



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

El volcanismo calcoalcalino y peralcalino del suroeste de Cerdeña (Italia) y mineralizaciones asociadas

Ariana Carrazana Di Lucia

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tdx.cat) i a través del Dipòsit Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tdx.cat) y a través del Repositorio Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tdx.cat) service and by the UB Digital Repository (diposit.ub.edu) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

FACULTAT DE CIÈNCIES DE LA TERRA

Departament de Mineralogia, Petrologia i Geologia Aplicada

TESIS DOCTORAL

**El volcanismo calcoalcalino y peralcalino
del suroeste de Cerdeña (Italia) y
mineralizaciones asociadas**

Programa de Doctorat de Ciències de la Terra

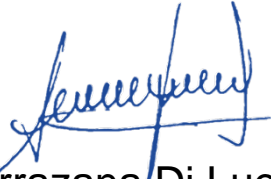
HDK09

Autor: Ariana Carrazana Di Lucia

Director: Domingo Gimeno Torrente

Fecha: Setiembre 2020

El volcanismo calcoalcalino y peralcalino del suroeste de Cerdeña (Italia) y mineralizaciones asociadas.



Doctoranda: Ariana Carrazana Di Lucia



Director: Domingo Gimeno Torrente

Barcelona, Septiembre de 2020

AGRADECIMIENTOS

Esta tesis desarrollada en la Facultat de Ciències de la Terra, Departament de Petrologia, Mineralogia y Geología Aplicada, se ha beneficiado de un contrato APIF (Personal Investigador en Formación) con financiamiento de la Universitat de Barcelona mediante Resolución 13/03/2015 correspondiente a la convocatoria 2014/2015.

Agradezco a mi director, el Dr. Domingo Gimeno Torrente, por permitirme desarrollar este trabajo con creatividad y libertad, guiándome siempre en el pensamiento crítico. A Dolors Barso Romeu, Fadoua Zohra Oumada, Montserrat Sibila y Vicenç Planella: mi tesis empieza con vuestro trabajo en la litoteca y el servei de làmina prima, mi reconocimiento y gratitud por haberme acompañado en este proceso. A Jordi Illa, Pedro Sanz Caja, Raúl Lovera, por el continuo soporte en el laboratorio de petrología. A Montse Guart i Fernández y a las personas que resolvieron siempre de manera cordial, mis papeles en Secretaría: Marga Montejo, Jordi Baguena, María Carmen Rebellon y Susana Martínez Verchili.

A Sergi Esteve i Girbés y Pieter Vermeesch, por todo el asesoramiento durante el tratamiento de datos estadísticos de edades radiométricas. A José M. Fuenlabrada, Javier Rodríguez Aller y José Gil Ibarguchi por brindarme el asesoramiento oportuno para trabajar con isótopos radiogénicos y a Iván Pineda Velazco por sus valiosos aportes en la comprensión de estos resultados.

Al personal CCiT-UB, agradezco la paciencia y el tiempo dedicado en el entrenamiento de las técnicas analíticas: Maite Romero, Francisco Menéndez García, Bárbara Baena Pérez, Cristian Fita Ruiz, Elisenda Seguí Ylla, Xavier Llovet, Xavier Alcobé, María Barba Ferrer, David Artiaga, Javier García-Veigas, Eva Prats Miralles, Rosa María Marimon Corbella, Joaquim Perona. A Jordi Ibáñez del CSIC, por su colaboración en resolver problemas de DRX.

A tot l'equip de l'departament de Mineralogia, Petrologia i Geologia Aplicada, especialmente a: Irene Cantarero, Telm Bover Arnald, Juan Diego Martín, Enrique Gómez-Rivas, Gemma Alias, Luis Gibert, Anna Travé, Elisabet Playà, Montserrat Liesa, Meritxell Aulinas, Laura Rosell, Federico Ortí, Ramón Salas, Albert Permanyer, Pedro Enrique, Maite García, Joan Carles Melgarejo y Joaquín Proenza. Moltes gràcies per tots els 5 anys de continu suport a la docència, al camp i en les tècniques desenvolupades. A Pura Alfonso, Juan José Pueyo Mur y Àngels Canals por haberme brindado sus conocimientos y soporte para trabajar con inclusiones fluidas.

A mis compañeros de trabajo en la UB: David Cruset, Sergi Valenzuela, Daniel Muñoz López, Victoriano Pineda González, Nelson Carvajal, Agustín Hernández, Damià Benet Morant, Guillem Gisbert, Lidia Butyosa, Sandra Amores Casals, Luz Gomis, Sandra Baurier, Nuria Pujol, Julia Farré, Malena Cazorla y Xialong Sum, por siempre tener algún consejo desinteresado y una sonrisa cada mañana. Y especialmente a todos los miembros del BCN SGA-SEG Student Chapter por confiar en mí y permitirme crear y crecer en varias líneas nuevas de trabajo, pero, sobre todo, por brindarme su apoyo para gestionar las licencias académicas del software Leapfrog 3D, el cual, ha permitido desarrollar una parte importante de esta tesis. En esta línea agradezco a Carlos Alonso de la empresa Seequent quien se ha mantenido siempre dispuesto a colaborar conmigo y al Chapter para avanzar en el uso de nuevas tecnologías. Un reconocimiento a Seequent (LeapfrogGeo 3D) por tener la visión de brindar licencias gratuitas a las Universidades.

A todo el grupo de la Universidad Nacional Autónoma de México: Carles Canet, Augusto Rodríguez, Rufino Lozano Santa Cruz, Carlos Linares López, Teresa Pi i Puig; Ruth Ester Villanueva Estrada; Marcela Errasti, Fernando Núñez; Margarita Reyes, Mario Cruz Guevara, Carlos Castillejo, Diego Armando Quintero Vargas, Joseph Madondo, Lupita Ávalos, Alejandra Membrillo y Santiago, por haberme acogido con una calidez humana inigualable y por brindarme todas las posibilidades de concretar los estudios de mineralizaciones. Y un agradecimiento especial a los amigos que han hecho mi estancia más fácil: Paula Romano, Derik Zavala Tellez, Aurora Manzano y Christian Castaneira.

A Daniela Novembre, Massimo Liberatore, Pietro Tocco, Gabriele Vargiu, Aurelio Fadda, Sandro Mezzolani, Gian Luigi Pillola, Efsio Cadoni, Sandro Tocco, Gianluca Lezzi, Giorgio SArdu, Pier Vitiello e la sua famiglia. In Italia mi hanno fatto sentire come a casa. Oltre ad aiutarmi ad avanzare nel mio lavoro, mi hanno accompagnato come se fossero la mia famiglia. Grazie mille.

Para todo o pessoal do CPGeo-GeoLab SHRIMP, Brasil: Colombo C. Tassinari; Mauricio Liska Borba; Kei Sato; Silvana Macedo, Maria Elena Holanda, Michele Silva, Vasco Loios, Artur Onoe, Liliane Petronilho, Daniela Batista, Nayara Alves Coelho da Silva. No Brasil, vivi os melhores momentos da minha tese, sou muito grata por ter aprendido e trabalhado com pessoas e profissionais tão excelentes. E para as pessoas responsáveis por um tempo feliz em São Paulo e Diamantina: Muca Siola, Vanessa Melo Albacete, Bruna Amaral, e todo o grupo de geólogos.

A los que pusieron su granito de arena desde Argentina: Diego Guido, Sebastián Jovic, Remigio Ruiz, Matías Galina y Francisco Ríos por colaborar en el estudio preliminar de inclusiones fluidas en materiales opacos. A Mario Rossi, Horacio Del Giudice, Carlos Luna y Cecilia Pietro-Luna, Rodrigo Lencina, Emilia Bertoni, Jéssica Giuliano, Matías Forno, Valeria Simón y José Bassan. A Leopoldo Serpa, infinitamente agradecida por todo el soporte y colaboración durante el modelamiento 3D.

Quiero agradecer especialmente a Marina Gabach, Rebeca Lechè, Amelia Melo, Victoria Holowatyj y a mis vecinos, Ángela Pintos, Gustavo Fontana, Benjamín Fontana, Rosa Barcelo, Juan Carlos Pintos, Juan Duran Giménez, Verónica Garlati y Esteban Bravo; quienes, durante este difícil contexto a nivel mundial, me han mostrado el mayor respeto, amor y solidaridad. A Manuel Pérez y Josep Vericat por su incondicional ayuda hasta el final de este proceso.

A R. F. Macías – “se puede decir mucho sobre una persona por sus zapatos, a donde van, donde estuvieron”- gracias por ponerte en los míos.

Muchas gracias a mi familia que siempre es el pilar fundamental en cada etapa de mi desarrollo personal y profesional. Y a vos abuela, que te fuiste durante esta tesis sin podernos despedir, gracias por tomar mi mano y hacerme sentir que podía lograrlo.

Contenido

1.	RESUMEN.....	1
2.	ABSTRACT	9
3.	MARCO GENERAL DE TESIS	15
4.	HIPÓTESIS Y OBJETIVOS.....	21
5.	MATERIALES Y MÉTODOS	23
5.1	Laboratorios y Técnicas Analíticas.....	24
6.	CARTOGRAFÍA DE UNIDADES VOLCÁNICAS	27
6.1	Introducción.....	27
6.2	Antecedentes Geológicos	29
6.3	Cartografía Previa	31
6.4	Metodología.....	34
6.4.1	Terminología Utilizada	34
6.4.2	Construcción de Mapas	35
6.4.3	Tipo de Software y Metadatos	36
6.5	Resultados	37
6.5.1	Series Volcánicas.....	37
6.5.2	Unidades y Subunidades Volcánicas Riolíticas	45
6.5.2.1	Descripciones de las unidades riolíticas de la serie media (MRH).....	45
6.5.2.2	Descripciones de las unidades peralcalinas de las series inferior (LCO) y superior (UCO).....	52
6.5.2.3	Descripción de las unidades riolíticas de la serie superior (URH).....	70
6.5.3	Estructuras	79
6.5.3.1	Fallas y fracturas	79
6.5.3.2	Blisters.....	85
6.6	Discusión.....	94

6.6.1.1	Aspectos cartográficos relacionados al nivel de detalle	94
6.6.1.2	Sobre la revisión volcanoestratigráfica y el ambiente de depósito	95
6.6.1.3	Una nueva interpretación para los blister	100
6.6.1.4	La influencia del control estructural en la región	102
6.7	Conclusiones del Capítulo 6.....	105
7.	PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS VOLCÁNICAS.....	109
7.1	Introducción.....	109
7.2	Antecedentes	111
7.3	Metodología.....	112
7.4	Resultados	116
7.4.1	Petrografía	117
7.4.1.1	Biotitas y Anfíboles en la serie MRH, TRQ, LCO y UCO	130
7.4.2	Química Mineral.....	140
7.4.3	Geoquímica de roca total y oligoelementos en las vulcanitas del Sulcis ...	151
7.4.3.1	Diagramas de clasificación geoquímicos y geotectónicos.....	152
7.4.3.2	Composición química de las pumitas.....	160
7.4.3.3	Oligoelementos y REE en rocas peralcalinas.....	164
7.4.3.4	Saturación de Zr	171
7.4.4	Isótopos Radiogénicos.....	176
7.4.4.1	Relaciones Isotópicas de Sr-Nd-Pb por Series	176
7.4.4.2	Relaciones isotópicas de Sr-Nd-Pb por Unidades y Subunidades.....	180
7.5	Discusión.....	183
7.5.1	Texturas y evidencias petrográficas volcanismo subacuático	183
7.5.2	Solubilidad y movilidad de elementos químicos en magmas peralcalinos.	184
7.5.3	Temperaturas de cristalización, mezcla de magmas y profundidades de cámaras magmáticas	185
7.5.4	Comparación de datos propios y de la literatura para isótopos radiogénicos de Sr-Nd-Pb.....	189
7.5.5	Modelo petrogenético del volcanismo del Sulcis	197
7.5.6	Sobre la evolución magmática	206

7.6	Conclusiones del Capítulo 7.....	209
8.	GEOCRONOLOGÍA. MÉTODO $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	211
8.1	Introducción.....	211
8.2	Edades asociadas al contexto geodinámico y magmático.....	214
8.3	Características geoquímicas de muestras geocronológicas.....	218
8.3.1	Descripción de muestras para datación en sanidinas.....	222
8.3.1.1	Serie URH. Unidad Calasetta (CT). Subunidad nivel piroclástico fuertemente soldado (CT)	223
8.3.1.2	Serie UCO. Unidad Monte Ulmus (MU), Subunidad vitrófiro basal (UCO1-C)	223
8.3.1.3	Serie LCO. Unidad Comendita (CO), Subunidad Cala Vinagra (LCO1-D)	225
8.3.1.4	Serie MRH. Unidad Matzaccara (MZ). Nivel piroclástico moderadamente soldado (MZ)	225
8.4	Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la secuencia riolítica.....	226
8.4.1	Metodología	226
8.4.2	Resultados	228
8.5	Recálculo de edades publicadas previamente.....	231
8.5.1	Aspectos generales sobre las técnicas de datación con K y Ar.....	232
8.5.2	Edades de referencia K/Ar y procesamiento de datos.....	233
8.5.3	Edades de referencia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y procesamiento de datos.....	234
8.6	Discusión.....	246
8.6.1	Sobre la validez general de las dataciones y los diferentes métodos.....	246
8.6.2	Sobre el contexto geodinámico del volcanismo	249
8.7	Conclusiones del Capítulo 8.....	252
9.	GEOCRONOLOGÍA. MÉTODO U-Th-Pb	255
9.1	Introducción.....	255
9.2	Antecedentes	256
9.3	Descripción geológica de muestras para datación de zircones	258

9.3.1	Geoquímica de roca total de las muestras geocronológicas	266
9.4	Metodología.....	271
9.4.1	Cálculo de edades mediante IsoplotR	277
9.5	Resultados	279
9.6	Discusión.....	297
9.6.1	Interpretación de fechas de cristales individuales.....	297
9.6.2	Unidades datadas por dos métodos geocronológicos	304
9.7	Conclusiones del Capítulo 9.....	311
10.	XENOLITOS	315
10.1	Introducción.....	315
10.2	Viabilidad del estudio isotópico para determinar el origen del protolito	317
10.3	Posibles protolitos de los xenolitos calcosilicatados	321
10.4	Ubicación de las muestras de estudio.....	322
10.5	Metodología.....	328
10.6	Resultados	329
10.6.1	Estudios de xenolitos calcosilicatados con microsonda electrónica (EPMA), microscopio electrónico (SEM-EDS) y catodoluminiscencia	329
10.6.2	Paragénesis mineral mediante difracción de rayos-X (DRX).....	337
10.6.3	Isótopos radiogénicos de Sr.....	340
10.6.3.1	Relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos del Paleozoico y el Cretácico	342
10.6.3.2	Relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de xenolitos calcosilicatados	342
10.6.4	Xenolito de textura holocristalina granular	346
10.6.5	Síntesis Mineral.....	349
10.7	Discusión.....	352
10.8	Conclusiones del Capítulo 10.....	353
11.	MINERALIZACIONES	355
11.1	Introducción.....	355
11.2	Metodología.....	357

11.3	Ubicación y descripción geológica de las mineralizaciones	361
11.3.1	En la Isla de San Pietro.....	362
11.3.1.1	Zona de Mina Capo Becco y Cala Fico.....	362
11.3.1.2	Zona de Mina La Piramide y Cantera de Macchione.....	368
11.3.1.3	Zona de Punta Nera	371
11.3.2	En la Isla de Sant'Antioco	372
11.3.2.1	Zona de Cala Lunga.....	372
11.4	Resultados	373
11.4.1	Estudio de los procesos de alteración hidrotermal en rocas de caja	373
11.4.2	Jaspes.....	380
11.4.2.1	Petrografía de los jaspes.....	384
11.4.2.2	Geoquímica de los jaspes	389
11.4.2.3	Microtermometría de inclusiones fluidas acuosas en jaspes brechados 394	
11.4.3	Óxidos de manganeso	401
11.4.3.1	Petrografía de óxidos de Mn.....	401
11.4.3.2	Química mineral.....	406
11.4.3.3	Geoquímica y clasificación genética	412
11.4.4	Minerales de REE y sulfuros asociados a las mineralizaciones	419
11.4.5	Bioindicadores presentes en las mineralizaciones	423
11.4.6	Estudios de isótopos estables de ³⁸ S, ¹³ C y ¹⁸ O asociados a las mineralizaciones.....	430
11.4.6.1	Análisis de sulfatos en jaspes.....	430
11.4.6.2	Análisis de carbonatos en óxidos de Mn	434
11.5	Discusión.....	438
11.5.1	Sobre el origen del manganeso	438
11.5.2	Sobre paragénesis mineral y temperaturas del sistema hidrotermal	440
11.5.3	Ambiente y condiciones de formación de las mineralizaciones	443
11.5.4	Sobre el control estructural y la actividad hidrotermal	447
11.6	Conclusiones del Capítulo 11.....	452

12. MODELAMIENTO IMPLÍCITO 3D.....	459
12.1 Introducción.....	459
12.2 Metodología.....	461
12.2.1 Tratamiento previo de información bibliográfica y límites del modelo.....	461
12.2.2 Etapas del Modelamiento Implícito	465
12.3 Resultados	472
12.4 Discusión sobre la validez del modelo y la temporalidad de las series.....	480
12.5 Conclusiones del Capítulo 12.....	485
12.6 Modelo Geológico 3D de la Región del Sulcis <i>on line</i>	489
13. DISCUSIONES GENERALES.....	491
13.1 Sobre Calderas	491
13.2 Sobre las Estructuras Tipo Caldéricas en la Región del Sulcis	494
13.3 Sobre la Influencia Marina en la Caldera del Sulcis.....	508
14. CONCLUSIONES FINALES.....	513
14.1 Líneas de investigación futuras.....	527
14.2 Final Conclusions	529
15. REFERENCIAS.....	535
15.1 Bibliografía	535
15.2 Páginas WEB	581
16. ANEXO I: MAPAS VOLCANOLÓGICOS Y COLUMNA VOLCANOESTRATIGRÁFICA GENERALIZADA PARA EL SO DE CERDEÑA	587
16.1 Lista de Mapas y Columnas Vulcanológicas.....	587
17. ANEXO II: MAPAS DE MINERALIZACIONES DE MANGANESO Y HIERRO	588
17.1 Lista de Mapas de Mineralizaciones	588
18. ANEXO III: TABLAS GEOLÓGICAS DE SOPORTE PARA LA CARTOGRAFÍA. RE-CLASIFICACIÓN DE UNIDADES Y DEFINICIÓN DE SUBUNIDADES EN LAS REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.	589
18.1 Detalle de cantidad de muestras utilizadas de la bibliografía	589
18.2 Tabla de re-interpretación de unidades en afloramiento.....	589

18.3	Tabla de re-interpretación de unidades en sondeos	595
19.	ANEXO IV: TABLAS DE DATOS GEOLÓGICOS Y GEOQUÍMICOS DE ESTA TESIS.....	599
19.1	Muestras de control cartográfico sin geoquímica.....	599
19.2	Puntos de control de mineralizaciones en afloramiento.....	602
19.3	Puntos de control cartográfico sin obtención de muestras.....	603
19.4	Información geológica utilizada en el modelamiento 3D	604
19.5	Parámetros Químicos de Laboratorios.....	608
19.5.1	Laboratorio X-LANGEM, Fluorescencia de Rayos X, Universidad Nacional Autónoma de México.....	608
19.5.2	Laboratorio CCiT-UB, Fluorescencia de Rayos X, Universidad de Barcelona	608
19.5.2.1	Materiales de Referencia Internacionales (FRX) CCiT-UB.....	608
19.5.2.2	Rangos de Calibración (FRX) CCiT-UB.....	609
19.5.2.3	Límites de detección de técnicas FRX, ICP-MS e ICP-OES. Laboratorios CCiT-UB.....	610
19.5.3	Límites de detección de técnicas FRX e ICP-MS de ALS Laboratory Group	611
19.5.4	Estándares propios utilizados para control de los Laboratorios.....	612
19.5.5	Controles de Calidad de ALS Laboratory Group.....	619
19.6	Controles de Pulverización con Molino de Tungsteno	627
19.7	Qa-Qc de duplicados de método, Ba y Zn por ICP-MS vs OES	628
19.8	Resultados geoquímicos de roca total	633
19.9	Resultados isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$; $^{206-207-208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en roca total	648
19.10	Resultados geoquímicos de mineralizaciones.....	652
19.11	Parámetros de Celda Mineral. Difracción de rayos-X y método Rietveld.....	671
19.12	Patrones de calibración de equipo para microtermometría. Platina Linkam THS600 <i>stage</i>	672
20.	ANEXO V: Resultados Geocronológicos	673
20.1	Método U-Th-Pb.....	673
21.	REFERENCIAS GRÁFICAS PARA LECTURA DE DIAGRAMAS GEOQUÍMICOS EN ORDEN ESTRATIGRÁFICO.....	684
22.	LISTA DE ABREVIATURAS Y UNIDADES	685

LISTA DE FIGURAS

Fig. 3.1 Ubicación físico-geográfica de Cerdeña. El recuadro blanco al SW de la isla indica el área de estudio en esta tesis. El mapa fue modificado de su fuente original (licencia CC BY-SA-3.0). La imagen vectorial de la Provincia de Cerdeña del Sur incluye elementos que han sido modificados de Città metropolitane d'Italia.svg (NordNordWest) CC BY-SA 3.0.....	16
Fig. 3.2: Mapa Geológico del área Carbonia-Iglesias, modificado de SardegnaMappe. Metadatos descargados el 15/02/2020 (<i>dataset</i> geologiaAreali2008). Sistema de referencia WGS84 (UTM 32S) La nomenclatura y orden estratigráfico del complejo volcánico se corresponde con las descripciones de la Hoja 564 de Carbonia (Pasci et al., 2010), quedan fuera de esta representación geológica las áreas blancas que corresponden a otra hoja geológica.	17
Fig. 3.3 Columna estratigráfica generalizada que sintetiza la historia geológica del SO de Cerdeña. Esta tesis pone foco en formaciones carbonáticas del Basamento Paleozoico y Mesozoico, y el estudio integral del Complejo Volcanosedimentario del Mioceno. Modificado de Barca y Costamagna (2010), CC BY NC ND licencia de Elsevier número 4898170885541.	19
Fig. 6.1: Mapa del SO de Cerdeña con la ubicación de muestras propias y de autores de referencia utilizadas en esta tesis para definir las unidades y subunidades de la cartografía. Estas muestras forman parte también de la base de datos geoquímica y se han incorporado en el proceso de modelamiento 3D.	38
Fig. 6.2: Cartografía previa, no publicada que apoya las interpretaciones de los mapas generados en esta tesis para las 3 áreas de estudio. Imágenes satelitales de Gisbert y Gimeno (proyecto 2008-2010). En San Pietro se re-interpretaron 35 imágenes satelitales y un mapa inédito (en esta figura Rosselló-Espuny, 2005). En Sant'Antioco 137 imágenes y 2 mapas inéditos (Rodríguez-López 2009 y Ramon-Sala, 2009).	39
Fig. 6.3: Mapa geológico de la sucesión volcánica Oligo-Mioceno del SO de Cerdeña con la descripción de las series propuestas en este trabajo. Por su denominación en inglés: AND (<i>basaltic-andesites and andesites</i>), LRH (<i>lower rhyolites</i>), MRH (<i>middle rhyolites</i>), LCO (<i>lower comendites</i>) UCO (<i>upper comendites</i>), URH (<i>upper rhyolites</i>).	42
Fig. 6.4: Área con posibles afloramientos de la serie LRH en Sant'Antioco. La zona delimitada por puntos amarillos contiene un afloramiento por debajo de Monte Crobu que debe ser revisado para correlacionar si se trata de la Unidad Corona Maria o las sucesivas ignimbritas en la serie baja. .	44
Fig. 6.5: Área del Sulcis donde se re-interpreta la Unidad Lenzu en Monte Sirai.	44
Fig. 6.6: Ejemplo de la incorporación de Conca is Angius en el Sulcis. Esta unidad presenta también nuevos afloramientos en Sant'Antioco que pueden observarse en los mapas finales.....	45
Fig. 6.7: Traquiandesita de San Pietro. A) Vista panorámica hacia el O, con la extensión del domo. B) Contexto y posición respecto de las unidades riolíticas y comendíticas de las series MRH y LCO. C) Afloramiento con vista al sur en dirección de Capo Sandalo. D) Afloramiento por debajo de la subunidad Genarbi. Se observa en LCO2 importante mineralización diseminada de manganeso.	47
Fig. 6.8: Unidad Monte Crobu. A) vista de la posición (cuadro amarillo) donde se determinaron los contactos entre subunidades. Flechas rojas indican dirección de flujo. Los círculos blancos representan los posibles puntos emisores de las unidades MC y NUR. Las líneas rojas son lineamientos estructurales. B) Vitrófiro basal negro MC-vn. C) Vitrófiro basal rosa MC-vr. D) Ignimbrita gris con abundantes minerales máficos MC-g. E) Detalle de MC-g con textura eutaxítica. F) subunidad con pumitas centimétricas MC-p. G) Detalle de MC-p con pumitas aplastadas.	49

Fig. 6.9: Unidad de enfriamiento de Nuraxi y sus diferentes subunidades. A) Base de la unidad observada en Sant'Antioco. B) Contacto en sondeo del Sulcis, entre la fase gris poco soldada (NUR- g) y la fase reomórfica. C) vitrófiro perlítico negro rico en cristales (NUR-vp). Este nivel está por debajo del vitrófiro negro (NUR-vn). D) Pliegues reomórficos a escala métrica en Nuraxi al sur de Sant'Antioco (NUR-r). E) Nuraxi con nivel de pumitas grises, foto de San Pietro en la zona de Punta Nera (NUR-p1)..... 50

Fig. 6.10: Afloramientos de la Unidad Matzaccara (MZ) en una de las canteras de Sant'Antioco próximo a Cala Saboni. A) Nivel ignimbrítico intensamente soldado, caracterizado por contener abundantes cristales de biotita color bronce, visibles en muestra de mano. En la base se presenta un vitrófiro rosado decimétrico (MZ-v). B) nivel de flujo de cenizas (*ash flow*) con pequeñas pumitas blancas y abundantes fragmentos líticos de color negro que corresponde a MZ. C) Vista panorámica de la cantera donde se puede observar la secuencia entre riolitas y comenditas. En la perspectiva de fondo de la foto se observa el buzamiento de la secuencia hacia el O (hacia el mar), mientras que el vitrófiro basal de Monte Ulmus (UCO1) se acomoda según la paleotopografía por encima de la ignimbrita de Cala Lunga (LCO6)..... 51

Fig. 6.11: Secuencia de Comenditas en el Entrotterra Sulcitano. A) Zona próxima al pueblo de Matzaccara, transecta por la carretera (línea blanca E-W). B) Afloramientos de cuatro subunidades peralcalinas, que no superan los 5 m de potencia individualmente, esto impide situarlas en el mapa a la escala de trabajo. Sólo dos subunidades están representadas en el mapa de la figura A. Notar el buzamiento hacia el oeste en toda la secuencia expuesta en afloramiento. En menos de 50 m afloran 3 series riolíticas (MRH, LCO, UCO). C) Detalle de estructuras reomórficas en la subunidad UCO2 sobre el vitrófiro rosado UCO1-C de la Unidad Monte Ulmus. 53

Fig. 6.12: A) Unidad CO en Sant'Antioco. B) Afloramiento con subunidades de poca potencia, de difícil interpretación en la escala del mapa. Detalles de afloramientos representados con números. 54

Fig. 6.13: Comendita (LCO3) próxima a Nuraghe de Gianni Efisi. A) y B) patrón de afloramientos semicubiertos por vegetación arbustiva (*macchia mediterránea*), pero que resaltan por su color rojizo. C) muestra de mano con presencia de líticos, pumitas y cristales. 57

Fig. 6.14: Unidad Monte Ulmus. A) mapa detallado de la subunidad UCO3-B aflorando sólo en Sant'Antioco. B) fuerte silicificación de la ignimbrita. C) bombas silicificadas. D) Pumitas marrones de tamaño decimétrico. E y F) pumitas con precipitación de ópalo en burbujas debido a la circulación de fluidos con alto contenido de sílice. 57

Fig. 6.15: A) afloramiento y contacto entre la subunidad media (UCO3-A) y la superior (UCO3-B) de la unidad de enfriamiento Monte Ulmus. B, C y D) Bombas y pumitas muy características de esta subunidad. 58

Fig. 6.16: Mapa volcanológico que muestra las secciones de 23 columnas estratigráficas levantadas en campo para correlacionar las unidades alcalinas y peralcalinas de la isla de San Pietro. Las columnas pueden consultarse a continuación (Fig. 6.17, Fig. 6.18 y Fig. 6.19)..... 60

Fig. 6.17: Columnas estratigráficas esquemáticas (sin escala) en el sector NO de la isla de San Pietro. Correlación entre las unidades peralcalinas de la serie inferior y superior (LCO-UCO) y las unidades riolíticas de la serie superior (URH)..... 61

Fig. 6.18: Columnas estratigráficas esquemáticas (sin escala) en la isla de San Pietro. Sector de Monte Tortoriso (perfil F-G) y la zona O alrededor del área del Becco (perfiles H-I y J-K). Correlación entre las unidades peralcalinas de la serie inferior (LCO) y las unidades riolíticas de la serie media (MRH). 62

Fig. 6.19: Columnas estratigráficas esquemáticas (sin escala) en la isla de San Pietro. Sector ubicado entre Mandria y La Piramide Correlación entre las unidades peralcalinas de la serie inferior y superior (LCO-UCO) y las unidades riolíticas de la serie media (MRH). 63

Fig. 6.20: A) Afloramiento de domos comendíticos en San Pietro. Los círculos (con una cruz interna) indican los posibles domos individuales. B) oleada piroclástica intercalada durante el crecimiento del domo de Cala Fico, a techo se observa uno de los domos-coladas de Becco. C) detalle de la foto B al nivel de las hialoclastitas. D) textura brechada y flujo magmático en domo de Cala Fico. 64

Fig. 6.21: A) Afloramientos de la subunidad Genarbi (LCO2). B) depósito de flujo rico en pumitas blancas. C) ignimbrita soldada con mineralizaciones de Mn. D) oleada piroclástica en contacto con domo LCO1. E) depósito de caída en la base. F) niveles epiclásticos intercalados con los flujos de cenizas. 65

Fig. 6.22: A) Ubicación de afloramientos de pantelleritas en San Pietro. B) Domo de Monte Tortoriso. C) Ignimbrita de Capo Sandalo (LCO4-A). D) Aspecto de la ignimbrita con abundantes pumitas blancas. E) Aspecto del domo (LCO4-D), en general es de color más verdoso que las coladas. ... 67

Fig. 6.23: Domo brechado pantellerítico de La Piramide. Los clastos tienen tamaños métricos a centimétricos. Se aprecia el color verdoso en general de toda la roca, como en general se puede observar en la zona de Monte Tortoriso. Este domo presenta evidencias petrográficas de emplazamiento subacuático. 68

Fig. 6.24: A) Afloramiento de LCO6 en Punta Senoglio, Isla de San Pietro. El contacto superior es con la Unidad Carloforte. El contacto inferior es con LCO5, pero no se puede apreciar en la fotografía desde esta vista. B) Boca de Mina en La Piramide, contacto de LCO6 con vitrófiro basal de Monte Ulmus, el área enmarcada en rojo muestra lapillis acrecionales, también se pueden ver pátinas de óxidos de manganeso. C) Cantera en La Piramide, LCO6 entre subunidad Genarbi y Unidad Carloforte. A techo de LCO6 capa fuertemente argilizada. 69

Fig. 6.25: A) Unidad Acquedotto (AQD) en San Pietro. B y C) detalles a diferente escala de los afloramientos donde se puede observar una roca muy masiva, en determinados sectores presenta disyunción columnar. 71

Fig. 6.26: A, B y C) Afloramientos de las 3 subunidades de Paringianu en San Pietro. La potencia de PA-I suele variar entre 1-5 m y generalmente a techo suele presentar niveles epiclásticos y *debris flow*. PA-B y PA-R son flujos de potencia considerable (hasta 10 m). D) Afloramiento de PA-R en Sant'Antioco, en esta isla la subunidad nunca supera los 10 m de potencia. 71

Fig. 6.27: Subunidad PA-I en la isla de Sant'Antioco. A) afloramiento próximo a I Ciclopi que muestra un paleosuelo a techo de la unidad inferior que corresponde al nivel de bombas UCO3-B. B y C) nivel de cenizas estratificadas de diferente potencia (30 cm a 2 m). D) Estructuras sedimentarias en resalte erosivo indicando la presencia de organismos. 72

Fig. 6.28: A y B) Subunidad PA-I con estructuras sedimentarias de tipo *burrows*, visibles en San Pietro y Sant'Antioco. C) Muestras de burrows y fotos de SEM asociadas a los materiales contenidos en el interior de los tubos. Las paredes son silíceas, con aluminio y magnesio. Se observan abundantes cristales de cloruro de sodio y resto de un microorganismo de composición silícea (posiblemente diatomea). En las paredes también se presenta un borde negro que corresponde a óxidos y carbonatos de manganeso que podrían tener un origen bioinducido. 73

Fig. 6.29: Subunidad Paringianu Rosa en isla de San Pietro. A) Relieve marcado en contraste con la subunidad inferior PA-B. B) Textura de la ignimbrita, con abundantes pumitas aplastadas por intensa soldadura. C) Conductos de desgasificación (*elutriation pipes*) en la base de la subunidad. D) Igual que C, pero a techo de la subunidad y con 50 cm de extensión vertical. 74

Fig. 6.30: Afloramientos de Post-Calasetta en su nivel basal, sector de La Punta, San Pietro. A) Vista generalizada de los contactos entre Unidad Calasetta (CT) y Unidad Post-Calasetta (PCT). B) Detalle de la textura en afloramiento de la subunidad brecha gris inferior PCT1. C) Otra vista de contactos y posición de las fotos B y D en la columna. D) Detalle de la textura del techo de la Unidad Calasetta. Aquí el techo de CT está estratigráficamente en el bloque hundido del sector N que muestra un patrón muy escalonado, ya que a 800 m en línea recta se encuentra la base de la Unidad CT con el vitrófiro basal, en uno de los bloques más elevados, con un salto vertical de aproximadamente 50-70 m. 75

Fig. 6.31: A) Vista general de los afloramientos en posición estratigráfica para las subunidades de Post-Calasetta. B y C) Texturas de la subunidad PCT3 con ligeros cambios de coloración en función del incremento de componentes magmáticos juveniles. D) Características texturales de PCT2, con pumitas y fragmentos líticos accidentales de CT..... 76

Fig. 6.32: A) Contactos entre PCT2, PCT3 y PCT4 en San Pietro. B) Detalle de textura de PCT4 con pumitas decimétricas. C) PCT4 con reomorfismo intenso. D) Aspecto de PCT4 en zonas de fuerte reomorfismo, donde la roca presenta una coloración más rojiza; detalle de pumita métrica. 77

Fig. 6.33: Unidad Post-Calasetta en San Pietro. A) Intenso reomorfismo en subunidad PCT4 con un conducto central que acumula material fino (ceniza) que se puede correlacionar con PCT5. B) Estructura tipo *Blister*. C) Flujo de ceniza PCT5 a techo de PCT4, corresponde al último evento piroclásticos de la Unidad Post-Calasetta..... 78

Fig. 6.34: Estructuras en la serie URH. A) Contacto de la Unidad Punta Mingosa (PM más antigua) con Le Colonne (LC) y Geniò (GN). Las letras amarillas indican la posición de las fotos inferiores. B) Falla normal entre unidades, LC y GN corresponden al bloque hundido. C) Intensa fracturación en la unidad LC, las líneas rojas representan algunas de las direcciones principales de fallas y fracturas, los contactos en negros sirven de guía para observar el desplazamiento de los niveles cineríticos. Estas fallas se interpretan como producto de compactación de LC por el depósito de GN, ya que esta última no se ve afectada por fracturas. 80

Fig. 6.35: Evidencias de marcado paleorelieve producto de lineamientos estructurales. A) Contacto casi vertical entre subunidad Paringianu rosa PA-R y el vitrófiro basal de la Unidad Calasetta CT-v. B) Estructuras de carga entre la base del vitrófiro CT-v y la subunidad PA-R. C) Vitrófiro basal CT-v con disyunción columnar. D) *Litophysae* de tamaño decimétrico (dm) en la subunidad CT, en contacto con el vitrófiro basal CT-v. 82

Fig. 6.36: Norte de la isla de San Pietro. A) Fallas de dirección casi N-S que generan escalones que se hunden hacia el ENE. B) Vista N-S de la falla marcada con el recuadro negro en la foto A. Contacto entre el techo de la Unidad Calasetta y la subunidad PCT3 de Post-Calasetta. C) Vista E-O de la misma situación. 82

Fig. 6.37: Sant'Antioco. A) Direcciones de flujo de la Unidad Calasetta (CT). Se interpreta que los puntos de emisión provienen desde una fractura ubicada en el mar. B) Paleorelieve en forma de canal fosilizado por las unidades PA-R y CT. 83

Fig. 6.38: Evidencias de fallas sinvolcánicas en el sondeo FS19 (perforado a -90°), sector del canal de Paringianu. La Unidad Nuraxi aflora hacia el NO y luego desaparece hacia el SE, donde se identificó a partir de la cota -98 m. Las líneas amarillas marcan las direcciones de flujo. 84

Fig. 6.39: Estructuras denominadas *blisters* en el área de Sant'Antioco. A) En Cala Lunga las formas circulares pueden observarse en la costa y también bajo el agua (ver flechas negras). B) Dimensión de un blíster en la Unidad Monte Ulmus donde también se pueden ver pliegues reomórficos. Las líneas amarillas indican las direcciones de flujo. C) Nótese la intensa foliación concéntrica en las partes más externas de los *blisters*..... 87

Fig. 6.40: Zona con posibles *blisters* identificados por imagen satelital en la isla de San Pietro, sobre la Unidad Carloforte (UCO4-A). En este sector las estructuras circulares son de menor diámetro, no superando los 3 m. Por encima se deposita la Unidad Paringianu (subunidades PA-B y PA-R), ambas con estructuras de tipo pipes (conductos de desgasificación)..... 88

Fig. 6.41: Estructuras de desgasificación en diferentes unidades volcánicas en las islas de San Pietro y Sant'Antioco. A) *Blister* en la Unidad Monte Ulmus, concentrados en la subunidad UCO3-A. B) *Blister* en la Unidad Post-Calasetta, concentrados en la subunidad PCT4. C) *Blister* en la Unidad Punta Mingosa (en la literatura se encuentra esta zona como geiser fósil). 89

Fig. 6.42: A) Aspecto de la zona de *blisters* en Geniò, San Pietro. Observar que la silicificación se produce principalmente hacia la zona central y media de la estructura circular. B) Inyecciones dúctiles en la roca de caja con relleno de ópalo hacia la parte central y arcillas en los bordes. C y D) fracturas atravesando la ignimbrita PM entre ambos *blisters*. 90

Fig. 6.43: Estudio detallado de muestras del *blister* en el sector de Geniò, Unidad Punta Mingosa. Las letras en círculos negros indican la posición sobre la observación descrita en las figuras sucesivas. A) Anillo externo del *blister* principal. B) Muestra para petrografía donde se analiza la zona próxima al contacto con la ignimbrita y una posición más interna. C) petrografía de la muestra en B, fragmentos líticos en una matriz afanítica, en D) la misma sección a nícoles cruzados donde se observa el reemplazo de sílice sobre la matriz vítrea y parte de los fragmentos líticos que presentan oxidación de minerales opacos. E) A mayor aumento se pueden distinguir *shards* tricúspides a nícoles paralelos. F) misma imagen que E, a nícoles cruzados observando el mismo patrón de silicificación de la matriz vítrea. 91

Fig. 6.44: Muestra de la zona central del *blister* en el área de Geniò. C y D) Análisis petrográfico en lámina delgada. E y F) Estudio de fragmento de roca con microscopio electrónico. En las 4 fotografías de escala de detalle se puede ver la matriz vítrea con texturas típicas de rocas piroclásticas, presencia de *shards* y silicificación intensa de la matriz vítrea. Los patrones EDS muestran composiciones de sílice, potasio y aluminio para el vidrio volcánico, y un claro patrón de sílice para la alteración alrededor del *shard*. 92

Fig. 6.45: Contacto entre la roca de caja (Punta Mingosa) y el borde más externo de los productos de alteración en fracturas que atraviesan la zona de Geniò en San Pietro. B) Espectro de reflectancia SWIR determinado para montmorillonita. Las medidas se realizan en 3 sectores diferentes de la muestra (15-234 a, b, c). Las bandas marrones corresponden a las principales características de absorción. Ver sección 11.2 para detalle de la metodología SWIR..... 93

Fig. 6.46: Unidad Matzaccara. Muestra ubicada en San Pietro en contacto inferior con subunidad Genarbi en la zona de Minas del Becco, en el área principal de mineralizaciones y a 1.000 m en línea recta de los domos y hialoclastitas de Cala Fico (LCO1-D). Estas texturas perlíticas en la matriz vítrea no son frecuentes para esta unidad en las restantes áreas de estudio. Referencias: Pl-plagioclasa, Bt-biotita, Op-opacos..... 98

Fig. 6.47: Vitrófiro basal con textura perlítica (NUR-vp) de la Unidad Nuraxi. A) Muestra de sondeo en el Sulcis (FS22), a 200 m de profundidad. B) Muestra de afloramiento en Sant'Antioco al E de Su de Serra y próximo a las rocas andesíticas del sector S de la isla. Fotos A y B) izquierda a nícoles paralelos, derecha a nícoles cruzados. C) Muestra de afloramiento al centro-sur de la isla de San Pietro. Fotos con microsonda electrónica donde se ve muy bien la textura perlítica en el vidrio volcánico. Referencias: Pl-plagioclasas, Sa-sanidina, An-anortoclasa, Op-opacos, Px-piroxenos. 99

Fig. 6.48: Detalle en sección transversal de la costa O de Sant'Antioco donde se pueden observar una serie de <i>blisters</i> casi alineados o conectados por un posible conducto que canaliza el escape de gases hacia el techo de la unidad ignimbrítica. Esta sección corresponde a la Unidad Monte Ulmus, (subunidad UCO3-A, ignimbrítica reomórfica). La escala vertical es de aproximadamente 40 m.....	103
Fig. 6.49: Sector de Cala Saboni en Sant'Antioco. A) Se observa la intersección de los dos sistemas de Fallas importantes. B) Este sector es el que concentra la mayor cantidad de <i>blisters</i> . C) Zona de Falla evidenciada por la verticalización de las lineaciones de flujo de la ignimbrítica. La geometría en forma de cuña indica que la falla es sinvolcánica para la Unidad Monte Ulmus.	104
Fig. 6.50: A) Estructuras presentadas en los mapas de cada sector. B) Interpretación de los lineamientos estructurales que tienen fuerte control sobre la secuencia volcánica del Sulcis. En trazos negros se representan las fallas principales y en trazo azul el sistema radial asociado a estas fracturas de tipo anular. Las flechas negras indican las zonas con <i>blisters</i> y los puntos rojos las manifestaciones de manganeso.....	105
Fig. 7.1: Isla de San Pietro: características petrográficas de la Unidad traquiandesita (TRQA). Matriz microlítica y traquítica con fenocristales de plagioclasas y piroxenos. Se observan lineaciones de flujo y los fenocristales alineados en esa dirección. Son frecuentes las texturas de desequilibrio entre vidrio y cristal, los minerales accesorios corresponden a monacita, apatito y zircón, junto con minerales opacos abundantes. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).....	118
Fig. 7.2: Isla de San Pietro: domo de Cala Vinagra (LCO1-D). A) matriz vítrea con textura perlítica y cristal de cuarzo esquelético. B) matriz vítrea intensamente desvitrificada (estadio esferulítico) y cristal de sanidina fracturado y desplazado in situ. C) matriz de hialoclastita con textura perlítica. D) cristales de Qz y Sa fuertemente fracturados en matriz hialoclastítica con textura perlítica. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).....	119
Fig. 7.3: Isla de San Pietro: subunidad LCO2 comendítica de Genarbi. A) nivel de caída. B) oleada piroclástica con fragmento del domo LCO1-D (nótese la textura perlítica del fragmento). C) nivel epiclástico con fragmentos líticos accidentales, pumitas y cristales. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).....	120
Fig. 7.4: Isla de San Pietro: texturas granofíricas de feldespato potásico (sanidina) y cuarzo en comenditas de las coladas LCO3-L Ravenna-Becco-Nasca (A y B) y pantellerita LCO4-D del domo de La Piramide (C y D). Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).....	122
Fig. 7.5: Isla de San Pietro: texturas de cuarzos con fracturas curvas en coladas LCO3-L (A y B). C) Textura granofírica con inclusiones fluidas (cuadro rojo) trifásicas (L-V-S) en sanidina, nótese también una inclusión fluida bifásica en la zona granofírica. D) desvitrificación intensa del vidrio, texturas esferulítica y (en matriz) micropoiquilítica. C y D corresponden al domo LCO4-L de la zona de La Piramide. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).....	123
Fig. 7.6: A) Subunidad ignimbrítica comendítica LCO3 en Sant'Antioco con textura eutaxítica, grandes fenocristales de cuarzo y sanidina, fases menores de anfíboles marrones y amarillos. B) Pantellerita lávica LCO4-L de Monte Tortoriso, con paragénesis de cuarzo, sanidinas y piroxeno-Na. C) Domo pantellerítico LCO4-D en Monte Tortoriso, nótese la marcada foliación de flujo. D) Subunidad ignimbrítica de Capo Sandalo (pantellerita) se observan cuarzos con fracturas curvas y texturas granofíricas marcando contacto con agua (<i>supercooling</i>). Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).....	124
Fig. 7.7: A) Subunidad ignimbrítica comendítica Punta Senoglio en San Pietro, más soldada, con fuerte textura eutaxítica, nótese la pumita con textura perlítica y fracturas curvas en cuarzos. B) La misma unidad en Sant'Antioco, ya sin evidencias de ambiente subacuático. C) Subunidad LCO5 en Ventrishio, San Pietro. D) Subunidad LCO6 en Cala Lunga, Sant'Antioco. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).....	125

Fig. 7.8: Serie UCO, con vitrófiro basal que consta de 3 miembros. A) UCO1-A vitrófiro negro intensamente desvitrificado. B) UCO2-B vitrófiro marrón. C) UCO3-C vitrófiro rosa. D) Subunidad UCO2, nivel ignimbrítico intensamente soldado, color rosado, con predominio de sanidina sobre el cuarzo. Ambos niveles presentan textura eutaxítica muy marcada. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.)..... 127

Fig. 7.9: Serie UCO. A) Subunidad ignimbrítica UCO3-A reomórfica con textura de desvitrificación micropoiuilitica en mosaico. B) UCO3-A, muestra en la zona más foliada de la pared interior de un *blister*, nótese como se deforman los mosaicos hasta unirse en bandas paralelas a la foliación. C) Subunidad UCO3-B con textura eutaxítica e importante silicificación. D) Unidad Acquedotto (AQD) con pumitas negras y fenocristales de feldespatos esqueléticos y corroídos, también presenta cuarzo. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.) 128

Fig. 7.10: Serie UCO. Subunidad UCO3-B. A) Precipitación de calcedonia-ópalo CT en las áreas vesiculares de una pumita. B) Xenolito calcosilicatado, nótese el espacio o porosidad que se genera en contacto con la roca de caja (resina color verdosa) por la digestión parcial del xenolito y la liberación de gases (CO₂). C) Ampliación de fotografía en B, donde se puede observar una fase mineral acicular amarillenta que a nícoles cruzados presenta fuerte colores de interferencia. Minerales silicatados formados por reacciones pirometarmórficas ricos en Mg, K, F, Na y Mn en orden de importancia. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.) 129

Fig. 7.11: Minerales hidratados de las rocas riolíticas de la serie intermedias MRH y la serie TRQ (traquiandesita). A) Unidad Punta dei Cannoni (PC), presenta el mineral máfico amarillo, bastante alterado y en claro desequilibrio con el líquido. B) Otra muestra de PC con un anfíbol de color marrón y abundantes cristales de apatito, prácticamente de la misma longitud que los anfíboles. C) Subunidad Monte Crobu rica en pumitas anfíboles marrones. D) Unidad Matzaccara con las biotitas características para este flujo ignimbrítico, siempre en paragénesis con zircones. E) Unidad traquiandesita con presencia de flogopita (rica en Ti), también se observa en desequilibrio con el líquido y no es frecuente en la roca por lo que parece corresponder a un xenocristal. F) detalle a mayor aumento de E. Todas las fotos a nícoles paralelos. 131

Fig. 7.12: Fluoro-riebeckita en Pantellerita lávica de Monte Tortoriso. Imágenes superiores a nícoles paralelos (izda.) y nícoles cruzados (dcha.). Imagen inferior de electrones retrodispersados (BSE) obtenida con microsonda electrónica..... 133

Fig. 7.13 Arfvedsonita rica en fluor en Pantellerita lávica de Monte Tortoriso. Imágenes superiores a nícoles paralelos (izda.) y nícoles cruzados (dcha.). Imagen inferior de electrones retrodispersados (BSE) obtenida con microsonda electrónica. 134

Fig. 7.14: Colada de Ravenna-Becco-Nasca (LCO3-L) con augita y astrofilita. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.) 134

Fig. 7.15: Mineral máfico amarillo característico en pantelleritas ignimbríticas. Muestra de Capo Sandalo en San Pietro. Los cristales tienen <2 mm de tamaño en su eje más largo, generalmente se presentan elongados en una relación máxima de 1:6, frecuentemente 1:3. A) separación de cristales para DRX monomineral con lupa binocular. B) Detalle del mineral amarillo en sección delgada, visto con lupa binocular, aumento 100x; nótese los esferulitos de desvitrificación en la matriz vítrea. C) Vista en microscopio petrográfico a nícoles paralelos. D) Vista a nícoles cruzados con altos colores de interferencia. El cristal nunca extingue por completo. E) Microscopio electrónico de barrido, imagen de electrones retrodispersados (SEM-BSE) del cristal en contacto con la matriz vítrea. El cuadro rojo muestra el área ampliada en la foto F. Mineral en capas alternas grises claras y grises oscuras. 136

Fig. 7.16: difractograma de muestra en polvo de la unidad LCO4-A (pantellerita) de Capo Sandalo. 137

Fig. 7.17: Imagen de electrones retrodispersados del microscopio electrónico de barrido, del mineral amarillo. Estructura de un cristal individual (subunidad LCO4-A). En 1 se observan en detalle las capas que conforman el cristal. En 2 se muestran las abundantes exoluciones del Si-Ti-Nb perpendiculares a la orientación preferencial de las capas. En 3 detalle de los nódulos de exolución. Se presentan como esferulitos a partir de planos o lineaciones. Las exoluciones sólo se producen en las capas grises oscuras. 137

Fig. 7.18: Microscopio electrónico de barrido, imagen de electrones retrodispersados (arriba) y mapas composicional de los diferentes elementos detectados (Si, Al, Fe, Na, Ti) en el mineral máfico amarillo de LCO4-A (Capo Sandalo), San Pietro. Otros elementos no se exponen por presentar baja resolución de mapeo. 138

Fig. 7.19: Imagen de electrones retrodispersados de microsonda electrónica (izda.) para determinar química mineral del mineral máfico amarillo en la ignimbrita LCO4-A de composición pantellerítica. En el centro foto a nícoles paralelos (el cuadro amarillo se corresponde con el mineral analizado con EPMA). A la derecha foto a nícoles cruzados con microscopio petrográfico. 139

Fig. 7.20: Unidad Nuraxi, vitrófiro basal con textura perlítica (NUR-vp). Los minerales están alineados en fila. Ambos cristales se muestran en nícoles paralelos (foto superior), nícoles cruzados (foto central) y con imágenes (inferiores) de electrones retrodispersados en la microsonda. Corresponden a enstatita en paragénesis con óxidos de hierro y zircón. Se observa el desequilibrio con el líquido al estar en ambos casos los bordes corroídos. 140

Fig. 7.21: Composición de piroxenos de la subunidad NUR-vp. Vitrófiro basal perlítico de la Unidad Nuraxi. Puntos azules medidos en borde de cristal, puntos rojos en el centro. 141

Fig. 7.22: Composición de feldespatos de la Unidad Acquedotto (AQD). Puntos azules medidos en borde de cristal, puntos rojos en el centro. 142

Fig. 7.23: Feldespatos de la Unidad Acquedotto (AQD). A) Anortoclasas en desequilibrio con el líquido. B) Sanidinas con golfos de corrosión, pero menos afectada que las anortoclasas. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.). 142

Fig. 7.24 Composición de feldespatos de la Unidad traquiandesita (TRQA). Puntos azules medidos en borde de cristal, puntos rojos en el centro. Los puntos en el campo de la sanidina corresponden a un único xenocristal. El punto aislado en el campo anortoclasa corresponde a un borde de este xenocristal de sanidina. Otros dos puntos de anortoclasa cerca del campo oligoclasa corresponden a bordes de un cristal de Andesina. Las composiciones de oligoclasa generalmente se asocian a bordes de cristales de labradorita y andesina. 143

Fig. 7.25: Feldespatos de la Unidad traquiandesita (TRQA). A) Cumulados de bytownita. B) cumulados de labradorita en paragénesis con piroxenos. C) Andesina con textura de corrosión *sieve* (en colador), en marcado desequilibrio con el líquido. D) Bytownita con manteado de oligoclasa. En general la oligoclasa siempre está en el borde más externo de los feldespatos más cálcicos. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.). 144

Fig. 7.26: Composición de piroxenos de la Unidad traquiandesita (TRQA). Puntos azules medidos en bordes de cristal, puntos rojos hacia el centro. Predominan las augitas sobre los diópsidos. Los minerales de enstatita son casi anecdóticos. 145

Fig. 7.27: Composición de piroxenos de la serie de comenditas inferiores (LCO). Los símbolos representan cada subunidad. LCO3-L: lavas de Ravenna-Beco-Nasca, LCO4-A: ignimbrita de Capo Sandalo, LCO4-L: lavas de Monte Tortoniso, LCO5: ignimbrita de Ventrischio. Las comenditas y la unidad ignimbérica de pantellerita tienen predominio de aegirina, mientras que los domos y coladas pantelleríticas muestran proporción de aegirina y aegirina-augita. 146

Fig. 7.28: Piroxenos en la Unidad traquiandesita. Predominan los cristales de augita sobre los de diópsido. A) en glómérulos, B) como cristales maclados, intercrecidos con plagioclasas o C) como fenocristales libres en el vidrio. Nótese que este cristal está más redondeado y presenta fracturas curvas. En D) se presenta un cristal de enstatita con texturas de desequilibrio con el líquido. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.) 147

Fig. 7.29: Piroxenos en la Unidad Comendita y Pantellerita. A) Subunidad LCO3-L con cristales de aegirina rica en Ti en la matriz. B) Subunidad LCO4-A con cristales de aegirina creciendo en el interior de una pumita. C) Subunidad LCO4-L con cristales de aegirina-augita (color verde pálido) en paragénesis con aegirina (color verde intenso) y anfíbol (marrón). D) Subunidad LCO5 con cristales de aegirina en la porosidad generada entre el vidrio y los fenocristales de cuarzo. Nícoles paralela (dcha.), nícoles cruzados (izda.) 148

Fig. 7.30: Fosfatos de REE del grupo de la Monacita y óxidos de Ce (Cerianita-Ce) en la matriz vítrea y sobre cristales de piroxenos y anfíboles de rocas comendíticas de la Unidad CO y MU (LCO1-D y LCO4-D, UCO3-A) principalmente. Microscopio electrónico de barrido, imágenes de electrones retrodispersados 149

Fig. 7.31: Estimaciones de temperatura de cristalización según geotermómetro de Brugman y Till (2019) en piroxenos de la Unidad Nuraxi. Las temperaturas de 750°C para enstatita y 710°C para augita responden a los requisitos del modelo. En la gráfica los símbolos con círculos representan la composición del borde de cristal y los cuadrados corresponde a la composición promedio del cristal. Las temperaturas en negrita indican las diferencias entre el modelo ideal vs diferentes aproximaciones (ver explicación en el texto). Barras de error como error estándar ($SE \pm 20^\circ C$). 150

Fig. 7.32: Diagrama para rocas volcánicas TAS (Le Bas et al., 1986). Representación de todas las series volcánicas de la región del Sulcis en función del contenido de $Na_2O + K_2O$ y SiO_2 152

Fig. 7.33: Diagrama de clasificación para rocas volcánicas R1-R2 (De la Roche et al., 1980). Representación de todas las series volcánicas de la región del Sulcis en función de los cationes de todos los elementos químicos que conforman los óxidos mayoritarios de las rocas. 153

Fig. 7.34: Diagramas multielementales de óxidos mayoritarios (todos expresados en wt%). Se sugiere la comparación bivariable entre FeOt y los demás elementos, frente al uso de SiO_2 , que, aunque también ofrece buena discriminación muchas veces se ve afectado por muestras fuertemente silicificadas por fluidos hidrotermales. 154

Fig. 7.35: Diagrama de clasificación de rocas volcánicas según Winchester y Floyd (1977), en la parte superior. Diagrama inferior modificado después de Winchester y Floyd (1977) por Pearce (1996). 155

Fig. 7.36: Diagrama Zr vs Nb con las series volcánicas del SO de Cerdeña. Los campos grises en líneas discontinuas y la línea S (*Sardinia*) corresponden a promedios calculados por Leat et al. (1986 y referencias ahí). En general todas las rocas peralcalinas del Sulcis se ubican a la derecha del límite de $Zr = 500$ ppm. Unas pocas muestras están entre 350-500 ppm y corresponden a la subunidad Genarbi en transición con MZ. Nótese la tendencia calcoalcalina de las andesitas y cómo la serie riolítica inferior LRH está desplazada ya hacia el campo de riolitas ricas en K, mientras que el mayor porcentaje de muestras de la serie media MRH está entre las líneas $Zr = 350$ ppm y $Zr = 500$ ppm, saliendo del campo calcoalcalino rico en K y coincidiendo con las riolitas de la serie superior URH. Las muestras de UCO por debajo de 350 corresponden a pumitas de la unidad CF. 157

Fig. 7.37: Diagrama Zr vs Nb (ppm) propuesto por Leat et al. (1986) con observaciones para las unidades volcánicas del Sulcis. 158

Fig. 7.38: Diagrama de Macdonald (1974) para discriminar comenditas de pantelleritas en función del contenido de FeOt y Al_2O_3 (wt%). Las referencias están en función de las subunidades definidas dentro de la serie LCO. Pantelleritas: LCO4-A (ignimbrita), LCO4-L (lava) y LCO4-D (domo). 158

Fig. 7.39: Diagrama triangular $TiO_2 \times 5 - Al_2O_3 - MgO$ (Cabanis et al., 1990). Las áreas grises con líneas discontinuas fueron tomadas de Argnani y Savelli (1999). ANOR: anorogénico. OROG: orogénico. Se observa claramente que las rocas volcánicas en la base de la secuencia del Sulcis están enmarcadas en el ambiente orogénico, mientras que la Unidad traquiandesita de la isla de San Pietro está fuera de este dominio.....	159
Fig. 7.40: Diagrama triangular $La/10 - Y/15 - Nb/8$ de Cabanis y Lecolle (1989) para discriminación de magmatismo y ambiente tectónico. TRQA del Sulcis en el campo post-orogénico.	159
Fig. 7.41: Diagrama Y-Nb (Pearce et al., 1984) para discriminación geotectónica de granitos. Su uso es frecuentemente extendido a rocas volcánicas. Para este caso particular, se quiere resaltar el cambio de ambiente producido principalmente desde la serie MRH hacia el final de la secuencia volcánica del Sulcis.	160
Fig. 7.42: Pumitas de las Unidades Carloforte (CF), Monte Crobu (MC) y Paringianu (PA). Nótese la similitud entre la pumita negra de CF y la pumita marrón de MC, ambas con cristales abundantes y de tamaño centimétrico. Las pumitas blancas de CF y PA no presentan cristales a simple vista.	161
Fig. 7.43: Diagrama Nb/Y vs Zr/Ti (Pearce, 1996) con la composición química de las pumitas analizadas en diferentes unidades. Se observa la tendencia en la vertical de algunas pumitas menos evolucionadas hacia otras que mantienen la composición promedio de la ignimbrita que las contiene. Los símbolos se referencian con el nombre de la unidad para una fácil interpretación, aunque se aclara que las proyecciones corresponden exclusivamente a pumitas.	162
Fig. 7.44: Diagrama de REE normalizado con condrito (Boynton, 1984) para las pumitas dentro de las unidades ignimbríticas, el área gris corresponde al promedio de todas las pumitas analizadas. Se dibuja también la línea roja de tendencia de la corteza continental superior (Taylor y McLennan, 1985) a modo de referencia	163
Fig. 7.45: Diagramas bivariantes de SiO_2 wt% vs oligoelementos en ppm. Se muestran aquellos en los que las rocas peralcalinas están más enriquecidos (Zr, Nb, Hf, Ce, Rb). Particularmente se presenta el diagrama de SiO_2 vs Sr para mostrar el proceso de asimilación de unas muestras (circulo discontinuo) de la subunidad Genarbi, en contacto con la Unidad Matzaccara en San Pietro, atribuible a interacción con agua marina.	165
Fig. 7.46: Gráfico superior de Al_2O_3 wt% vs Ga ppm, marcando un claro enriquecimiento para rocas peralcalinas. Gráfico inferior de Zr vs Hf ambos en ppm, con la misma tendencia, y aún más pronunciada en las rocas pantelleríticas.....	166
Fig. 7.47: Diagrama multielemental para oligoelementos, normalizado contra NMORB (Sun y McDonought, 1989). Serie de comenditas inferiores LCO. Unidades CO: comendita y PT: pantellerita.....	167
Fig. 7.48: Diagrama de REE normalizado contra condrito (Boynton 1984). Serie de comenditas inferiores LCO. Unidades CO: comendita y PT: pantellerita.....	168
Fig. 7.49: Diagrama multielemental para oligoelementos, normalizado contra NMORB (Sun y McDonought, 1989). Serie de comenditas superiores UCO. Unidades MU: Monte Ulmus, CF: Carloforte: AQD: Acquedotto.....	169
Fig. 7.50: Diagrama de REE normalizado contra condrito (Boynton 1984). Serie de comenditas superiores UCO. Unidades MU: Monte Ulmus, CF: Carloforte: AQD: Acquedotto.	170
Fig. 7.51: Rango de concentraciones de tierras raras totales (TREO) en ppm ($TREO = REE_2O_3 + Y_2O_3$) para la secuencia volcánica del Sulcis.....	171

Fig. 7.52: Secuencia volcánica del Sulcis y temperaturas de saturación de Zr. El área gris representa las concentraciones de Zr en ppm de roca total por cada unidad. Las curvas (negra, roja y gris) representan las temperaturas estimadas según los autores: TZr.sat.C1: Watson y Harrison (1983). TZr.sat.C2: Boehnke et al. (2013). TZr.sat.C3: Gervasoni et al. (2016). Las líneas azules discontinuas muestran $\pm 10\%$ respecto de la tendencia central representada por el modelo TZr.sat.C2. Nótese el desacople dentro de este rango de diferencias del 10% para las temperaturas de las rocas básicas e intermedias. 173

Fig. 7.53: Rangos de temperatura de saturación de zircón según los modelos geotermométricos utilizados. Se presentan los *box-plot* sólo para las rocas riolíticas, incluidas las peralcalinas..... 174

Fig. 7.54: Isotermas de solubilidad de zircón con la ecuación de Gervasoni et al. (2016). Todas las rocas volcánicas del Sulcis están representadas. Nótese que el modelo no estima convenientemente las temperaturas de los productos básicos e intermedios. 174

Fig. 7.55: Resumen de las temperaturas de saturación de Zr en las unidades de la serie media (MRH) y la serie peralcalinas inferior (LCO) y superior (UCO). 175

Fig. 7.56: Resumen de T °C (cristalización) en diferentes minerales para las vulcanitas del Sulcis. 175

Fig. 7.57: Relaciones isotópicas de Sr y Nd por series. 179

Fig. 7.58: Relaciones isotópicas entre ^{206}Pb , ^{207}Pb vs ^{204}Pb por series..... 179

Fig. 7.59: Relaciones isotópicas entre ^{206}Pb , ^{208}Pb vs ^{204}Pb por series..... 180

Fig. 7.60: Relaciones isotópicas entre ^{207}Pb , ^{208}Pb vs ^{204}Pb por series..... 180

Fig. 7.61: Relaciones isotópicas de Sr y Nd por unidades. 181

Fig. 7.62: Relaciones isotópicas entre ^{206}Pb , ^{207}Pb vs ^{204}Pb por unidades..... 182

Fig. 7.63: Relaciones isotópicas entre ^{206}Pb , ^{208}Pb vs ^{204}Pb por unidades..... 182

Fig. 7.64: Relaciones isotópicas entre ^{207}Pb , ^{208}Pb vs ^{204}Pb por unidades..... 182

Fig. 7.65: Imágenes de electrones retrodispersados obtenidas con microsonda electrónica de barrido (determinación SEM-EDS de espectros) de rocas pantelleríticas. Se observa una fase de Zr-Ti-Ca-Fe, en crecimiento dentro de la matriz vítrea y en contacto con cristales de piroxenos y feldespatos. 185

Fig. 7.66: Rangos de relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, de las series en orden volcanoestratigráfico. Datos propios comparados con los resultados de la literatura. 190

Fig. 7.67: Rangos de relaciones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, de las series en orden volcanoestratigráfico. Datos propios comparados con los resultados de la literatura. 191

Fig. 7.68: Rangos de relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las series en orden volcanoestratigráfico. Datos propios comparados con los resultados de la literatura. 192

Fig. 7.69: Rangos de relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las series en orden volcanoestratigráfico. Datos propios presentados en los resultados comparados con los datos de la literatura..... 192

Fig. 7.70: Rangos de relaciones isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las series en orden volcanoestratigráfico. Datos propios presentados en los resultados comparados con los datos de la literatura..... 193

Fig. 7.71: Vulcanoestratigrafía y relaciones isotópicas del sistema Rb-Sr. Datos propios y de la literatura..... 194

Fig. 7.72: Vulcanoestratigrafía y relaciones isotópicas para Nd. Datos propios y de la literatura. 196

Fig. 7.73: Vulcanoestratigrafía y relaciones isotópicas para Pb. Datos propios y de la literatura. 198

Fig. 7.74: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ para rocas volcánicas del Sulcis. Series AND, LRH y MRH siguen un patrón de tendencia NO-SE característico de arcos volcánicos en zonas de subducción. Evolución estratigráfica de rocas peralcalinas señalada con flecha hacia la derecha de esta tendencia y en sentido O-E en la gráfica. Se observa retorno a valores iniciales de la serie LCO con las Pantelleritas (PT). Esto se repite para la serie UCO, con un retorno a valores iniciales a techo de Unidad Monte Ulmus (MU). Lo mismo sucede hacia el techo de Unidad Carloforte, cuando Acquedotto (AQD) retorna a valores más prístinos. Tendencia evolutiva del Arco Volcánico de Japón, EM1 y EM2 en Faure (2001, pág.120)..... 201

Fig. 7.75: Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs EpsNd con un detalle de las subunidades de la serie peralcalina. Nótese que toda la serie LCO tiene valores positivos de EpsNd. 202

Fig. 7.76: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs Zr/Nb para las rocas volcánicas del Sulcis. Tendencia horizontal de evolución en concordancia con la volcanoestratigrafía. Excepción para dos muestras de vitrófiro basal de Monte Ulmus y una ignimbrita comendítica (LCO4-B), que tienen un aumento de la relación Zr/Nb. La muestra de CF con disminución de la relación Zr/Nb corresponde a una pumita blanca en dicha unidad. 203

Fig. 7.77: Diagrama de relaciones isotópicas de las rocas volcánicas del Sulcis entre $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$. Se observa la misma tendencia de aumento en la relación isotópica de Sr en un rango acotado de la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Las rocas peralcalinas evolucionan a partir de una componente EM2 muy clara. Los límites para EM2 están basados en Hofmann (1997)..... 205

Fig. 8.1: A) Secuencia volcánica del SO de Cerdeña con edades de la literatura K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (fechas recalculadas como se explica más adelante) en rocas andesíticas y riolíticas. La edad de la traquita de Isola del Toro correspondiente a la roca más joven relacionada con el área de estudio se incorpora para comparación. El rango de edades aquí está delimitado con líneas grises discontinuas y muestra el problema asociado a la baja resolución temporal, principalmente de unidades riolíticas y comendíticas. Los datos representados con un cuadrado corresponden a la edad máxima, mientras que los datos representados con círculos a la edad mínima, para cada grupo de rocas. Las abreviaturas de las unidades volcánicas descritas con detalle en la Tabla 8.1 se proporcionan en la parte inferior del gráfico..... 214

Fig. 8.2 Mapa geológico con ubicación de muestra para estudios geocronológicos por método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La sucesión volcánica del Mioceno del SO de Cerdeña presenta una secuencia volcanoestratigráfica que va desde andesitas a riolitas (incluidas las comenditas). Las muestras datadas quedan comprendidas entre las series MRH hasta URH y corresponden a la Unidad Matzaccara (MZ), Cala Vinagra (LCO1-D), el vitrófiro basal de Monte Ulmus (UCO1-C) y Calasetta (CT). 217

Fig. 8.3: Diagrama de cajas y bigotes *-box-plot-* (Benjamini, 1988; Janoušek et al., 2006) con el índice agpaítico (AI) de secuencia volcánica de la región del Sulcis. Los círculos representan valores atípicos que corresponden a las Unidades Conca is Angius (CA), Paringianu (PA) y Monte Ulmus (vitrófiro MU), principalmente. 220

Fig. 8.4: Diagrama binario con tres variables y posición de las muestras datadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dentro de la secuencia volcánica del Sulcis. Se representa el índice de agpaicidad (AI) contra el contenido de hierro total (FeOt wt%) proyectando a su vez las concentraciones de SiO_2 wt%. La saturación en sílice se representa mediante los símbolos (círculos y cruces) en una gradación de tamaños a partir del valor medio (p.ej. a mayor contenido de SiO_2 mayor tamaño de la cruz). Las rocas comendíticas de la serie inferior (LCO) comúnmente contienen >73 wt% de SiO_2 , siendo los productos más diferenciados dentro de la secuencia..... 221

Fig. 8.5: Secuencia volcánica del Sulcis con énfasis particular en las riolitas MRH, URH y comenditas LCO y UCO, proyectadas en el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986), curva de división para los campos subalcalino y alcalino de Irvine y Baragar (1971). Representación de las muestras datadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 222

Fig. 8.6: Vista de afloramientos y ubicación de las muestras datadas. A) Unidad Calasetta con un vitrófiro basal (CT-v) sucedido de un nivel fuertemente soldado (CT). B) La muestra se obtuvo en la localidad de Calasetta en la isla de Sant'Antioco. C) Secuencia de riolitas peralcalinas, donde se observa el contacto entre la serie LCO y UCO. En algunos sectores el contacto se identifica por un horizonte de alteración caracterizado por arcillas y limonitas. D) Unidad Monte Ulmus, subunidad rosada del vitrófiro basal (UCO1-C) obtenida en la isla de San Pietro..... 224

Fig. 8.7: Vista de afloramientos y ubicación de muestras datadas en la isla de San Pietro. A) domo comendítico de Cala Vinagra, subunidad que marca la base de la serie LCO. B) muestra 15-202 de Cala Vinagra para datación. C) muestra 15-258 para datación correspondiente al nivel moderadamente soldado de la Unidad Matzaccara. D) Contacto entre la parte superior de MRH y la parte inferior de LCO (subunidad comendítica Genarbi). 226

Fig. 8.8: Espectros de liberación de argón e isócronas inversas para muestras ANT-12 (A-B) e ISP-81 (B-C). Las barras y elipsoides verdes corresponden a los mismos datos para diferentes métodos de cálculo de edad. Las barras azules claras y las elipses blancas corresponden a datos no considerados en el cálculo de edad. El área gris muestra el intervalo de confianza del 95% para el valor medio ponderado y la isócrona, incluidos los errores sistemáticos. 230

Fig. 8.9: Espectros de liberación de argón e isócronas inversas para muestras 15-202 (A-B) y 15-258 (B-C). Las barras y elipsoides verdes corresponden a los mismos datos para diferentes métodos de cálculo de edad. Las barras azules claras y las elipses blancas corresponden a datos no considerados en el cálculo de edad. El área gris muestra el intervalo de confianza del 95% para el valor medio ponderado y la isócrona, incluidos los errores sistemáticos. 231

Fig. 8.10: Panel de recálculo de edades K/Ar con *software ArAR Recalculator*. Las edades están expresadas en Ma y los errores en 1σ 234

Fig. 8.11: Panel de recálculo de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ con *software ArAR Recalculator*. Edades expresadas en Ma y errores en 1σ . El campo *Auto-Fill* muestra la posibilidad de incluir variables propias de cada laboratorio..... 235

Fig. 8.12: A). La corrección de edad K/Ar con el *software ArAR v1.00.01* muestra una tendencia lineal con las diferencias positivas más pequeñas entre 110 y 150 ka y las mayores diferencias positivas entre 500 y 550 ka, en referencia a las edades determinadas originalmente. La relación es directa; cuánto más antiguas sean las variables, mayores serán las diferencias y las edades recalculadas serán más viejas. Aquí sólo se describen las tendencias para estos datos específicos. B) La corrección de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muestra una tendencia lineal con diferencias positivas para las edades propuestas por Pasci et al. (2001) y Pioli (2003), pero hay una diferencia negativa con las edades en esta tesis. Las edades corregidas con el monitor mineral según Jicha et al. (2016) son un poco más jóvenes que las recalculadas con Kuiper et al. (2008). Las diferencias positivas más pequeñas están entre 84-99 ka y las diferencias positivas más grandes entre 140-150 ka, en referencia a las edades determinadas originalmente. Para las nuevas edades reportadas en este trabajo, las correcciones con el monitor FC según Jicha et al. (2016) muestran diferencias negativas aproximadamente constantes (-14 ka)..... 239

Fig. 8.13: Resumen de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K/Ar para el volcanismo del SO de Cerdeña..... 242

Fig. 8.14: Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ adecuadas para la sucesión volcánica Miocena del SO de Cerdeña. Las nuevas edades presentadas en éste capítulo están marcadas con un cuadro rojo (información de subunidad y edad en Ma) Las edades K/Ar consideradas como referencia (ver explicación en el texto y resumen en Tabla 8.6) también se muestran en el gráfico (puntos azules claros). Las barras de error corresponden a $\pm 2\sigma$. Escala de tiempo geológico de la Comisión Internacional de Estratigrafía (ISC) versión 2020/03 (Cohen et al., 2020). 246

Fig. 9.1: Mapa centro-oeste de Sant'Antioco con la posición de muestras de las Unidades CO y MU para datación por U-Th-Pb en zircones. 259

Fig. 9.2: A) Afloramiento en San Pietro (SP) de la muestra PCT4 (15-308). B y C) Afloramientos en Sant'Antioco (SA) de las muestras LCO3 (15-356) y UCO3-A (15-176). 260

Fig. 9.3: Mapa de San Pietro con la posición de las muestras de las Unidades MCR, MZ; TRQA, CO y PCT, para datación por U-Th-Pb en zircones. 261

Fig. 9.4: Afloramientos en San Pietro (SP) de las unidades a techo de la serie MRH. A) MZ (15-229). B) MCR (15-400). C) Serie TRQ con afloramiento de la unidad TRQA (17-395). 262

Fig. 9.5: Afloramientos de la base de LCO. A) Muestra 17-392, nivel basal Genarbi (LCO2). B) Muestra 15-201, domo Cala Vinagra (LCO1-D), nótese la zona de brechas en una matriz hialoclastítica en la parte superior de la foto. C) Muestra 17-398, domo Cala Fico con lineación de flujo. 262

Fig. 9.6: Sector O de San Pietro. Muestras a partir de las cuales se realizó el protocolo de separación de zircones. La fila superior corresponde a las unidades terminales de la serie MRH, la fila intermedia corresponde a los domos comendíticos de la serie LCO y la fila inferior muestra la subunidad ignimbrítica Genarbi (LCO2) y el domo traquiandesítico. 263

Fig. 9.7: Sector O de Sant'Antioco. Unidades comendíticas de la serie inferior (LCO3, 15-356) y superior (UCO3-A, 15-176). Sector N de San Pietro para la muestra PCT4 (15-308). En las dos últimas fotografías se puede apreciar una fábrica planar determinada por las líneas de flujo que controlan la orientación de cristales y pumitas. 264

Fig. 9.8: Zircones en rocas de la serie MRH. A la izquierda fotos a nícoles paralelos, a la derecha fotos a nícoles cruzados. La paragénesis común en estas rocas consta de cristales de Pl y Bt como fases principales y Op, Ap y Zrn como fases accesorias. Los cristales de zircón de mayor tamaño se observan libres en el vidrio, pero son más frecuentes los cristales adosados a granos de minerales opacos, también en contacto con cristales de Bt y como inclusiones en estos cristales. A su vez los cristales de zircón contienen numerosas inclusiones de Ap y Op. Esta paragénesis mineral es común para MCR y MZ. Nótese la textura perlítica en el vidrio, en la tercera foto que corresponde a la Unidad MZ. Bt: biotita, Op: opacos, Pl: plagioclasa, Zrn: zircón, Ap: apatito. Abreviatura de minerales según Whitney y Evans (2010). 265

Fig. 9.9: Rango de concentraciones de Zr elemental [ppm] en roca total obtenido del análisis de 849 muestras de la región del Sulcis. Las series de la parte inferior de la secuencia volcánica (en color gris) no han estudiado lo suficiente con métodos geocronológicos recientes. 266

Fig. 9.10: Diagramas de clasificación de rocas volcánicas utilizando los elementos mayoritarios (De la Roche et al., 1980) y la relación Zr/TiO_2 como elementos inmóviles (Winchester y Floyd, 1977). Las rocas de la serie MRH están generalmente en transición entre el campo de riolitas subalcalinas hacia alcalinas. 268

Fig. 9.11: Diagramas de normalización de elementos trazas y tierras raras (REE) comparados con el manto primitivo según Sun y McDonough (1989); McDonough y Sun (1995). 269

Fig. 9.12: Concentraciones de Zr, Th, U y Pb en roca total (wr) de las muestras seleccionadas para el estudio geocronológico en zircones. Se aprecia el progresivo enriquecimiento de Zr, U y Th hacia los productos volcánicos más diferenciados, mientras que el Pb se mantiene entre 10-30 ppm con la excepción de las muestras MCR y UCO3-A. 270

Fig. 9.13: Trituración, pulverización y tamizado de muestras. De 1 a 5 procesos repetitivos sistemáticos hasta alcanzar la granulometría óptima <math><200 \mu\text{m}</math>. De A C se observa la reducción granulométrica hasta las porciones deseadas.....	271
Fig. 9.14: Concentración gravitatoria en mesa tipo Wilfley, los pasos correlativos de este procedimiento están representados del 1 al 7. En 4 y 5 se observan las porciones para pasante tamiz 100 <i>mesh</i> y pasante tamiz 250 <i>mesh</i> que se procesan de manera separada en la mesa vibratoria.....	272
Fig. 9.15: Separación de fases magnéticas con imán de mano y por Frantz. Nótese la proporción de minerales magnéticos en la etapa 1 y 2 en relación con la fase no magnética (misma muestra, tubo de color más claro). En 3 y 4 lo que se procesa en Frantz es el resultado de la fase clara del paso 2. Nuevamente la proporción de minerales máficos magnéticos es elevada respecto de las fracciones no magnéticas. La muestra 15-269 corresponde a NUR y la 17-395 a TRQA.	273
Fig. 9.16: Protocolo de trabajo con líquidos densos. En 1 separación con bromoformo, en 2 separación con yoduro de metileno. Nótese en 3 y 4 la cantidad de minerales pesados obtenidos. En 6 se analiza la fracción con lupa binocular y se determina si la muestra pasa una vez más por Frantz o ya está lista para la etapa de separación manual de zircones.....	274
Fig. 9.17: Proceso de separación manual de cristales de zircón con lupa binocular y pinzas para su posterior montaje.....	274
Fig. 9.18: Etapa de montaje de la probeta que contiene 10 muestras diferentes de rocas y 3 estándares. En el punto 2 se puede apreciar una primera fila de cristales de zircón de tamaño mayor que las filas sucesivas inferiores. En el punto 4 se delimitó con un recuadro rojo el área que corresponde a los estándares Temora 2 y NIST-610 y 612.	275
Fig. 9.19: Estudio de detalle mediante microscopio electrónico de barrido-MEV con catodoluminiscencia. Se trabaja con la probeta recubierta en oro. Nótese en la imagen inferior izquierda inclusiones de gran tamaño en el interior y borde del cristal.	276
Fig. 9.20: Medición de cristales de zircón con equipo SHRIMP-IIe/MC. Centro de Pesquisas Geocronológicas, Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução-Geolab (USP). São Paulo, Brasil.....	277
Fig. 9.21: Muestra 15-229 de la unidad Matzaccara con una población de cristales aciculares con relación longitud-ancho 1:4 a 1:5 que pueden indicar una alta velocidad de cristalización. En la imagen por catodoluminiscencia el borde del cristal se presenta casi negro (exceso de U).	280
Fig. 9.22: Cristales de zircón en comendita LCO3 (15-356). La imagen por catodoluminiscencia (izda.) muestra un núcleo de color negro que en electrones retrodispersados (dcha.) corresponde a una inclusión. También puede verse un cristal pequeño de zircón creciendo a partir del borde de otro cristal. Las áreas huecas pueden apreciarse mejor en la segunda imagen y corresponden a inclusiones que fueron liberadas durante el pulido de la probeta antes de la metalización con oro.	281
Fig. 9.23: Histograma de edades individuales $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 152 punto medidos en zircones. Los box-plot (Benjamini, 1988; Janoušek et al., 2006) muestran las concentraciones de U, Th y la relación U/Th, junto con la proporción $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ medida en los cristales individuales. En el gráfico inferior se presentan como t.68 las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ calculadas y s [t.68] la incertidumbre estimada (error estándar).....	282
Fig. 9.24: Fechas individuales en zircones pertenecientes al rango $>16.5 \text{ Ma}$. Algunas fechas se obtienen en núcleos y otras hacia los bordes.	283
Fig. 9.25: Fechas individuales en zircones $<15 \text{ Ma}$, obtenidas en bordes de cristales.....	283

Fig. 9.26: Resultados de edades U-Th-Pb para unidad Montagna di Capo Rosso (MCR:17-400). Los zircones presentan dos poblaciones en tamaño, cristales >150 µm y <50 µm. Las tipologías predominantes se parecen a S10 y P2 según Pupin (1980). Se ven cristales aciculares de relación 1:4 en menor cantidad. La muestra contiene abundantes cristales de apatito y monacitas. 285

Fig. 9.27: Resultados de edades U-Th-Pb para unidad Matzaccara (MZ:15-229). Los zircones presentan tres poblaciones en forma, color y tamaño: cristales amarillentos con abundantes inclusiones y relación 1:1, cristales rosados de relación 1:3 y cristales transparentes de relación 1:5. El tamaño varía entre cristales >100 µm y <50 µm. Las tipologías predominantes se parecen a S10, S20, P1 y P2 según Pupin (1980). 286

Fig. 9.28: Resultados de edades U-Th-Pb para unidad Comendita (LCO1-D1:15-201). Los zircones presentan dos poblaciones: cristales rosados >100 µm y cristales transparentes <50 µm. Estos últimos contienen numerosas inclusiones de óxidos. Las tipologías predominantes se parecen a S10 y S15 según Pupin (1980). 287

Fig. 9.29: Resultados de edades U-Th-Pb para unidad Comendita (LCO1-D2:17-398). Los zircones presentan dos poblaciones: cristales amarillentos y otros más transparentes. En general los tamaños son <70 µm. Las tipologías predominantes se parecen a S10 y S15 según Pupin (1980). En esta muestra se observó monacita de color rosa muy pálido. 288

Fig. 9.30: Resultados de edades U-Th-Pb para unidad Comendita (LCO2: 17-392). Los zircones son bastante homogéneos en color y tamaño, <70 µm. La tipología predominante se parece a S10 según Pupin (1980). 289

Fig. 9.31: Resultados de edades U-Th-Pb para Unidad traquiandesita (TRQA:17-395). Los zircones presentan en dos poblaciones: cristales rosados y cristales grises. El tamaño general es <50 µm. Las tipologías predominantes se parecen a S115 y P2 según Pupin (1980). Se observan abundantes cristales de apatito, titanitas y monacitas. 290

Fig. 9.32: Resultados de edades U-Th-Pb para unidad Comendita (LCO3:15-356). Los zircones presentan dos poblaciones en tamaño: cristales >150 µm y <50 µm. Las tipologías predominantes se parecen S10 y P1 según Pupin (1980). 291

Fig. 9.33: Resultados de edades U-Th-Pb para unidad Monte Ulmus (UCO3-A:15-176). Los zircones presentan dos poblaciones: cristales amarillos grisáceos >100 µm y cristales transparentes <50 µm con óxidos en inclusiones y adosados a los bordes del cristal de zircón. Las tipologías predominantes se parecen a S10 y P1 según Pupin (1980). 292

Fig. 9.34: Resultados de edades U-Th-Pb para unidad Post-Calasetta (PCT4: 15-308). Los zircones presentan una población bien marcada de cristales bipiramidales transparentes, unos pocos son de color rosado. El tamaño varía entre cristales >200 µm (pocos) y <100 µm. Las tipologías predominantes se parecen a P1, P2, P4 según Pupin (1980). Se observan abundantes núcleos negros corroídos con crecimiento posterior de zircón. 293

Fig. 9.35: Revisión de edad para la comendita de Cala Vinagra (LOC1-D1). Las fechas individuales en elipses, barras y círculos blancos corresponden a los valores omitidos (desde 15.26 a 15.33 Ma). Se aplica el mismo criterio para los tres métodos de cálculo. El resultado se aproxima a la edad de la misma muestra en sanidina, por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (plateau 15.96 Ma). 294

Fig. 9.36: Resumen de edades U-Th-Pb en zircones mediante el cronómetro $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. A) Edad media ponderada (WM Age). B) Edad concordia (CON Age) con inversión en la estratigrafía entre MZ y MCR que no representa la realidad en campo. C) Edad central (CEN Age). Las 3 posiciones diferentes de TRQA en la serie LCO, son posibles, teniendo en cuenta que según el error (1σ) suceden simultáneamente. 296

Fig. 9.37: Edad media ponderada (*Weightedmean-Age*) para cada muestra geológica, con las fechas independientes de cada cristal de zircón en orden creciente (*rank ages*) y alineadas a partir del eje central de 16 Ma. La banda gris corresponde al intervalo de confianza del 95% y las líneas punteadas (también evaluada al 95% de confianza) muestran la dispersión. La línea negra continua en el centro de la banda gris corresponde a la edad media ponderada. Las muestras están ordenadas volcanoestratigráficamente según los resultados U-Th-Pb. Para la muestra 15-201 se presentan las dos edades obtenidas; la edad considerando cristales muy jóvenes (en negro) y la edad omitiendo dichos valores (en gris). 298

Fig. 9.38: Unidad traquiandesita (TRQA: 17-395) de San Pietro. Imagen de catodoluminiscencia de cristales de zircón (al centro de la fotografía) corroídos por desequilibrio con el magma..... 300

Fig. 9.39: Textura de zircones en las comenditas de la serie inferior. A) Domo de Cala Vinagra. B) Domo de Cala Fico. C) Genarbi. D) Nuraghe Gianni Efisi. Cristales con zonación en bandas lineales o poco zonados, con centros listos y un anillo exterior, también textura oscilatoria en áreas o parches, no necesariamente concéntrica. 302

Fig. 9.40: Diagramas normalizados para elementos trazas y REE en roca total de las unidades Monte Crobu (MC), Nuraxi (NUR) y Comenditas (CO). Normalización según Sun y McDonough (1989) y McDonough y Sun (1995). Las subunidades comendíticas agrupadas en este gráfico corresponden a LCO1, LCO2 y LCO3 (parte basal de la serie LCO)...... 303

Fig. 9.41: Sant'Antioco. Comendita de la serie superior UCO (subunidad reomórfica de la Unidad Monte Ulmus) en ambas imágenes. Las estructuras internas siguen el patrón de las comenditas inferiores con casi ausencia de zonación oscilatoria concéntrica, predominio de zonación lineal u oscilatoria por áreas. 304

Fig. 9.42: Comparación de los métodos geocronológicos en sanidinas y zircones y rangos de edades para las rocas volcánicas del SO de Cerdeña. SP: San Pietro, SA: Sant'Antioco. Series de riolitas medias MRH (MCR y MZ), serie de comenditas inferiores LCO (LCO1-D [CV: Cala Vinagra, CF: Cala Fico], LCO2, LCO3), serie de comenditas superiores UCO (UCO1-C, UCO3-A) y serie de riolitas superiores URH (CT, PCT). 310

Fig. 9.43: Estratigrafía que resume los eventos volcánicos del SO del Cerdeña desde las riolitas alcalinas de transición de la serie media, hasta las riolitas alcalinas de la serie superior. Se restringe la actividad ígnea relacionada con las rocas peralcalinas del Sulcis y se presenta una visión global del tiempo acotado en el que suceden los procesos eruptivos. 310

Fig. 10.1: Mapa del sector de Iglesias, al norte de la región del Sulcis, con ubicación de afloramientos de muestras carbonáticas recolectadas..... 322

Fig. 10.2: Muestras carbonáticas del Paleozoico del SO de Cerdeña. Posición estratigráfica de las formaciones correspondientes. Tomados en la región de Iglesias. Columna litológica según el Foglio 564 de Carbonia (Pasci et al., 2010), modificado en esta figura. 323

Fig. 10.3: Mapa con ubicación de muestras de xenolitos calcosilicatados en el Entroterra Sulcitano, en el sector del Cerro Monte Ulmus..... 323

Fig. 10.4: Entroterra Sulcitano. Vitrófiro basal UCO1-A (negro) y B (marrón). Los afloramientos son muy reducidos, pero están en la base del cerro Monte Ulmus. 324

Fig. 10.5: Mapa con ubicación de muestras de xenolitos calcosilicatados en la isla de Sant'Antioco, en niveles UCO1-A, B y C..... 324

Fig. 10.6: Sant'Antioco. Distribución de subunidades para la Unidad Monte Ulmus en el sector de Cala Lunga. Las muestras de xenolitos se ubican principalmente en UCO1..... 325

Fig. 10.7: Afloramiento de detalle en Cala Saboni, Sant'Antioco y vista de los xenolitos calcosilicatados. 325

Fig. 10.8: Mapa con ubicación de muestras de xenolitos calcosilicatados en la isla de San Pietro, en niveles UCO1-C y UCO2..... 326

Fig. 10.9: Posición estratigráfica de subunidades para la Unidad Monte Ulmus en el sector de La Piramide, en San Pietro. Las muestras de xenolitos se ubican entre UCO1-C y UCO2, pero son más abundantes en UCO1.....	326
Fig. 10.10: Detalle de un afloramiento en San Pietro en el vitrófiro UCO1-C. Nótese las dimensiones de las cavidades que contenían los xenolitos.....	327
Fig. 10.11: Detalle de los xenolitos muestreados entre las dos islas menores. Se observa que algunos son más rojizos producto de mayor alteración argílica, principalmente illitas.....	327
Fig. 10.12: Preparación de muestras para isotopía y determinación mineralógica por DRX.	328
Fig. 10.13: Estudio de xenolitos con SEM-EDS. Se observan comúnmente fases muy cálcicas con texturas en plaquetas que pueden corresponder con zeolitas-Ca.....	330
Fig. 10.14: Estudio de xenolitos con SEM-EDS. Se observan minerales fibrosos, posiblemente arcillas. En esta muestra (15-354) las fibras son de Si, Fe y <Al, y crecen sobre ellas, nódulos de Si.	331
Fig. 10.15: Imágenes obtenidas por catodoluminiscencia. A la izquierda microscopio con luz transmitida y nícoles paralelos. La misma muestra a mayor aumento de A a C. La luminiscencia (fotos de la izquierda) en color rojo marca las zonas de minerales fibrosos aciculares de color marrón y blanquecinos. La cristalización sucede como anillos concéntricos intercalados con material arcilloso. Exposición en A) 30s, B) 20s, C) 20s. No se han detectado carbonatos en esta muestra de un xenolito en la subunidad UCO3-B (muestra 17-383).	332
Fig. 10.16: Xenolito de la subunidad UCO3-B (17-383) a techo de la Unidad MU. Minerales formados por reacción pirometamórfica. Amph: anfíboles y micas. Misma zona de estudio que la figura 10.16. Los anfíboles crecen en espacios porosos o vesículas generadas por la digestión del material calcáreo. Las micas crecen en la zona más masiva, terrosa de los xenolitos, que en algunos otros se ha detectado con arcillas de tipo nontronita. Imágenes a nícoles paralelos (izda.) y nícoles cruzados (dcha.).....	333
Fig. 10.17: Estudio detallado de anfíboles y micas del xenolito (17-383). Imagen superior a nicoles paralelos (izda.). Los cuadros rojos marcan la zona de estudio que se presenta ampliada en la imagen izquierda, tomada con electrones retrodispersados en microsonda. Las tablas de datos contienen la química mineral del anfíbol (puntos medidos en 1) y la mica (puntos medidos en 2). Los elementos en unidades apfu corresponden a la fórmula estructural de anfíbol.	334
Fig. 10.18: Muestra 15-354, del vitrófiro marrón UCO1-B en de Sant'Antioco. Paragénesis mineral de magnetita (Mt), nontronita y grossularia (Grs). Nótese que el tamaño de las áreas donde se presenta grossularia en las imágenes de microsonda son menores a 50 µm. En el caso del cristal (coloreado en rojo) identificado con microscopio electrónico (SEM-EDS) el tamaño es similar. ...	336
Fig. 10.19: Muestra 14-09r: Esta muestra presenta 42.22% de material vítreo y 57.78% de cristales. El gráficos de refinamiento de Rietveld muestra los erfiles observados en verde (+) y calculados en rojo. En perfil color fucsia es el gráfico de diferencias para fases minerales y corindón NIST 674a con marcas de graduación en las posiciones de los picos de Bragg. Desde la base los marcadores son corindón (negro), aegirina (rojo), anortita-Na (azul) y hialofana (verde).....	338
Fig. 10.20: Muestra 15-288: Esta muestra presenta 19.67% de material vítreo y 83.33% de cristales. El gráficos de refinamiento de Rietveld muestra los erfiles observados en verde (+) y calculados en rojo. En perfil color fucsia es el gráfico de diferencias para fases minerales y corindón NIST 674a con marcas de graduación en las posiciones de los picos de Bragg. Desde la base, los marcadores son corindón (negro), tridimita (azul) y anortita-Na (rojo).	339

Fig. 10.21: Muestra 15-295: Esta muestra presenta 69.48% de material vítreo y 30.52% de cristales. El gráfico de refinamiento de Rietveld muestra los erfiles observados en verde (+) y calculados en rojo. En perfil color fucsia es el gráfico de diferencias para fases minerales y corindón NIST-674a con marcas de graduación en las posiciones de los picos de Bragg. Desde la base, los marcadores son corindón (negro), montmorillonita (rojo), anortita-Na (azul), illita (verde). 340

Fig. 10.22: Rango de relaciones isotópicas de Sr para las muestras estudiadas. CMB-a: caliza con arqueocéátidos, CMB-c: caliza ceroide, CMB-g: dolomía gialla (CMB: Cámbrico), KRT-m: caliza fosilífera (KRT: Cretácico). Xenolitos. Las subunidades corresponden a la columna volcanoestratigráfica para la Unidad Monte Ulmus..... 342

Fig. 10.23: Valor de la relación Sr/Sr para la Dolomia Gialla (muestra Cal-2). Curva de variación de la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos marinos para el Fanerozoico. Modificado de Faure (1986) y referencias ahí. 343

Fig. 10.24: Relación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del Sistema Cámbrico y valores obtenidos para la Caliza Ceroide (muestra Cal-3) y la Caliza con Arqueociátidos. El valor de Ar-1 es un promedio de 3 valores obtenidos en arqueociátidos. El valor de Ar-6 es el promedio de 3 valores obtenidos en la matriz que contiene dichos fósiles. Tomado de Peng et al. (2012) y referencias ahí (CC BY NC ND licencia de Elsevier número 4896660795173). 344

Fig. 10.25: Relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ para el vitrófiro basal (UCO1) y sus subdivisiones y para la ignimbrita fuertemente soldada UCO2 de la Unidad Monte Ulmus. 345

Fig. 10.26: Relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs Sr elemental entre rocas ignimbríticas de la Unidad Monte Ulmus, rocas carbonáticas del Paleozoico y Xenolitos Calcosilicatados. Los xenolitos muestran una tendencia entre la caliza ceroide y la dolomía gialla. UCO1 y UCO3-B son las rocas de caja que los albergan. 345

Fig. 10.27: Proyección de química mineral en microsonda electrónica. Triángulos rojos corresponden a los feldespatos del xenolito y los cuadros amarillos a los feldespatos de la roca de caja (ignimbrita UCO3-A)..... 346

Fig. 10.28: A) Xenolito de aspecto granítico encontrado en la subunidad de bombas (UCO3-B) a techo de Monte Ulmus en la isla de Sant'Antioco. B) Contacto entre el xenolito y la roca ignimbrítica de caja. C) Detalle del xenolito con predominio de feldespatos y cuarzo. D) Se observan algunos minerales máficos marrones que tiene aspecto de anfíbol. La textura particular de estos feldespatos es de tipo panipidiomorfa. Imágenes de microscopio a nicoles paralelos (izda.) y nicoles cruzados (dcha.) 347

Fig. 10.29: La composición química del mineral marrón permite calcular una aproximación de la fórmula estructural y el resultado es grunerita. Los análisis cierran sólo a 75%. En todos los puntos medidos las concentraciones de Cl superan el 0.3 wt%, no se ha detectado flúor. Nótese el mafito amarillo también presente en este xenolito. Los minerales opacos corresponden a óxidos de Fe-Ti y hay una fase de óxidos de Mn y Fe con contenidos de Ce, P, Cl en los espacios intersticiales entre los cristales de albita y la posible grunerita. Imagen superior por electrones retrodispersados con microsonda y espectros SEM-EDS. Imágenes inferiores a nicoles paralelos en microscopio petrográfico..... 348

Fig. 10.30: Minerales del grupo del Zr, con Ca, Ti, Fe están presentes también entre los intersticios de los cristales de albita, dentro del xenolito. Imagen de electrones retrodispersados con microsonda electrónica (EPMA), espectro medido con SEM-EDS. 349

Fig. 10.31: Metodología de trabajo para proceso de reacciones y síntesis mineral. Esta etapa de investigación se desarrolló en la Università degli studi G. d'Annunzio (Ud'A), Chieti, Pescara, Italia 350

Fig. 10.32: Resultados de las diferentes etapas de síntesis mineral en función de la temperatura y el tiempo de reacción. 352

Fig. 11.1: Sector de Mina Capo Becco. A) Vista general con la situación de escombreras y galerías de extracción derrumbadas. B) Detalle en el recuadro rojo de la fotografía A, el diámetro aproximado de la abertura no supera el metro. 358

Fig. 11.2: Costa O de San Pietro. A) Concesiones mineras y esquema general de los mantos de manganeso en la Mina Capo Becco. B) Perfil con escala 1:250 mostrando la distribución de la mineralización. Mapa y perfil cedidos por el *Archivio Storico Minerario IGEA SpA*, Monteponi, Iglesias. C) Vista entre Capo Sandalo, Cala Fico y Montagna di Capo Rosso. La línea blanca punteada sigue las mineralizaciones del sector del Becco. Las flechas rojas indican dirección de flujo de domos-coladas e ignimbritas comendíticas. Las flechas amarillas indican la inclinación general de la pendiente estructural hacia el E-SE y el buzamiento de los mantos de manganeso hacia el S-SO. D) Vista de la pendiente estructural desde el NE. 363

Fig. 11.3: A) Mapa volcanoestratigráfico con la representación del sector mineralizado. Los puntos negros corresponden a las muestras de mineralizaciones recolectadas durante este estudio. B) Perfil que muestra la relación de contacto entre las unidades riolíticas a techo (MZ) y en la base (MCR) de las mineralizaciones de óxidos de Mn, ocre, jaspes y arcillas del sector de la Mina Capo Becco. Modificado de Uras (1965). 364

Fig. 11.4: Sector de importante fracturación en Cala Fico, con fallas y brechas tectónicas que muestran una fuerte circulación de fluidos hidrotermales y depósito de óxidos de Mn y Fe. A) La zona de falla tiene una extensión de 3 m y el domo comendítico está completamente argilizado. B) El relleno central en el plano de falla con óxidos de manganeso tiene una potencia de 20 cm. C) Fracturas paralelas a la falla principal cortan la estructura del domo, y se produce circulación de fluidos que oxidan la roca de caja. D y E) muestran en detalle los fragmentos de la zona de brecha que corresponden a la subunidad LCO1-D. 365

Fig. 11.5: Texturas de los óxidos de Mn y Fe en la subunidad comendítica del domo de Cala Fico. A) Mn-ox siguiendo la foliación y pliegues de flujo del domo, estas texturas demuestran un estado de emplazamiento de la mineralización mimetizando las estructuras dúctiles del cuerpo magmático. B) Sector con intensa brechificación, en particular no se trata de una fractura y parece corresponder con brechificación hidráulica por circulación de fluidos. C) Texturas dendríticas. D) Hábito masivo de óxidos de Mn. E) Hábito botroidal de óxidos de Mn. F) Fracturas de comportamiento frágil con relleno de óxidos de Mn. G) Vista a escala más generalizada, con un importante flujo del domo y los óxidos de Mn siguiendo la estructura. 366

Fig. 11.6: A y B) Subunidad Genarbi, ignimbrita del nivel superior. Este nivel es el que se correlaciona con el nivel mineralizado de La Piramide. C) Dendritas de hasta 30 cm de tamaño. 367

Fig. 11.7: A) Contacto entre unidad traquiandesítica TRQA y comendita de LCO2. B) Óxidos de Mn pervasivos sobre la matriz ignimbrítica. C) fracturas que cortan toda la subunidad, también rellenas con óxidos de Mn. D) nivel más masivo, la impregnación con óxidos de Mn oblitera la textura original de la roca. 367

Fig. 11.8: Mina La Piramide. San Pietro. Serie comendítica inferior (LCO) en contacto con la superior (UCO) comendíticas desde LCO2 hasta LCO6 que por problemas de escala se ven representadas en el mapa (A) sólo como subunidad Genarbi en contacto con Carloforte. Como muestra el mapa, más hacia el este sobre la Unidad Matzaccara, hay una cantera que exhibe un marcado *stockwork* con mineralización de Mn-Fe y un pulso tardío de ópalos color rosado. En ese sector MZ está intensamente silicificada. Es importante resaltar que las mineralizaciones se concentran sobre las fracturas principales y que el domo pantellerítico LCO4-D responde a ese lineamiento estructural casi E-O. En B) se define la volcanoestratigrafía de este sector, clave para correlacionar las mineralizaciones con la situación de la Mina de Capo Becco. 369

Fig. 11.9: Mina La Piramide. San Pietro. Los óxidos de Mn y Fe se alojan en diferentes unidades comendíticas desde LCO2 hasta LCO6, y como pátinas en la parte inferior del vitrófiro basal de Monte Ulmus (UCO1). A) Vista general de la inclinación de las unidades buzando hacia el NE. La subunidad LCO2 está intensamente bentonitizada y oxidada, se reconocen pumitas blancas menos afectas. Las texturas más características en este sector corresponden a dendritas de manganeso, diseminaciones e impregnaciones en matriz ignimbrítica, zonas de brechas y stockworks. Hacia el techo en contacto entre LCO6 y UCO1 se puede seguir el nivel característico de argilización que separa las series, prácticamente en toda la región..... 370

Fig. 11.10: Sector de la Cantera de Macchione, dónde la roca de caja de las mineralizaciones corresponde principalmente a la Unidad Matzaccara. A) Vetas de tipo stockworks de óxidos de Mn. B y C) Contactos irregulares hacia las paredes de venillas e impregnación con la roca ignimbrítica. D) Pulso tardío de ópalo rosado que se encuentra hacia el centro de fracturas previas. E) Dendritas. 370

Fig. 11.11: Mineralizaciones de óxidos de Fe y menor Mn en Punta Nera, San Pietro. A) Ingreso a una galería de exploración sobre un plano de falla. Nótese los grandes fragmentos que conforman la brecha tectónica en la unidad Nuraxi, cuyo relleno corresponde a estos óxidos. B) Mapa de ubicación con los afloramientos. C) Venas de 5 a 7 cm de ancho principalmente de óxidos y silicatos de hierro. D) Pulso tardío de ópalo blanco. E) Afloramiento con óxidos de Fe impregnados en la ignimbrita de la Unidad Nuraxi. 371

Fig. 11.12: Mineralizaciones de Mn y Fe en Sant'Antioco. Sector de Cala Lunga. A) Venas irregulares 373

Fig. 11.13: A) Unidad Matzaccara en San Pietro, en inmediaciones de la Mina Capo Becco. Esta unidad está en contacto con los jaspes y es afectada por fuerte alteración argílica, además de la silicificación. B) Detalle de la fotografía A, donde se observa como la roca de caja tiene silicificación pervasiva tanto en la matriz como en las vesículas y pumitas de la unidad ignimbrítica. C) Ampliación de fotografía B, nótese la precipitación y relleno de ópalo en espacios abiertos. 374

Fig. 11.14: Unidad Matzaccara afectada por silicificación debida a procesos hidrotermales. A) y B) corresponden a una muestra en la zona de La Piramide, con las características biotitas de color bronce y una matriz amorfa de color gris amarillento de aspecto masivo por el reemplazo de sílice. C) y D) corresponden a una muestra en el sector del Becco, con evidencias de una desvitrificación intensa y relleno de vesículas con ópalo. Esto es equivalente a la foto 11.13 de afloramiento. E) y F) corresponden a una muestra de la cantera de Macchione donde se observa ópalo en hábito concéntrico, botroidal en la matriz de la ignimbrita y rodeando cristales. A, B, C, D: imágenes con microscopio petrográfico (nícoles paralelos a la izquierda y nícoles cruzados a la derecha). E y F: imágenes de electrones retrodispersados (BSE), con microscopio electrónico SEM-EDS. Cry: criptomelano. 375

Fig. 11.15: Isla de San Pietro. Niveles de arcillas producto de alteración hidrotermal de las rocas de caja, que pueden seguirse a lo largo de los 2 km de extensión de la mineralización, aunque en intervalos discontinuos. A) Galería minera derrumbada en el sector central de la Mina Capo Becco. Se presenta la secuencia estratigráfica de los jaspes hacia el techo del paquete mineralizado, en contacto con la roca de caja. Observar la intensa alteración argílica de la Unidad Matzaccara en transición hacia la roca fresca. B) Detalle de la fotografía A con un primer nivel de mezcla entre arcillas del grupo illita-esmectita y óxidos de hierro (hematita y limonita), hacia una zona de arcillas blancas y color crema del grupo de las esmectitas. C) Detalle de la fotografía A entre el contacto de la zona argilizada y la roca fresca. D) Otra galería con patrón similar de alteración argílica dentro de la Mina Capo Becco. E) Área más externa del sector mineralizado, hacia el SE donde se puede seguir un manto de poca potencia de jaspes (30-50 cm) entre la Unidad Montagna di Capo Rosso en la base y Matzaccara en el techo. La zona de alteración argílica sigue los patrones expuestos anteriormente. 376

Fig. 11.16: Mineral amarillo señalado con flechas blancas en todas las fotografías, identificado como nontronita por determinación con microsonda electrónica de barrido. Pertenece al grupo de las esmectitas y está presente en numerosos puntos de muestreo tanto en los niveles exclusivamente argílicos como en los productos de alteración de las rocas de caja en sectores intensamente brechados con relleno de Mn. A) Nivel de alteración argílica más rojizo en la Mina Capo Becco (ver figura 11.5 B) con presencia de nontronita en la zona argilizada de MZ. B) Sector de alteración de limonitas en la Mina La Piramide, a techo de la subunidad LCO6 (comendita). C) y D) representan argilización de la subunidad Genarbi en el sector de La Piramide, con abundante presencia de nontronita. E) Sector mineralizado con brechas de Mn y nontronita como fase abundante producto de alteración de la roca comendítica LCO4-B. F) Mineralización en brechas de falla rellenas con Mn en el sector de Punta Nera (Unidad Nuraxi), los fragmentos terrosos de color amarillo (nontronita) y pardo (hematita y *limonita*) son producto de la alteración argílica intensa. 377

Fig. 11.17: Arcillas Blancas de Mina Capo Becco: espectro de reflectancia SWIR determinado para el grupo esmectitas, interestratificado entre sepiolita y montmorillonita. Las medidas se realizaron en 4 sectores diferentes de la muestra (15-247 a, b, c, d). Las bandas marrones corresponden a las principales características de absorción. 378

Fig. 11.18: Arcillas Rojas de Mina Capo Becco: espectro de reflectancia SWIR determinado para el grupo caolinita-esmectita, interestratificado entre dickita y montmorillonita. Las medidas se realizaron en 3 sectores diferentes de la muestra (15-247 a, b, c). Las bandas marrones corresponden a las principales características de absorción. 378

Fig. 11.19: Arcillas Rojas de La Piramide: espectro de reflectancia SWIR determinado para el grupo illita-esmectita. Las medidas se realizaron en 3 sectores diferentes de la muestra (15-285 a, b, c). Las bandas marrones corresponden a las principales características de absorción 379

Fig. 11.20: Arcillas Rojas de La Piramide: espectro de reflectancia SWIR determinado para el grupo caolinita-montmorillonita. Las medidas se realizaron en 2 sectores diferentes de la muestra (15-299 a, b). Las bandas marrones corresponden a las principales características de absorción 380

Fig. 11.21: Afloramiento de jaspes laminados de al menos 2 m de potencia en la zona de Mina Capo Becco. A) los cuadros en amarillo marcan la posición de las fotos sucesivas. B) venillas de cuarzo que cortan toda la secuencia. C) ramificación de las venillas hacia niveles paralelos más friables. D) plano paralelo que intersecta una venilla mostrando también la precipitación de óxidos de Mn, posiblemente por removilización de los niveles inferiores de óxidos..... 381

Fig. 11.22: Diferentes estilos de fracturas y venillas rellenas de cuarzo hialino y calcedonia que son posteriores a la formación de los niveles de jaspes. En general todas estas estructuras son perpendiculares y se ramifican, también pueden seguir un plano de laminación (C, vista de una lámina delgada) donde la capa tiene menos competencia, por ejemplo, la interfase entre ocre y jaspes. En A, C y D se pueden observar las terminaciones tipo cola de caballo. En E y F se observa un fracturamiento muy intenso sin aparente deformación. 382

Fig. 11.23: Afloramiento en la Mina Capo Becco del nivel de jaspes brechados (jasper Bx), que pasan gradualmente a niveles más laminados aunque con textura un tanto caótica de las bandas. A) Nótese la inclinación de la capa siguiendo el buzamiento descrito para todo el sector (15-20°). El cuadro amarillo marca el espacio abierto de la fotografía "B" donde se pueden observar por debajo de los jaspes niveles y lentes de óxidos de Mn (Mn-ox) y arcillas (clay) en contacto con la roca de caja. Desde C) hasta D) la secuencia de fotos está ordenada estratigráficamente. 383

Fig. 11.24: Niveles de óxidos de manganeso que a techo presentan una zona caótica con fragmentos brechados que correspondería al contacto con los jaspes. 383

Fig. 11.25: A y B muestran fotos de secciones delgadas que permiten ver el sistema de fracturación debido a los procesos diagenéticos (compactación, precipitación y cementación) e hidrotermales. Las fotos de microscopio muestran dos tipos de venillas y su relación de corte. V1: venilla capilar con superficie estilolítica diagenética. V2: venilla hidrotermal de cuarzo hialino que corta a este primer sistema. Nícoles paralelos. Chal= calcedonia. 384

Fig. 11.26: A) Imagen con luz transmitida a nicoles paralelos en jaspes, Vn1: venillas estilolíticas con barita (Brt) cortadas por Vn3: venillas de cuarzo (Qz) hialino. B) imagen equivalente en (A) por catodoluminiscencia (exposición 20s), se puede observar la barita de color azul más intenso. C) Barita en venillas capilares (Vn1) sinuosas. D) Imagen ampliada de (C). E) Barita en proceso de reemplazo por calcedonia (Chal) en la matriz de los jaspes, este sería el segundo pulso de circulación de fluidos por procesos diagenéticos principalmente. F) Proceso de reemplazo por calcedonia queda barita relictica en el centro del pseudocristal. Imágenes (C, D, E, F) corresponden a electrones retrodispersados con microscopio electrónico SEM-EDS. 386

Fig. 11.27: A) Láminas de jaspes desplazadas durante la compactación por diagénesis a escala milimétrica. B) Pseudomorfos de cristales de barita abundantes en determinados niveles. C) Venillas de cuarzo hialino perpendiculares a la estratificación, tercer pulso de circulación de fluidos. D) Cuarzo hialino (Qz, Vn3) cortando masas o concreciones de calcedonia (Chl, Vn2), que reemplazan masas de cristales de barita. E y F) Niveles ricos en cristales de barita que fueron totalmente reemplazados por calcedonia. Se notan perfectamente los pseudomorfos de barita. Imágenes desde A a E a nicoles paralelos. Imagen F a nicoles cruzados en microscopio petrográfico de luz transmitida. 387

Fig. 11.28: A) Imagen a nicoles paralelos. Venillas capilares tipo Vn1 cuyas paredes están revestidas por barita (Brt) y posteriormente sustituida por calcedonia (Vn2). Esta venilla pareciera que no termina de cerrarse cuando ingresa el pulso de cuarzo (Qz) hialino (Vn3). B) Imagen a nicoles paralelos. Se observa una venilla con calcedonia (Vn2) con textura esferulítica, que fue parcialmente sustituida por Qz hialino (Vn3) en mosaico. En estas venillas el Qz suele cristalizar con puntas bipiramidales hacia el interior de la veta. Las imágenes equivalentes de A y B corresponden a nicoles cruzados. C) Imágenes con electrones retrodispersados mediante microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS). Se resaltan los cristales de barita con textura en peine en las paredes de las venillas que fueron reemplazadas posteriormente por Qz hialino. 388

Fig. 11.29: Imágenes a nicoles paralelos (izda.) y nicoles cruzados (dcha.) mostrando venillas de carbonatos (Cb) de calcio (calcita magnesiana) de color marrón (Vn5), que cortan todas las venillas previamente descritas y también las láminas de jaspes y los niveles masivos de calcedonia (Chal). 389

Fig. 11.30: Corte de una venilla de óxido de manganeso bandeado compuesta por hollandita (Hol), las bandas alternan entre contenidos mayores de K, Ca, Pb, dentro del mismo mineral. La muestra corresponde a mineralizaciones de la unidad Matzaccara (MZ) en la cantera de Macchione. La matriz ignimbrítica está completamente silicificada. Se observa el último pulso identificado (Vn6) como ópalo rosado (Opl).....	389
Fig. 11.31: Relación de los óxidos mayoritarios (wt%) principales en los jaspes.....	390
Fig. 11.32: Oligoelementos normalizados según Sun y McDonough (1989) con NMORB long, para las muestras de jaspes de Capo Becco. Se compara con ópalos de Geniò y La Piramide.....	391
Fig. 11.33: REE normalizados según Taylor y McLennan (1985) con PAAS, para las muestras de jaspes de Capo Becco. Se compara con ópalos de Geniò y La Piramide.	391
Fig. 11.34: Relación de SiO ₂ (wt%) y contenidos de oligoelementos en ppm. Comparación entre muestras de jaspes de la Mina Capo Becco y los ópalos de Geniò, más una muestra de ópalo de La Piramide.	392
Fig. 11.35: Relación LaN/CeN (normalización PASS) para los jaspes de Capo Becco, ópalos de Geniò y ópalo de La Piramide.....	393
Fig. 11.36: Diagrama ternario Al-Fe-Mn (Adachi et al., 1986). I: Cherts biogénicos, II: cherts hidrotermales.....	393
Fig. 11.37: Muestra 15-222b, mineralizaciones de óxidos de Fe en la Unidad Nuraxi en Punta Nera. La imagen de la izquierda corresponde a observación microscópica con luz reflejada, y la imagen de la derecha con infrarrojo. La escala de trabajo es 50x. No se observan inclusiones fluidas en los óxidos.	394
Fig. 11.38: Identificación de inclusiones fluidas acuosas en cuarzos del sector de jaspes brechados en la Mina Capo Becco. El Qz1 contiene abundantes inclusiones, el 80% de los datos provienen de este material, el Qz2 también las contienen, pero son más aisladas y es difícil encontrar un grupo para hacer mediciones comparativas. El Qz3 sólo tiene inclusiones monofásicas (líquido) por lo que se estiman bajas temperaturas. (Qz: cuarzo). Los recuadros rojos marcan las zonas con IFa estudiadas (véase texto para explicación).	395
Fig. 11.39: IFa bifásicas ricas en vapor que no han homogeneizado a temperaturas de 360°C. Se describe a estas inclusiones como caracterizadas por ebullición. Generalmente este tipo de inclusiones se han clasificado con un valor de F de 0.60-0.50.....	396
Fig. 11.40: IFa trifásicas observadas en las brechas relacionadas con los jaspes. Estas inclusiones no fueron medidas en el presente estudio.	397
Fig. 11.41: Temperaturas de homogenización según el tamaño de las inclusiones medidas y el grado de relleno (factor F: relación V-L).....	397
Fig. 11.42: Inclusiones fluidas de la muestra 15-318a. Los recuadros rojos muestran las áreas de medición. Se han medido sólo inclusiones primarias. Como se arrecía en las fotografías, están concentradas en núcleos de cristales de cuarzo o en los bordes del cristal siguiendo su crecimiento.	398
Fig. 11.43: Inclusiones fluidas de la muestra 15-318b. Los recuadros rojos muestran las áreas de medición. Las imágenes de la derecha corresponden a inclusiones aisladas medidas en el Qz2. Aquí también se han medido sólo inclusiones primarias. La línea de puntos amarilla marca la traza de inclusiones secundarias. En la mayoría de los casos, estas IFa secundarias tienen un tamaño <5 µm.	399
Fig. 11.44: Resultados de estudio microtermométrico en jaspes brechados. Salinidad, temperaturas de fusión de hielo (Tm) y temperaturas de homogenización (Th). Las temperaturas Th superiores a 300°C generalmente están asociadas con IFa bifásicas ricas en vapor.	400

Fig. 11.45: Tendencia de las temperaturas y salinidades, la tendencia lineal marca una mezcla isotérmica si se excluye la población de IFa con temperaturas > 300°C que corresponderían con la segunda ebullición..... 400

Fig. 11.46: Texturas de las mineralizaciones de manganeso en las distintas rocas de caja de la secuencia volcánica. A) Textura dendrítica en ignimbrita de Matzaccara. B) Textura en *stockwork* en ignimbrita de Nuraxi. C) Textura de brecha en comendita Punta Senoglio (LCO4-B), D) Textura de impregnación en el domo comendítico de Cala Fico (LCO1-D). E) Textura en venillas con crecimiento bandeado en Unidad Matzaccara. F) textura masiva de manganeso pulverulento tipo wad en el sector del manto de la Mina Capo Becco. G) Texturas laminares en manto que pasan gradualmente a una zona brechada con jaspes. H) Textura de fragmentación in situ, con fragmentos de niveles laminares rotados y desplazados en escala milimétrica con relleno de Cb. I) Textura de brecha caótica con núcleos o nódulos de calcedonia y fragmentos de jaspes, intercalados. J) nivel bandeado con capas alternantes entre barita, jaspes y óxidos de manganeso. 401

Fig. 11.47: Imágenes de electrones retrodispersados con microscopio electrónico (SEM-EDS) sobre fragmentos minerales de manganeso, correspondientes al manto de 0.5 m de la Mina Capo Becco. Referencias: Brt, barita; Hol, hollandita; Tod, todorokita; Rom; romanechita; Cry, criptomelano; Cb(Ca-Mg), calcita magnesiana. C y D) Abundante presencia de peloides microbianos. 402

Fig. 11.48: Sector de Capo Becco. Mineralizaciones de Mn (en microscopía con luz reflejada), sobre mantos de manganeso y jaspes. A) Primer pulso de hollandita (Hol), posterior romanechita (Rom) y criptomelano (Cry). A ambos lados del manto de manganeso hay jaspes que están cortados por venillas de Qz. B) Foto con luz transmitida. Los cristales aciculares de romanechita se ven como minerales opacos y el fondo está compuesto de un mosaico de barita (Brt). Fotos a la izquierda nícoles paralelos y a la derecha, nícoles cruzados..... 403

Fig. 11.49: Sector de La Piramide y Macchione. Mineralizaciones de Mn (en microscopía con luz reflejada), sobre Unidad Matzaccara. A) Primer pulso de hollandita (Hol), posterior romanechita (Rom) y en el halo más externo de la mineralización es todorokita (Tod). Se pueden observar los reflejos internos de la romanechita a nícoles cruzados. B) Romanechita con todorokita en hábito plumoso, en el borde, pirolusita (Pyr) y recubriendo a ésta última se observa ramsdellita (Ram). C) Cristales de pirolusita con partición interna, ramsdellita fibrosa con terminación en punta de cuchillo. Tanto la pirolusita como la ramsdellita estarían indicando menores temperaturas. Fotos a la izquierda, nícoles paralelos y a la derecha, nícoles cruzados..... 404

Fig. 11.50: Sector de La Piramide y Macchione. Mineralizaciones de Mn (en microscopía con luz reflejada), sobre Unidad Matzaccara. A) Primer pulso de hollandita (Hol), que es cortado por un último pulso de vernadita (Ver), hacia la roca de caja se observan cristales filamentosos de composición silícica que parecen corresponder con braunita (Bra). B) Se observa la misma secuencia que en A, con venillas regulares de borde recto de vernadita atravesando toda la vetilla de hollandita. C) Textura en plumas de todorokita (Tod) sobre hollandita y romanechita. Fotos a la izquierda, nícoles paralelos y a la derecha, nícoles cruzados..... 405

Fig. 11.51: A y B) mineralización de la cantera de Macchione, imágenes de electrones retrodispersados con microscopio electrónico (SEM-EDS), se observa todorokita (Tod) y los filamentos hacia el vidrio de la ignimbrita tienen composición de silicato de Mn, por lo que puede corresponder con braunita (Bra). La todorokita presenta su hábito clásico plumoso. C y D) Imágenes con microsonda electrónica de barrido. Mineralización del Becco, principalmente con hollandita (Hol) y romanechita (Rom). Brt: barita. 407

Fig. 11.52: Mineralizaciones de óxidos de Mn sobre rocas comendíticas y riolíticas de la mina La Piramide. Imágenes de electrones retrodispersados con microscopio electrónico (SEM-EDS). Se observa reemplazo de hollandita (Hol) sobre el vidrio volcánico y rellenando fracturas de fenocristales (A, B, C). La matriz vítrea es atravesada por venillas de criptomelano (Cry) que posteriormente son cortadas por venillas de cuarzo (Qz) y barita (Brt). Estos estadios representan los pulsos Vn3 y Vn4 del Becco (D y E). En algunos fenocristales se observan reemplazos de óxidos de manganeso, principalmente Cry, con textura fibrosa dendrítica desde el borde más externo hacia el interior del cristal (F). Bt: biotita, Sa: sanidina, Amp: anfíbol. 408

Fig. 11.53: Mineralizaciones de óxidos de manganeso sobre rocas comendíticas y riolíticas de La Piramide y Macchione. Imágenes de electrones retrodispersados con microscopio electrónico (SEM-EDS). A) Se observa un reemplazo de hollandita (Hol) sobre el vidrio volcánico y rellenando fracturas de plagioclasas (Pl), este pulso es cortado por venillas de criptomelano (Cry) de hábito fibroso. B) Detalle de los cristales fibrosos de Cry en fracturas. C) Hábito botroidal de Hol intercalado con vetillas paralelas de un gel de sílice y goethita. D) Hollandita con diferentes contenidos de cationes, las zonas blancas corresponden a >Pb. E). Reemplazo de biotita (Bt) con Hol. F) Principalmente hollandita en solución sólida con Cry, venillas con crecimiento bandeado, botroidal, las diferentes bandas corresponden a cambios de composición química entre K, Ba y Pb. 409

Fig. 11.54: Diagramas bivariantes de MnO wt% vs oligoelementos en ppm. Las concentraciones están representadas por sectores de mineralización. El enriquecimiento en Ce está principalmente asociado a las rocas comendíticas (valores superiores a 200 ppm), mientras que las muestras de La Piramide que están por debajo de 100 ppm corresponden a Matzaccara. El La e Y siguen las tendencias de Ce. El enriquecimiento de Ni, Ag y Cd está relacionado con los fluidos hidrotermales de origen magmático ya que las rocas de caja no tienen concentraciones elevadas. Sr, U, Pb es posible que se enriquezcan por un aporte extra de agua marina. 414

Fig. 11.55: Diagrama REE normalizado según McLennan (1989) con PAAS, para las muestras de Manganeso asociadas a los diferentes afloramientos estudiados. Becco, Macchione y Punta Nera corresponden a mineralizaciones singenéticas. La Piramide, Cala Fico y Cala Lunga a mineralizaciones epigenéticas. 415

Fig. 11.56: Diagrama triangular de Bonatti et al. (1972), áreas modificadas por Marino et al. (2017). Referencias: I: Hidrotermal, II: Hidrogenético, III: Diagenético y IV: Mixto. Las muestras del Sulcis caen en el campo hidrotermal, sin ninguna distinción por estar en el extremo de las composiciones Fe-Mn. 416

Fig. 11.57: Diagrama binario Al vs Si (wt%) según Crerar et al. (1982). Discriminación de ambientes de formación para minerales de óxidos de manganeso. Ver explicación detallada en el texto. ... 416

Fig. 11.58: Diagrama triangular propuesto en Josso et al. (2017). Las muestras de mineralizaciones asociadas a rocas comendíticas siguen una trayectoria de mezcla entre un ambiente hidrotermal e hidrogenético, mientras que todas las muestras del Becco y Macchione (asociado a las unidades riolíticas) quedan delimitados en el campo hidrotermal. 417

Fig. 11.59: Diagramas de discriminación de ambientes de formación para óxidos de manganeso (según Bau et al., 2014). Las muestras de mineralizaciones del Sulcis presentan un dominio hidrotermal que se desplaza hacia el campo hidrogenético a partir de las mineralizaciones en rocas comendíticas. La firma hidrotermal de las mineralizaciones tipo manto de los óxidos de manganeso, son más marcadas en el sector del Becco. 418

Fig. 11.60: Minerales del grupo de fosfatos y óxidos de tierras raras (REE), asociados a sectores intensamente mineralizados con óxidos de manganeso y jaspes. A y B) Mineralizaciones de jaspes con presencia de Xenotima-Y y Nb-titanita en el sector del Becco. C y D) Mineralizaciones de óxidos de manganeso en los sectores de *blisters* en Cala Lunga (subunidad UCO3-A). Los minerales de REE están alojados principalmente en el espacio vesicular entre el vidrio volcánico (*glass*) y los cristales de sanidina (Sa). En la imagen D se puede un grano de galena (Gn, recuadro rojo). E y F) Mineralizaciones en el sector de La Piramide. Los minerales de REE están relacionados con óxidos de manganeso principalmente hollandita (Hol) y ramsdellita (Rams). SA: Sant'Antioco, SP: San Pietro. Imágenes SEM-EDS. Véase explicación en el texto. 420

Fig. 11.61: Óxidos de tierras raras asociados a las mineralizaciones del sector de La Piramide, donde las rocas de caja corresponden principalmente a comenditas. Nótese el tamaño de las partículas minerales inferiores a 40 μm , asociadas a espacios vesiculares de la matriz ignimbrítica que está reemplazada por hollandita (Hol) y criptomelano (Cry). 421

Fig. 11.62: Imágenes de electrones retrodispersados tomadas con microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS). Desde A hasta D corresponden a sulfuros alojados en mineralizaciones de manganeso de la unidad Matzaccara en la cantera de Macchione, San Pietro, principalmente con hollandita (Hol) y criptomelano (Cry). En la imagen D se puede notar que la acantita (Acn: sulfuro de plata) se presenta como exolución del criptomelano muy próximo a la sutura central de una venilla. E) Muestra del sector del Becco, San Pietro, con óxidos de manganeso y peloides microbianos. El sulfuro de níquel (Mill: millerita) está dentro de un peloide, lo que podría indicar precipitación bioinducida. 422

Fig. 11.63: A) sector de los jaspes que presentan evidencias de actividad de tipo algal, que ha sido reemplazada por calcedonia y arcillas. Los cuadros rojos marcan las posiciones de fotos sucesivas. B) Imagen a nícoles paralelos que muestra niveles de crecimiento estromatolítico apoyados sobre un substrato silíceo, hacia el interior se ven texturas irregulares amebiformes de color marrón con un borde más oscuro. C) imagen a nícoles cruzados de B, nótese la calcedonia en semiesferulitos fibroso-radiales que son el sustrato de los niveles algales estromatolíticos. D) Detalle de la foto C a nícoles paralelos con la estructura característica de un estromatolito. E) Detalle de las formas irregulares abundantes en toda la lámina (nícoles paralelos) las zonas marrones claras corresponden a un cemento de tipo micrítico y las zonas blanquecinas corresponde a calcedonia. F) detalle de una estructura amebiforme a nícoles cruzados. 424

Fig. 11.64: A) Sector de transición entre los niveles de óxidos de Mn y los jaspes. El cuadro rojo B-C, marca el área de las fotos sucesivas. B y C) imagen de microscopio a nícoles paralelos (sup.) y nícoles cruzados (inf.) que muestra un biocomponente de tipo algal reemplazado por calcedonia, se observa una pared más gruesa de los tubos que es de un tipo de calcedonia de grano más fino que hacia el centro. Esta estructura está concentrada en los jaspes. C) Imagen a nícoles paralelos de un biocomponente algal en óxidos de Mn y carbonatos (Cb) de Ca-Mg, el cuadro rojo marca la similitud de la estructura con un tubo y se parece a las formas de la figura B. E) Imagen a nícoles paralelos de otro biocomponente de tipo algal en la zona de óxidos de Mn y Cb, con forma similar a la foto D. 426

Fig. 11.65: A) Nivel de óxidos de Mn con fuerte brechificación a escala milimétrica relleno de cemento carbonático (Ca-Mg). Los niveles laminares de Mn se han fragmentado y están ligeramente rotados y desplazados. El cuadro rojo marca la zona donde se observan los biocomponentes algales de las fotos B y C. B y C, e imágenes sucesivas con microscopio petrográfico a nícoles paralelos muestran en detalle estos biocomponentes algales con una red interna en forma de tubos o canales. 427

Fig. 11.66: A) Imagen al microscopio con luz reflejada y nícoles paralelos de un sector de óxidos de Mn (Cry: criptomelano, Hol: hollandita) con abundantes estructuras esféricas (peloides). En particular sus formas son más redondeadas que las estructuras observadas en los jaspes de la foto 11.34F. Las siguientes imágenes corresponden a electrones retrodispersados con SEM-EDS, donde se pueden observar el tamaño de estos biocomponentes <25 μm . C) Peloides sobre hollandita y coronadita (Cor, áreas más blancas), el carbonato es cálcico. D) Peloides sobre criptomelano, el carbonato de los anillos externos es Ca-Mn. E) Otro biocomponente que por su tamaño no corresponde a peloides, sino a una estructura tubular sobre óxidos de Mn. F) Detalle de E, sección del tubo, las paredes externas tienen composición de óxidos de Mn con presencia de sílice (Si). 428

Fig. 11.67: A y B) Muestra del sector de venillas de carbonatos en los óxidos de Mn del Becco. Todas las imágenes corresponden a electrones retrodispersados y espectro de composición semicuantitativo, medido con SEM-EDS. Los círculos rojos muestran orificios cilíndricos similares dentro de las estructuras observadas. C) estructura de tubo similar a corales. D y E) diferentes tubos de composición exclusivamente de carbonato de calcio con sílice, magnesio y aluminio que podrían indicar un componente sedimentario del substrato donde se fijarían estos organismos. Esto difiere de la composición de los tubos de las imágenes de la foto 11.37E y F. 429

Fig. 11.68: Muestra de Mina Capo Becco, jaspes bandeados intercalados con barita. A) imagen de electrones retrodispersados con microscopio electrónico (SEM-EDS) que muestra la textura de cristales en mosaico y aspecto masivo de la barita. B) imagen de electrones retrodispersados con microsonda electrónica (EPMA) mostrando la barita (blanca) intercalada con jaspes (gris) 430

Fig. 11.69: Análisis de barita con microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS) y análisis semicuantitativo. Aquí la secuencia de mineralización se define como 1. Hollandita en matriz ignimbrítica, 2. Criptomelano rellenando fracturas y en bordes de hollandita en el vidrio volcánico, 3. Relleno de barita en vesículas y fracturas previas de criptomelano. 431

Fig. 11.70: Valor isotópico de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ para la barita de San Pietro, en el sector de la Mina Capo Becco (triángulos de color naranja). La línea recta con valores de referencia se obtiene de Lloyd y Hsü (2007). 433

Fig. 11.71: Diagrama de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ vs $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ que muestran los valores obtenidos para la barita asociada a las mineralizaciones de jaspes de Capo Becco, San Pietro (SP), región del Sulcis (SO de Cerdeña). Las áreas en trazos discontinuos fueron tomadas de Ehya (2012, y referencias ahí). El campo de baritas de respiraderos hidrotermales corresponde a ejemplos de cuencas de arco volcánico moderno, de retroarco y cuencas de rift de retroarco. 433

Fig. 11.72: Imágenes tomadas con microscopio de catodoluminiscencia de las vetillas de carbonatos. Se observan al menos 3 eventos mineralizantes, puede haber un cuarto, pero no está muy definido debido a la baja luminiscencia que presentan estos carbonatos (se dibuja con trazo discontinuo más fino en la fotografía C y D.). El tercer pulso de colores más rojizos puede indicar mayor contenido de Mn. Las imágenes de la derecha corresponden a luz transmitida. A la izquierda imágenes con catodoluminiscencia y tiempo de exposición de 30s (en A y B) y 20s (en C y D). 435

Fig. 11.73: Muestras de Mina Capo Becco, nivel de óxidos de manganeso (Mn-ox) atravesado por un intenso vetilleo de carbonatos (Cb). Las imágenes al microscopio petrográfico (superior a nícoles paralelos, e inferior a nícoles cruzados) muestra pulsos sucesivos de reapertura y relleno de carbonatos, el primer pulso corresponde a un carbonato de color marrón y crecimiento radial semiesferulítico, hacia el interior de la venilla, el siguiente pulso muestra un carbonato más blanquecino de hábito cristalino en mosaico, rellenando toda la cavidad central. Fe-ox: corresponde a algunos niveles de ocre, limonitas y jaspes en láminas y brechas en contacto con los Mn-ox. 436

Fig. 11.74: Diagrama $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ con valores isotópicos obtenidos de las venillas de carbonatos de las mineralizaciones de manganeso en Capo Becco, San Pietro (SP), región del Sulcis. Para contextualizar los datos se proyectan algunos valores de referencia de relaciones isotópicas para el Mioceno del Mediterráneo, tomados de Lloyd y Hsü (2007). 437

Fig. 11.75: Sistemas minerales estudiados en este capítulo. Remitirse a la explicación en el texto. 444

Fig. 11.76: Rango aproximado de temperaturas para las paragénesis minerales de la isla de San Pietro, en los sectores comprendidos entre Macchione, La Piramide, Cala Fico y Capo Becco. Véase explicación detallada en el texto. 444

Fig. 11.77: Esquema conceptual (no a escala) modificado de análogos actuales de la caldera de Yellowstone (ver Morgan et al., 2003; Shank et al, 2005) donde se describen los posibles mecanismos de formación de jaspes brechados y laminados de la Mina Capo Becco, en San Pietro. A) Se abren conductos en sistemas de fracturas asociados con las fallas importantes de la caldera y se produce la circulación de fluidos hidrotermales y precipitación de jaspes en un entorno estable para la actividad biológica. B) Infiltración de agua marina y mezcla de fluidos que producen un descenso de temperatura y ebullición originando un sistema explosivo que provoca brechas dentro del mismo conducto. C) El sistema puede reestablecerse y activarse sucesivamente, e incluso se pueden abrir conductos paralelos y más próximos a las fallas principales y producir brechas en los mantos de manganeso de la base de la secuencia (ver fotos de texturas producidas en estos entornos en las Fig. 11.23 y Fig. 11.24). Más detalles explicados en el texto. 450

Fig. 11.78: Modelo tomado de Maghfouri et al. (2017) (CC BY NC ND licencia de Elsevier número 4899620693904) y modificado para la región del Sulcis. El esquema superior refleja la situación geodinámica en el momento en el que la subducción se detiene y se rompe la placa en subducción, con el cambio de condiciones orogénicas a anorogénicas; el manto presenta una composición estratificada, en el que la parte superior tiene una señal mixta entre el manto deprimido y el reservorio EM1, mientras que el momento representado indica el ascenso de una componente EM2 entre la ventana de placa (*slab window*) generada (ver por ejemplo, Gisbert et al., 2019). En la situación distensiva de retroarco volcánico se produce, tal como indican los cuatro esquemas inferiores, el colapso de la caldera con la activación de una tectónica distensiva en el interior de ésta (fallas radiales), con la irrupción de agua marina, su infiltración hasta la cámara magmática a través de las fracturas normales, la modificación del magma (y la generación de paragénesis hidratadas, el caso más evidente la Bt broncea de la Unidad MZ), y el emplazamiento subacuático inicial, y luego subaéreo, de las unidades peralcalinas. Justo en el momento precedente a la extrusión de los magmas peralcalinos, el agua penetra también por las mismas fracturas en las unidades apenas depositadas (Nuraxi, Montagna di Capo Rosso) generando sistemas hidrotermales que generan el grueso de las mineralizaciones en stockworks y estratoligadas de Mn (p.e., Punta Nera y Mina Capo Becco) que son selladas por la Unidad MZ. Estos sistemas hidrotermales, ya mucho menos intensos, perduran en el tiempo generando mineralizaciones menores (en buena medida atribuibles a la removilización del stock metálico inicial), en estrecha asociación espacial con las diferentes fracturas distensivas de segundo y tercer orden. El tipo de mineralización dominante (Mn) está condicionado por el carácter incompatible de este elemento durante la cristalización de los magmas silíceos alcalinos que se forman en ese momento en la cámara magmática..... 456

Fig. 11.79: Resumen de actividad ígnea del SO de Cerdeña y los eventos hidrotermales asociados en la caldera del Sulcis para el Burdigaliense superior-Langhiniense. Se presentan las características del medio en el que se producen los eventos más importantes y se identifican los intervalos de tiempo aproximados para cada serie volcánica. También se restringen por edad algunos períodos de mineralizaciones de óxidos de manganeso. Sólo una edad es inferida según los datos disponibles para la Unidad Paringianu (valor en gris). En la columna de métodos se resalta con negrita todas las edades obtenidas en esta tesis (¹ edad en Boni et al., 1990; ² edad en Pioli, 2003). En la columna de tiempo de los eventos hidrotermales el intervalo (*) para óxidos y jaspes se estima con las fechas reportadas en la sección 9.5 de dataciones con U-Th-Pb (ver discusiones allí). La flecha en la base de la columna indica la continuidad de la secuencia hacia la serie de riolitas inferiores (LRH) y andesitas (AND) de la base del complejo volcánico. Abreviaturas de mineralizaciones en la lista de la sección 22. 457

Fig. 12.1: Proceso de primera validación de series y unidades volcánicas del Entrotterra Sulcitano. A) descripción generalizada de sondeos en Assorgia 1990d. B) descripción detallada de sondeos en Gimeno, (1991). C) Fotografías (Gisbert 2010) del intervalo analizado en este ejemplo. Este procedimiento se realizó en todos los sondeos utilizados para el modelo. Sólo 17 pozos tienen fotografías, los restantes 10 se verificaron como en A y B. 462

Fig. 12.2: Proceso de segunda validación de unidades y subunidades volcánicas del Entrotterra Sulcitano. A) descripción general del sondeo FS26. B) descripción detallada del sondeo, los números con asteriscos (9*) corresponden a una muestra petro-geoquímica C) Fotografía del intervalo analizado en este ejemplo y la posición de la muestra 26/9. 462

Fig. 12.3: Información previa de superficie 2D y de subsuelo (sondeos) que forman parte integral del soporte para las etapas de modelamiento 3D. Exageración vertical 4x. 464

Fig. 12.4: Límites del modelo geológico 3D para el Entrotterra Sulcitano. Exageración vertical 4x para visualización de la caja del modelo. Todas las unidades de longitud que se representan con el *software* Leapfrog están en unidad métrica (m). 464

Fig. 12.5: Codificación de sondeos por unidades. La imagen central corresponde a vista en 3D y la imagen de la derecha a la posición de los sondeos en planta. Los discos representan la posición de la muestra geoquímica dentro de cada unidad y las concentraciones de un elemento de interés (ej. Nb ppm) en un rango de colores que va desde mínimas en azul y máximas en rojo. 466

Fig. 12.6: Criterio de unificación de intervalos piroclásticos y epiclásticos (PY), paleosuelos (LS) y rocas andesíticas (AND). CX significa Fm Cixerri, considerada en este modelo como material pre-volcánico. 466

Fig. 12.7: Fallas principales que condicionan el modelo volcanológico del subsuelo del Entrotterra Sulcitano. Exageración vertical 4x. 468

Fig. 12.8: Bloques definidos por la interacción de las fallas. Exageración vertical 4x. 468

Fig. 12.9: Modelo geológico 3D al norte del Entrotterra Sulcitano. El mapa de base superpuesto es de Assorgia et al. (1993) también en el recuadro rojo. Los contornos negros son los *shape files* de ArcGis de la cartografía de series de esta tesis. Los discos estructurales de color azul marcan líneas de flujo y dirección de capas (de sitio web SardegnaGeoportale). 469

Fig. 12.10: Ejemplo de interpretación manual en el sector sur relacionado con afloramientos de andesitas. Uso de polilíneas, puntos y discos estructurales para controlar el afloramiento y sus relaciones con los volúmenes de las demás litologías. 469

Fig. 12.11: Modelo del Bloque 11, sin información de sondeos. Interpretación del contacto entre basamento paleozoico y sedimentos del Eoceno-Oligoceno según bibliografía (Costamagna y Schäfer, 2018). Uso de polilíneas, puntos y discos estructurales para interpretar el relleno de la depresión del sector E del Entrotterra Sulcitano. 470

Fig. 12.12: A) Modelo geológico 3D del Entroterra Sulcitano. B) Ampliación del bloque N, donde se superpone el mapa de Series para mostrar con flechas negras que el modelo queda sobreestimado en afloramientos debido a la resolución espacial de 100m. C) Se muestra sólo el modelo del área N detallada en B, limitado al sur por la falla de Paringianu. D) Sección que muestra el salto de falla vertical de casi 200 m en la base de la Unidad Nuraxi, modelo controlado con sondeos. E) Ubicación de la sección en D. 471

Fig. 12.13: Modelo geológico 3D del Entroterra Sulcitano. La vista principal corresponde a una sección que atraviesa toda la región en dirección NO-SE. En la parte superior derecha se puede ver el modelo completo en planta con información de fallas (líneas rojas) sondeos (puntos negros) y la traza de la sección (línea azul) que representa el corte de la figura principal. En el margen inferior derecho se puede ver el modelo completo en 3D con idéntica información. 473

Fig. 12.14: Validación de información del modelo con sección A-A' esquemática en Assorgia et al. (1993). Estas secciones no están a escala en Z y tienen ligeros desplazamientos en X-Y. La sección no contempla la inclinación de las capas como indican los discos azules. En este modelo sólo se incorporó una falla que corta en sentido NO-SE al bloque y delimita el área más externa relacionada con los depósitos ignimbríticos. Esta falla puede delimitar el área pericaldérica. 474

Fig. 12.15: Validación de información de modelo con sección B-B' esquemática en Assorgia et al. (1993). Esta sección se ajustó con 3 pozos (FS20, FS25 y FS29) contenidos dentro del plano por lo que la escala vertical es más representativa de los datos reales de profundidad de las unidades en los sondeos. En este modelo sólo se incorporaron las Fallas de Acqua Sa Canna y Paringianu que representan el sistema radial de dirección aproximada E-O. 474

Fig. 12.16: A). Representación de secciones en múltiples direcciones que permiten evaluar el comportamiento de la secuencia volcánica y su relación directa con la actividad tectónica. B) Corte longitudinal a una profundidad de -254 m y vista de la posición de este corte en el modelo 3D. C) Sección 2D con la ubicación de sondeos y la validación de los contactos de las superficies. D) vista 2D en planta a la cota -100m donde se aprecia una disposición radial de los flujos comendíticos desde la intersección de dos fracturas (N-S con E-O). 475

Fig. 12.17: La figura superior corresponde a una vista desde el NO de una sección NE-SO que atraviesa los materiales cuaternarios en un graben delimitado por las fallas radiales más importantes del Entroterra Sulcitano: F. Paringianu y F. Monte Ulmus. En este sector hacia la F. Monte Ulmus los afloramientos de rocas volcánicas son escasos y la potencia de la cubierta sedimentaria es de aproximadamente 40 m. La información de subsuelo y la dirección de las capas en afloramientos circundantes permiten reconstruir la sucesión volcánica desde LRH hasta URH. La sección E-O inferior corresponde a la misma zona con una vista desde el S. 477

Fig. 12.18: Sección E-O con vista desde el Sur para los bloques 8, 9 10 y parte del bloque 11. Se observa la tendencia general de los flujos ignimbríticos de las series inferior (LRH) y media (MRH) que desde la falla Sa Gibudda hacia el este escalan hasta depositarse por encima de las rocas andesíticas, mientras que al oeste fluyen hacia la costa. Esta falla a su vez genera un alto topográfico que controla el límite de los depósitos peralcalinos y alcalinos del final de la secuencia volcánica con direcciones principales hacia el O, controlados también por la falla de Matzaccara (las flechas negras señalan estos altos topográficos). 479

Fig. 12.19: Cálculo de volumen eruptivo de las series riolíticas del Entroterra Sulcitano. Se presentan las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ disponibles para las unidades y subunidades más próximas a la base de cada serie volcánica (LE: Lenzu, MC: Monte Crobu, LCO1-D: Cala Vinagra, UCO1-C: Monte Ulmus, CT: Calasetta). También se muestra el intervalo de tiempo aproximado entre cada serie. Los eventos relacionados con magmatismo de tipo anorogénico muestran menor volumen. 480

Fig. 12.20: Interacción entre fracturas de calderas y estructuras previas del basamento. La primera fotografía corresponde a un modelo analógico en Holohan et al. (2005) (CC BY NC ND licencia de Elsevier número 4887160832411). En ella se pueden observar los bloques o polígonos que se generan durante esfuerzos tectónicos regionales. Sobre ella se trazaron líneas punteadas blancas por analogía con las fracturas encontradas durante las etapas de modelamiento en el Entrotierra Sulcitano. En el mapa de superficie se muestran las fracturas cartografiadas en rojo y azul, mientras que los trazos negros punteados son interpretaciones de las fallas circulares que definirían la caldera. En la figura del modelo 3D se muestra la simplificación a nivel estructural, sin embargo, se han considerado las fracturas más importantes que afectan el depósito de las unidades ignimbríticas. Nótese el triángulo generado en el cerro Monte Ulmus, con su análogo en el experimento de la caja de arena. 481

Fig. 12.21: Sondeos del sector norte del Entrotierra Sulcitano. Se observa frecuentemente niveles de materiales epiclásticos (PY) y paleosuelos (LS) entre las Unidades CM-LE, LE-AC y con potencias menores y menos frecuentes entre AC-SE. En la foto se marca el intervalo del pozo FS30 como ejemplo (LS de 60 a 64 m). Exageración vertical 4x. 482

Fig. 12.22: Sector norte del Entrotierra Sulcitano. Ejemplo de niveles de paleosuelos intercalados con depósitos epiclásticos. Pozo FS20 con 17 m de potencia entre la Unidad Corona Maria (CM) y Lenzu (LE). Exageración vertical 4x. 483

Fig. 12.23: Sector central del Entrotierra Sulcitano. Pozo 22 con nivel de paleosuelos (LS) de 6 m entre las series comendíticas inferior y superior. Exageración vertical 4x. 483

Fig. 12.24: Modelo geológico 3D final de los materiales del basamento, sedimentos pre-volcánicos, las andesitas que inician el volcanismo en el Sulcis y los materiales cuaternarios. 487

Fig. 12.25: Modelo geológico 3D final de las series que conforman la secuencia volcánica del Entrotierra Sulcitano. 488

Fig. 12.26: Modelo Geológico 3D *on line*: para acceder, *click* en esta imagen. *On line Geological Model 3D: click on image for access*. 489

Fig. 13.1: Diques presentes entre Cala Lunga y Cala Saboni, próximo al centro vacacional I Ciclopi. A y B) vistas diferentes del mismo dique, que tiene una potencia de 2-3 m, intruido en la subunidad UCO3-A (Unidad Monte Ulmus). C) Sector cercano al dique en A y B, donde la forma es más globosa y en algunos sectores aparece más como *sills*. En esta foto nótese la escala humana. En general los espesores para estos intrusivos van de 1-5 m. Esta zona corresponde también con la mayor cantidad de *blisters* cartografiados. 498

Fig. 13.2: Esquema sugerido para la formación de la Caldera del Sulcis. En 1 el control estructural está caracterizado por las estructuras previas del basamento. 501

Fig. 13.3: Evolución de la Caldera del Sulcis. El primer mapa corresponde a los ciclos andesíticos previos. Se exponen también las fracturas de la cartografía para visualización de los sistemas principales que controlan la Caldera. Las flechas rojas son direcciones de flujo. El segundo mapa muestra la primera serie riolítica LRH, que en afloramientos es reducida, pero con importante continuidad en todo el subsuelo del Entrotierra Sulcitano Las edades con (*) se refieren a los valores corregidos de K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Notar que no hay edades confiables para el inicio del volcanismo riolítico en el Sulcis. 505

Fig. 13.4: Evolución de la Caldera del Sulcis. El primer mapa corresponde a la serie de riolitas medias MRH, de mayor distribución areal; con la erupción de PC que marca el inicio de la serie ya se tienen evidencias de que la Caldera ocupa su máxima extensión. En esta etapa existen las mayores manifestaciones de mineralización de Mn-Fe entre la Unidad NUR y MZ. Las felchas rojas son direcciones de flujo. El segundo mapa muestra la serie peralcalina inferior LCO con mineralizaciones asociadas a la base de la serie. Las edades con (*) se refieren a los valores corregidos de K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La edad de inicio 16.5 corresponde a la Unidad MC, porque no hay edades confiables para la base de la serie. 506

Fig. 13.5: Evolución de la Caldera del Sulcis. El primer mapa corresponde a la serie peralcalina superior UCO, que está asociada a importantes áreas con desarrollo de *blisters* y mineralización de Mn remanente por removilización. Las felchas rojas son direcciones de flujo. El segundo mapa muestra la serie riolítica superior URH, también con zonas de *blisters* y alteraciones de óxidos de Fe. Las edades con (*) se refieren a los valores corregidos de K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. El valor de 15.1 corresponde a la edad recalculada de Punta Mingosa. 507

Fig. 13.6: Esquema interpretativo (no a escala) del volcanismo submarino en las unidades peralcalinas del Sulcis, donde se observa el crecimiento de domos submarinos con interacción hidroclástica con el agua de mar y formación de zonas alteradas hidrotermalmente en los domos e hialoclastitas de granulometría gruesa en los márgenes (dcha.), domos menos afectados por la actividad hidroclástica pero más por la presencia de hidrotermalismo con mineralizaciones de Mn que resiguen miméticamente de manera local los pliegues de flujo magmático (izda.) y situaciones en las que el techo del domo puede llegar a emerger, con la formación de productos piroclásticos de caída de alta energía y, por fracturación que puede estar asociada con la tectónica sinvolcánica, expansiones laterales en ambiente exclusiva o predominantemente submarino de flujos piroclásticos (domo central). Referencias: a) mineralizaciones de Mn-ox y jaspes, b) mineralizaciones de Mn-ox en pliegues de flujo, c) clastos de autobrecha del domo durante su crecimiento, d) niveles epiclásticos laminados con fragmentos de brechas del domo y hialoclastitas, e) interacción de agua de mar con la superficie del domo y migración hacia el interior generando la matriz hialoclastítica de estas brechas, f) dirección de flujo de ignimbritas y dirección de expansión en el crecimiento del domo. 511

Fig. 19.1: Estándar utilizado para control de ICP-MS/OES en CCiT-UB (STD líquido 140-102-04x). 612

Fig. 19.2: Certificado original de STD Andesita (JA-2). 615

Fig. 19.3: Certificados originales de STD Sienita (JSy-1) y Riolita peralcalina. (JR-3). 616

LISTA DE TABLAS

Tabla 6.1: Resumen de clasificación de unidades en la literatura.....	32
Tabla 6.2: Continuación tabla 6.1, resumen de clasificación de unidades en la literatura.	33
Tabla 6.3: Columna volcanoestratigráfica resumen de la zona de estudio (ampliada en sección 16).	41
Tabla 7.1: Fórmula estructural para flogopita rica en titanio de la Unidad traquiandesita (TRQA).	132
Tabla 7.2: Estimación de T°C de cristalización de piroxenos en rocas peralcalinas. El geotermómetro tiene un error estándar de ±20°C. A la temperatura CPX-LIQ del modelo se le descuentan 150°C en función de los resultados de cálculo en la unidad Nuraxi. Se prefiere la etapa 2.	151
Tabla 7.3: T°C de saturación de Zr en unidades volcánicas del Sulcis. TZr.sat.C1: Watson y Harrison (1983). TZr.sat.C2: Boehnke et al. (2013). TZr.sat.C3: Gervasoni et al. (2016).	172
Tabla 7.4: Valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidos en el laboratorio SGIker-Bilbao. Cálculos con <i>software</i> GCDkit (Janoušek et al., 2006, 2016). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (inicial) calculado según Villa et al. (2015) *. El valor 2s significa: doble error estándar en valor absoluto (2SE).	177
Tabla 7.5: Valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medidos en el laboratorio SGIker-Bilbao. Cálculos con <i>software</i> GCDkit (Janoušek et al., 2006, 2016). $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ (inicial) calculado según Lugmair y Marti (1978) *. El valor 2s significa: doble error estándar en valor absoluto (2SE).	178
Tabla 7.6: Valores de Pb 204-206-207-208 medidos en el laboratorio SGIker-Bilbao. El valor de 2s significa: doble error estándar en valor absoluto (2SE).	178
Tabla 8.1: Vulcanoestratigrafía del SO de Cerdeña y muestras geocronológicas (columna generalizada para el Entrotierra Sulcitano, las islas de Sant'Antioco y San Pietro). Se presentan los nombres formales de las unidades y sus acrónimos. La Unidad Serra di Paringianu (SP) es reemplazada por el nombre Calasetta (CT). *Tipo de roca según diagrama TAS (Le Bas et al., 1986). Descripción de características litoestratigráficas El grado de soldadura se define de acuerdo con Mundula et al. (2009).	218
Tabla 8.2: Composición química de roca total en muestras geocronológicas. Datos determinados por FRX (detalles en sección 19.5.2.2, Anexo IV) y LOI a 950°C, en el laboratorio CCiT-UB, España. *Después de Gisbert y Gimeno, (2017). AI=Índice de agpaicidad.	219
Tabla 8.3: Resultados y parámetros estadísticos de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en esta tesis.....	229
Tabla 8.4: Las diferencias de edad recalculadas con el <i>software</i> ArAR v1.00.01 se ajustan a una regresión lineal con un coeficiente de determinación $R^2 = 99$ a 100% para el intervalo de confianza del 95%, en la mayoría de los datos recalculados. Solo en edades de Pioli (2003) R^2 es menos satisfactorio, principalmente cuando las edades se ajustan al estándar con la nueva referencia de Jicha et al. (2016). Este R^2 menor puede ser una consecuencia de la propagación de errores en el cálculo ya que en este grupo de datos, originalmente hay dos muestras con errores inaceptables para la precisión del método.	237

Tabla 8.5: Las edades K/Ar se presentan de acuerdo con las referencias [1] Araña et al. (1974), [2] Coulon (1977), [3] Savelli et al. (1979), [4] Montigny et al. (1981), [5] Boni et al. (1990), [6] Garbarino et al. (1990a), [7] Maccioni et al. (1990a), [8] Cincotti et al. (1994), [9] Assorgia et al. (1995), [10] Lecca et al. (1997) y las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ según referencias [11] Pioli (2003), [12] Pasci et al. (2001), [13] Lustrino et al. (2007). Las muestras cubren el área de estudio (San Pietro, Sant'Antioco y Entrotterra Sulcitano) y áreas proximas donde aflora el complejo andesítico calcoalcalino. Las unidades riolíticas se presentan en orden estratigráfico y cronológico mientras que las andesitas y basalto-andesitas sólo en orden cronológico. Las cuatro nuevas dataciones están en cursiva. Dos edades por el método Rb-Sr en [14] Morra et al. (1994); se muestran al final de la tabla como referencia al contexto geocronológico general del sector SO de Cerdeña. (a) edades recalculadas con el monitor de fluencia FC *sanidine* de Jicha et al. (2016). Software ArAR v1.00.01 en Mercer et al. (2016). (b) edades originales, no recalculadas en esta tabla. 240

Tabla 8.6: Resumen de las edades más apropiadas para restringir el volcanismo Mioceno del SO de Cerdeña según el análisis en esta tesis. Las nuevas edades son originales y las edades de la literatura se presentan recalculadas. Referencias bibliográficas como la Tabla 8.5. Edades estratigráficamente ordenadas..... 245

Tabla 9.1: Geoquímica de roca total de muestras seleccionadas para datación de zircones por U-Th-Pb. Los óxidos mayoritarios fueron analizados por FRX en perlas y los elementos trazas y REE con ICP-MS. El Zr en concentraciones >500 ppm fue analizado también por FRX en pastillas... 267

Tabla 9.2: Resumen de edades U-Th-Pb a partir de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ a través de los diferentes métodos de cálculo. CON (*concordia-age*) WM (*weightedmean-age*) CEN (*central-age*). 295

Tabla 9.3: Resumen de edades U-Th-Pb vs edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. 1. CON: *concordia-age*, 2. WM: *weightedmean-age*, 3. CEN: *central-age*. Rangos de edades mínimos y máximos en cada método. 309

Tabla 10.1: Cálculo de fórmula estructura y miembros finales para granate en la muestra 15-354. 335

Tabla 10.2: Cuantificación de fases minerales mediante método Rietveld. 337

Tabla 10.3: Resultados isotópicos de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y relación inicial según edades. Tabla A) datos en rocas carbonáticas, Tabla B) datos de xenolitos calcosilicatados, Tabla C) datos de las subunidades volcánicas. 341

Tabla 10.4: Composición química promedio del vitrófiro basal UCO1 en la Unidad Monte Ulmus. 350

Tabla 10.5: Composición química de reactantes naturales y sintéticos utilizados en el estudio de síntesis mineral. 351

Tabla 10.6: Resumen de los experimentos de síntesis mineral. 351

Tabla 10.7: Paragénesis mineral de xenolitos, determinada por XRPD y su posible asociación a diferentes temperaturas. 353

Tabla 11.1: Descripción detallada del perfil vertical de la zona mineralizada en la Mina Capo Becco. Adaptado de Uras (1965). Correspondencia con la columna de la Fig. 11.3 B..... 362

Tabla 11.2: Composición química de vernadita. <LL: límite inferior de detección. 406

Tabla 11.3 Composición química de todorokita y romanechita. <LL: límite inferior de detección. 410

Tabla 11.4: Composición química de hollandita. <LL: límite inferior de detección..... 410

Tabla 11.5: Composición química de criptomelano. <LL: límite inferior de detección..... 411

Tabla 11.6: Composición química de coronadita. <LL: límite inferior de detección. 411

Tabla 11.7: Contenido de MnO wt% en roca total para las series volcánicas del SO de Cerdeña. Las mineralizaciones de manganeso están alojadas a techo de la serie MRH y en la base de la serie LCO. 412

Tabla 11.8: Concentraciones promedio de MnO y FeO en wt% de roca total por unidad, para toda la secuencia volcánica del Sulcis. La mayor anomalía de manganeso está presente en la unidad Punta dei Cannoni, seguida de las unidades basalto-andesitas y andesitas calcoalcalinas y por último la Unidad traquiandesita.	413
Tabla 11.9: Resultados de isótopos estables de S y O en muestras de barita asociada con jaspes y ocre en la Mina Capo Becco. San Pietro. Valores en ‰.	432
Tabla 11.10: Resultados de isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en muestras de calcita-Mg asociada con óxidos de Mn en la Mina Capo Becco. San Pietro.	434
Tabla 12.1: Nombre y orientación de las fracturas. El valor numérico presentado en la dirección de buzamiento es un promedio de los discos estructurales que condicionan la superficie del plano de falla.	467
Tabla 18.1 Cuadro resumen de cantidad de muestras por autor	589
Tabla 18.2: Referencias bibliográficas con datos geológicos de superficie. Las columnas (<i>Series, Units, Subunits</i>) de re-interpretación se presentan actualizadas con la cartografía.....	590
Tabla 18.3: Referencias bibliográficas con datos geológicos de subsuelo. Las columnas (<i>Series, Units, Subunits</i>) de re-interpretación se presentan actualizadas con geoquímica y petrografía... ..	596
Tabla 19.1: Muestras de control cartográfico sin geoquímica.	600
Tabla 19.2: Puntos de control de mineralizaciones para cartografía (afloramientos).....	602
Tabla 19.3: Puntos de control cartográfico sin recolección de muestras.	603
Tabla 19.4: Ubicación y parámetros de orientación de los sondeos del Entroterra Sulcitano.	604
Tabla 19.5: Descripción de Series y Unidades en los intervalos de sondeos del Entroterra Sulcitano.	605
Tabla 19.6: Ejemplos de control de estándares para un lote analizado por FRX (ALS).	620
Tabla 19.7: Ejemplos de control de blancos y duplicados analizados por FRX (ALS).	621
Tabla 19.8: Ejemplos de control de estándares para un lote analizado por ICP-MS (ALS).	622
Tabla 19.9: Ejemplos de control de estándares y blancos analizado por ICP-MS (ALS).	623
Tabla 19.10: Ejemplos de control de duplicados para un lote analizado por ICP-MS (ALS).	624
Tabla 19.11: Control de estándares para revisión de efecto matriz en FRX (ALS <i>Laboratory Group</i>). Todas las muestras de control presentan resultados satisfactorios inferiores a 4% RSD.	625
Tabla 19.12: Control de estándares para revisión de efecto matriz en ICP-MS (ALS <i>Laboratory Group</i>). RSD >30% se muestra en color naranja. Es importante descartar %RSD altas en muestras próximas a límites de detección, tanto inferior (<LL) como superior (>UL). También es necesario notar que la técnica utilizada en ALS fue de determinación de ultra-trazas por lo que los límites inferiores son muy bajos para esta determinación y pueden tener diferencias significativas con el análisis del material de referencia cuya curva de calibración puede ser diferente. Finalmente es importante notar que para matrices riolíticas (JR-3) es necesario revisar los métodos de digestión para la optimización de la lectura final. En futuros análisis si se emplea el mismo laboratorio se sugiere cambiar de código y utilizar XRF10 (para minerales resistivos).	626
Tabla 19.13: Geoquímica de elementos mayores y trazas.....	634
Tabla 19.14: Re-cálculo de relación isotópica inicial para Sr. Datos de la bibliografía.	649
Tabla 19.15: Re-cálculo de relación isotópica inicial para Nd. Datos de la bibliografía.	650
Tabla 19.16: Datos bibliográficos de ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb vs ^{204}Pb . Valores originales reportados por los autores.	651
Tabla 19.17: Datos Geoquímicos de Mineralizaciones de Manganeso.....	653
Tabla 19.18: Datos geoquímicos de mineralizaciones de jaspes.	663
Tabla 19.19: Datos Geoquímicos de zonas de alteración argílica.....	668
Tabla 19.20: Resultados de isotopía de elementos estables para ^{18}O y ^{34}S en barita. Mineralizaciones de San Pietro, sector Mina Capo Becco.	669

Tabla 19.21: Resultados de isotopía de elementos estables para ^{18}O y ^{13}C en calcita. Mineralizaciones de San Pietro, sector Mina Capo Becco.	670
Tabla 19.22: Cuantificación y refinamiento mediante método Rietveld, de los difractogramas de xenolitos calcosilicatados. Parámetros de celda de cada mineral.....	671
Tabla 21.1: Símbolos y Referencias Geoquímicas.....	684

1. RESUMEN

Esta tesis se ha focalizado en el estudio de los materiales volcánicos de la región del Sulcis, en el SO de la isla de Cerdeña, Italia. El volcanismo oligo-mioceno de la isla de Cerdeña ha sido caracterizado a lo largo de los últimos decenios como el producto de actividad orogénica por la subducción de una placa oceánica situada aproximadamente hacia el SE de la situación actual de la isla de Cerdeña, bajo esta isla, durante el proceso relacionado con la migración antihoraria del bloque sardo-corsio y la simultánea creación del espacio oceánico Nordbaleárico/Liguro-Provençal. La singularidad de esta región del Sulcis reside en el hecho de que además del volcanismo orogénico existen unidades peralcalinas bien caracterizadas (incluyendo la localidad tipo de definición de las comenditas en la Isla de San Pietro), que son reconocidas en todo el mundo como el producto de un ambiente geodinámico anorogénico distensivo.

Se han afrontado los siguientes temas:

1. Cartografía detallada y refinamiento de la volcanoestratigrafía, incluyendo no sólo correlación entre las islas menores de San Pietro y Sant'Antioco y el Entrotterra Sulcitano, sino además la subdivisión de cada unidad volcánica en diferentes subunidades con significado volcanológico, geoquímico y volcanoestratigráfico en términos de correlación litológica. Se aportan 3 nuevos mapas volcanológicos para el SO de Cerdeña, en la región del Sulcis con especial atención en la delimitación detallada de las rocas peralcalinas y alcalinas de la parte superior de la secuencia volcánica del Mioceno. Un mapa para la Isla de San Pietro a escala 1:30.000, otro para la Isla de Sant'Antioco a escala 1:50.000 y un tercero para el Entrotterra Sulcitano a escala 1:45.000.

Se ha dividido la secuencia volcánica en 6 series. Estas series se denominan de base a techo de la secuencia (según denominación en inglés) como: andesitas (*basaltic-andesites and andesites*, AND), riolitas inferiores (*lower rhyolites*, LRH), riolitas medias (*middle rhyolites*, MRH), comenditas inferiores (*lower comendites*, LCO), comenditas superiores (*upper comendites*, UCO) y riolitas superiores (*upper rhyolites*, URH). La columna volcanoestratigráfica actualizada incluye 25 unidades representadas en los nuevos mapas. Se definen 3 nuevas unidades (traquiandesita de Cala Fico, comendita de Acquedotto y riolita alcalina de Post-Calasetta), y se define de manera formal la Unidad Pantellerita. Se modifica la cronoestratigrafía de la Unidad Punta dei Cannoni, pasando de estar

representada en la parte media de la serie MRH a ser la unidad basal que muestra un carácter menos evolucionado que las unidades sucesivas. Además, a partir de las observaciones de campo se crean 42 subunidades para detallar los eventos eruptivos y efusivos dentro de cada unidad de enfriamiento, de los cuales 23 se han incorporado a la cartografía. En total se trata de una secuencia acumulada de aproximadamente 1300 m de rocas volcánicas, aunque raramente se puede distinguir la acumulación, sea en afloramiento o en sondeo, de más de 500 m en total en un mismo depocentro.

Importantes evidencias de volcanismo de tipo subacuático se presentan por vez primera para la base de las comenditas inferiores, con la descripción de hialoclastitas y brechas en las subunidades Cala Vinagra y Genarbi, y el mismo ambiente caracteriza la extrusión del domo de pantellerita en el sector de La Piramide, aunque sin tener evidencias claras de si el nivel de agua era continuo en el tiempo entre las unidades inferiores y las medias. El lineamiento estructural de dirección aproximada E-O, en donde esta situación es evidente, tiene un papel importante en cuanto a restringir la expansión de este entorno acuático hacia el norte.

La existencia de *blisters* en las unidades superiores de la secuencia volcánica (desde Monte Ulmus hasta Punta Mingosa) indican un período de desgasificación importante de la cámara magmática en los estadios terminales relacionados con el magmatismo de la región del Sulcis.

2. Petrogénesis de las unidades peralcalinas, en el contexto de la sucesión volcánica estudiada. Por lo que se refiere a la petrogénesis de las rocas volcánicas, y en particular las peralcalinas la principal novedad que ofrece esta tesis es la demostración, mediante el estudio de geoquímica isotópica de elementos radiogénicos Sr-Nd-Pb, de que existe una cierta estratificación en las fuentes mantélicas que aportan los magmas implicados en el estudio. La parte más superficial de la cuña mantélica implicada en la generación de los materiales (AND, LRH) presenta una señal caracterizada por una mezcla de componentes DMM, EM1 y en menor medida EM2, mientras que los magmas peralcalinos y los previos (MRH) muestran una componente creciente del componente EM2, en detrimento del EM1. Finalmente, cuando la fase distensiva principal cesa, se observa un retorno (URH) hacia fuentes más superficiales (aparición de nuevo del componente EM1, gradualmente cada vez más importante). El estudio comparado de elementos traza seleccionados y geoquímica isotópica de elementos radiogénicos (p.e. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. Zr/Nb) muestra claramente que se produce un enriquecimiento radiogénico en la isotopía del Sr a medida que los magmas peralcalinos evolucionan por cristalización fraccionada, hecho que

además permite trazar los aportes de magmas menos evolucionados que llegan sucesivamente, mostrando una señal mantélica más prístina. También, esa evolución volcanoestratigráfica de los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ permiten inferir que el mecanismo de vaciado de las cámaras magmáticas peralcalinas es desde el techo hacia la base, proporcionando dos secuencias isotópicas invertidas en los diferentes productos eruptados (en las series LCO y UCO, respectivamente), mientras que las pantelleritas y el final de la serie UCO marcan la llegada de magmas más prístinos desde ambientes crustales más profundos.

3. Geocronología basada en los métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en feldespatos, y U-Th-Pb en zircones, precedida de un recálculo (con las nuevas constantes) y estudio crítico de la totalidad de las dataciones disponibles para estas unidades en la bibliografía. Se ha refinado una base de datos antiguos, totalmente desactualizados, y se han dejado las actualmente válidas, además de ofrecer las nuevas dataciones recogidas en la Fig. 9.43 del capítulo 9 (que se reproduce nuevamente aquí). De este modo se ha conseguido contextualizar desde un punto de vista temporal la duración del evento peralcalino y, por interpolación, la duración del fenómeno metalogenético que produjo las mineralizaciones de Mn entre las riolitas alcalinas intermedias y las comenditas.

Method	Series	Place	Unit/ Subunit	Best Age (Ma)	$\pm\sigma$	Igneous activity (ka)	Peralkaline event time
	↑		PM			↑	
U-Th-Pb $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	URH	SP	PCT4	15.26	0.12		~0.35 ± 0.09 (Ma)
		SA	CT	15.35	0.02	~90	
U-Th-Pb $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	UCO	SA	UCO3-A	15.61	0.15	~110	
		SP	UCO1-C	15.72	0.02		
U-Th-Pb	LCO	SA	LCO3	15.88	0.19		
U-Th-Pb		SP	LCO1-D (CF)	15.89	0.06		
U-Th-Pb		SP	LCO2	15.94	0.09	~80	
U-Th-Pb $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	TRQ	SP	TRQA	15.94	0.09		
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	LCO	SP	LCO1-D (CV)	15.96	0.02		
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	MRH	SP	MZ	16.18	0.02	~10	
		SP	MCR				
	↓		NUR			↓	

Fig. 9.43: Estratigrafía que resume los eventos volcánicos del SO del Cerdeña desde las riolitas alcalinas de transición de la serie media, hasta las riolitas alcalinas de la serie superior. Se restringe la actividad ígnea relacionada con las rocas peralcalinas del Sulcis y se presenta una visión global del tiempo acotado en el que suceden los procesos eruptivos.

4. Estudio petrológico de los xenolitos presentes hacia la base de algunas unidades piroclásticas, los fenómenos de pirometamorfismo que presentan, sus posibles protolitos mediante el estudio de la isotopía de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y su posible génesis mediante síntesis dirigida a obtener análogos de los xenolitos, con estudio de los tiempos de generación de la paragénesis. El estudio de los xenolitos calcosilicatados ha permitido demostrar que en la escala local existen fenómenos de asimilación de las rocas de caja carbonáticas presentes en el substrato somero de la secuencia, y que estas rocas pertenecen a los materiales carbonáticos cámbricos. También, que la influencia petrogenética real de esos procesos de asimilación referidos a la génesis de los magmas peralcalinos es muy menor y que, por lo tanto, no pueden ser interpretados como el mecanismo principal que generaría estos magmas peralcalinos mediante un efecto plagioclasa directamente originado por el proceso de asimilación del techo carbonático cámbrico de la cámara magmática. La síntesis experimental, aunque no ha conseguido reproducir perfectamente las paragénesis estudiadas en los xenolitos naturales, ha permitido demostrar que estos fenómenos se producen en tiempos cortos (horas a días) compatibles con pirometamorfismo *in situ* después del emplazamiento de los flujos piroclásticos.

5. Las mineralizaciones se pueden contextualizar dentro de cuatro grandes eventos de actividad tectono-magmático-hidrotermal en la secuencia volcánica de la región del Sulcis.

El primer evento se asocia con mineralizaciones estratiformes de óxidos de manganeso, jaspes y ocre. Este es el más importante de la región del Sulcis, y ocurre principalmente en la isla de San Pietro, genéticamente relacionado con los procesos tectono-volcánicos de colapso de la caldera, posterior al gran evento eruptivo de la Unidad Nuraxi. Buena parte de la cámara magmática está implicada en la erupción con un colapso marcado, que produce un cambio en las condiciones locales del nivel del mar, reactivación de fallas que limitan los horst y graben de la caldera y circulación de fluidos de origen magmáticos y marino. Los procesos de hidrotermalismo afectan a las rocas de caja y producen la precipitación de metales en los planos de fallas principales que controlan la caldera, por ejemplo, las mineralizaciones de Punta Nera en la Unidad Nuraxi. A su vez se generan respiraderos hidrotermales con penachos (*plumes*) mineralizantes cargados principalmente con Mn, Fe, Si, Ba, que se depositan de manera estratiforme y/o lenticular. Las mineralizaciones de jaspes y óxidos de Mn en la serie riolítica media (MRH) de la Mina Capo Becco son de tipo Sedex proximal. Este sistema hidrotermal está activo durante la

erupción y el depósito de las Unidades Montagna di Capo Rosso (MCR) y Matzaccara (MZ) y edades U-Th-Pb en zircón indican un período de ~10 ka.

El segundo evento hidrotermal se produce con los productos peralcalinos de las primeras unidades comendíticas, como impregnaciones, pliegues de flujo, nódulos, rellenos de brechas y planos de fallas durante los procesos eruptivos en los domos de base de la serie LCO y en sus ignimbritas asociadas. Esta actividad se separa temporalmente del primer evento ~220 ka. Las mineralizaciones son de tipo hidrotermal-epigenético. La traquiandesita extruida en esta serie, en contacto directo con zonas mineralizadas, presenta una fuerte alteración hidrotermal, sin precipitación de mineralizaciones.

Un tercer evento hidrotermal de menor magnitud ocurre durante la erupción de la unidad Monte Ulmus, con concentraciones de óxidos de manganeso limitadas a impregnaciones poco regulares en el vitrófiro basal y precipitación de óxidos de manganeso y de hierro en pliegues de flujo magmático o en planos producidos por el reomorfismo intenso de la subunidad UCO3-A (nivel central de la unidad). El espacio temporal que separa este evento del segundo es ~140 ka. En este escenario cobran relevancia los procesos de pirometamorfismo entre el techo de la cámara de origen carbonático, produciendo un importante incremento de CO₂. Los fenómenos hidrotermales ocurren principalmente en la subunidad UCO3-B (a techo de la unidad).

Un cuarto y último evento hidrotermal en la serie URH se produce tanto en el norte como en el sur de la isla de San Pietro en asociación con *blisters* sobre la unidad Post-Calasetta y Punta Mingosa. El rango temporal entre este evento y el tercero es ~229 ka. Este sistema está fuertemente controlado por las estructuras de la caldera y sus fallas asociadas. Los productos del hidrotermalismo y circulación de fluidos se traducen en precipitación de óxidos de hierro y argilización, principalmente en los *blisters* de Post-Calasetta (proceso similar al que ocurre en los *blister* de UCO3-A) y alteración intensa en un sector de Punta Mingosa (Geniò) con productos arcillosos y ópalos.

6. Análisis volcanoestructural, con la identificación de una caldera de crecimiento gradual (*piecemeal*) y modelado implícito 3D en el sector del Entrotterra Sulcitano, que abarca un área de 416.32 km², con una primera evaluación cuantitativa de los volúmenes emitidos en este sector. Se evidencia un fuerte control estructural sin eruptivo en la geometría de los depósitos volcánicos, principalmente asociados a la extrusión de domos y lavas y a la terminación abrupta de algunos cuerpos de ignimbritas. La tectónica tiene un control fundamental también en el patrón de distribución de las mineralizaciones de manganeso.

Los argumentos a favor de la caldera, además de la estricta disposición tridimensional de los materiales y sus sentidos de reconocible flujo, son muy abundantes y convergentes: patrón estructural en forma de anillo con fracturas perpendiculares mostrando tendencia radial; sistema de horst, graben y hemigraben con bloques que se hundan hacia el centro de la región; presencia de riolitas de la parte inferior de la serie LRH con la Unidad Corona Maria en Sant'Antioco; domos y coladas lávicas comendíticas y pantelleríticas muy próximos a grandes fracturas limitantes de la misma caldera, en San Pietro; domo-colada comendítico en el sondeo FS22 a 104 m de profundidad, en el Entrotterra Sulcitano, con una potencia de 41 m marcando un canal alimentador que no se manifiesta en superficie, pero que coincide con la extensión de fracturas de tendencia anular (falla Matzaccara); direcciones de flujo de las unidades ignimbríticas mostrando patrones radiales de dirección opuesta, como es común para muchos flujos piroclásticos en posiciones de intra y extracaldera; buzamientos pronunciados de vitrófiros basales hacia zonas de mayor pendiente, vitrófiro negro perlítico de la unidad Nuraxi correlacionable en las 3 áreas de estudio, en posición perimetral a fracturas anulares; estructuras de desgasificación (*Blisters*) próximas a fracturas importantes, y en algunos casos sobre ellas, en general los *blisters* se concentran entre la estructura principal de la caldera y el primer sistema anular paralelo hacia el borde externo; identificación de conductos eruptivos y brechas asociadas a fluidos hidrotermales; importante número de mineralizaciones de manganeso que muestran un control estructural muy marcado, intensa silicificación de flujos piroclásticos en las áreas de influencia de las fracturas de la caldera más importantes; brechas a techo de la unidad de Nuraxi en posición próxima a fracturas principales en San Pietro, Entrotterra Sulcitano y próxima a fracturas radiales en Sant'Antioco, siendo que estas brechas líticas de ignimbritas están sobre los conductos de las fallas en anillo o circulares y acompañaron el colapso de la caldera; brechas en la unidad Comendita en la zona de La *Piramide*, en San Pietro, próxima a la falla principal que delimita el bloque que se hunde al este hacia las salinas de Carloforte, y que en este sector la brecha marca también la zona de conducto de las fallas circulares, y se asocia con la mineralización de Mn en el mismo sector; diques con direcciones paralelas a las grandes fracturas principales, como se observa en San Pietro, donde diques comendíticos cortan la Unidad Nuraxi o en Sant'Antioco, entre Cala Lunga y Cala Saboni con diques y sills entre la Unidad Monte Ulmus; eventos eruptivos simultáneos distantes entre sí, de tipo piroclástico en algunos lugares mientras que en otros se está produciendo extrusión de domos y coladas; evidencias de regiones inundadas, como posibles lagos que se podrían corresponder perfectamente con lagos pericárdicos muy característicos en calderas actuales (por ejemplo, en Yellowstone y Cerro Galán); y

los relieves positivos en Matzaccara, Monte Ulmus y Monte Sirai marcan los bordes de los anillos de caldera en las distintas etapas de hundimiento (topografía elevada que controla el depósito de las unidades).

Para la realización del modelo implícito 3D se partió de la geología volcánica de superficie, del análisis foto-estructural por teledetección de esta zona; se definió un modelo estructural limitado por 9 fallas principales que controlan la evolución tectonovolcánica del sector. Estas fallas representan un régimen extensional, por lo tanto, son normales y están caracterizadas por un *set* principal casi N-S, paralelo a los lineamientos que controlan la Fosa Sarda y el Graben del Campidano, y otro secundario E-O, que en un contexto local representa un *set* radial, pero a escala regional viene condicionado por los lineamientos paralelos al Graben del Cixerri. La mayoría de las fallas tienen buzamientos entre 75°-78° y su rumbo es variable según la continuidad del plano de falla.

Se modelaron geológicamente 11 bloques de manera independiente en función de la interacción de los planos de falla, sus relaciones temporales y la continuidad lateral de las unidades ignimbríticas de los 27 sondeos existentes. El sector central del Entrotierra Sulcitano presenta una gran complejidad estructural, y esto pone de manifiesto el fuerte control de las estructuras preexistentes, coincidentes con la continuidad de lineamientos del graben del Cixerri, hacia la costa.

Los volúmenes eruptivos obtenidos mediante el modelo indican que los productos magmáticos en el Entrotierra Sulcitano ocupan aproximadamente 21 km³ de flujos ignimbríticos, concentrados en un período de tiempo aproximado de 1.5 Ma, según las edades más confiables por ⁴⁰Ar/³⁹Ar (en feldespatos). Las series de mayor volumen corresponden a las riolitas inferiores (LRH= 11.54 km³), seguida de riolitas medias (MRH= 5.78 km³) y comenditas superiores (UCO= 2.22 km³) mientras que un volumen menor se calcula para las riolitas superiores (URH= 1.04 km³), y por último las comenditas inferiores (LCO= 0.91 km³).

2. ABSTRACT

This Ph.D. thesis focuses on the study of volcanic materials in the Sulcis region, SW Sardinia Island, Italy. The Oligo-Miocene volcanism of Sardinia Island has been characterized over the last decades as the product of orogenic activity due to the subduction of an oceanic plate placed somewhere at the SE of the current Sardinia margin and dipping towards the NW. This occurred during the anti-clockwise migration of the Corsica-Sardinia block and the coeval generation of the Nordbalearic/Liguro-Provençal oceanic space. The Sulcis region has a singularity, that is, the occurrence of peralkaline rocks at the upper part of the volcanic pile over the orogenic-like ones, including the comendites type locality of the Le Commende on San Pietro Island. It is well-known that peralkaline rocks are recognized worldwide as markers of a distensive anorogenic geodynamic environment.

The main subjects developed as follows:

1.Detailed mapping and volcanostratigraphy upgrading, the correlation between the Sulcis Mainland and the minor islands of Isola di San Pietro and Isola di Sant'Antioco, and the subdivision of each volcanic unit into different subunits considering their volcanological, geochemical, and volcanostratigraphic features in terms of lithological correlation. Three (3) new volcanological maps are provided for SW Sardinia, with special attention to the detailed delimitation of the peralkaline and alkaline rocks of the upper part of the Miocene volcanic succession (Isola di San Pietro at 1:30.000 scale, Isola de Sant'Antioco at 1:50.000 scale and Sulcis Mainland at 1:45.000 scale). The volcanic succession has been classified from bottom to top in 6 series: basaltic-andesites and andesites (AND), lower rhyolites (LRH), middle rhyolites, (MRH), lower comendites (LCO), upper comendites (UCO), and upper rhyolites (URH). An updated volcanostratigraphic log comprises 25 units drawn in the new maps. This includes 3 new units (Cala Fico Trachyandesite, Acquedotto Comendite, and Post-Calasetta Alkali) Rhyolite), and the formal description of the Pantellerite Unit. Punta dei Cannoni Unit is chronostratigraphically moved from the middle part of the MRH to the bottom showing a less evolved character than the successive ones. In addition, field observations allow the creation of 42 subunits in order to describe each eruptive and effusive event involved in each cooling unit, of which 23 of them are large enough to be represented in the maps. All these units comprise a cumulative pile of around 1300 m of

volcanic rocks in thickness, although is rare to find more than 500 m in the same depocenter, both by surface geology and in the boreholes. A number of conclusive evidence for subaqueous volcanism are shown for the first time: hyaloclastite and hydroclastic breccias in Cala Vinagra and Genarbi subunits (LCO); thermal shock textures of the pantellerite dome in the Piramide zone, although with no clear evidence that this is affecting the dome upperparts and if the water column was a continuous in time between the lower and middle subunits. A clear E-W structure played a critical role in the restriction of these water-controlled environments towards the north. Blister occurrence in the upper units of the volcanic succession (from Monte Ulmus Unit until Punta Mingosa one) provides evidence of several main degassing periods at the magmatic chamber, clearly related to the terminal magmatism period at Sulcis region.

2. Petrogenesis of the peralkaline units in the framework of the studied volcanic succession. Regarding the Petrogenesis of the volcanic rocks, the main update of this chapter is the demonstration by petro-geochemical studies, including radiogenic Sr-Nd-Pb isotopy, that some vertical stratification is present in the mantle wedge above the subduction plate. The uppermost mantle wedge, related to the generation of AND and LRH series has an isotopic signature marked by DMM, EM1 and in a much lesser degree EM2; while the peralkaline magma shows an EM2 signature, as well as the previous MRH series a lesser degree. Finally, when the main distensive anorogenic phase ceases, a return (URH) to uppermost magmatic mantle sources is shown (reappearance of the EM1 source). The combined use of some selected trace element and radiogenic isotope geochemistry (i.e. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Zr/Nb) clearly demonstrates that peralkaline magmas evolve by fractional crystallization in the upper crust, as well as it allows the detection of new batches of more pristine and deep-sourced magma. Last but not least, the volcanostratigraphic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evolution clearly indicates that the peralkaline magmatic chambers erupt from top to bottom, while the pantellerites and the UCO last episode mark the arrival of more pristine magma from deeper crustal cameras.

3. Geochronology: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in feldspar and U-Th-Pb isotopic zircon studies have been conducted, preceded by a recalculation (with new decay constants) of all precedent available data of these units. In this way, an important number of also available (but inconsistent) old data has been refined, keeping only the coherent ones and offering a large set of new data wich are shown in the table below. These new data allow the precise chronological lapse of the peralkaline event at 350 ka. Also, the interpolation of data and

volcanostratigraphy allow the temporal constriction of the Mn metallogenetic event related to the volcanism.

4. Petrological study of the calc-silicate xenoliths occurring at the bottom of some pyroclastic units, their pyrometamorphism phenomena, their potential protoliths as shown by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and their possible production by synthetic analog experiments, taking into account the kinetic of the paragenesis production. This specific study has provided local evidence of the carbonate wall rock assimilation of the magmatic chamber existing in the shallow substrate, and that these protoliths belong to the Cambrian carbonate rocks. Also, that the petrogenetic influence of assimilation is very reduced and it cannot hold a “plagioclase effect” as the main process present in the genesis of peralkaline magmas. Experimental synthesis, although the natural xenolithic paragenesis has not been achieved, allows for a short kinetic process (hours to days) compatible with pyrometamorphism in situ that are in the expected time range of post-placement cooling of the pyroclastic units.

5. Mineralizations can be contextualized within four major events of tectonic-magmatic and hydrothermal activity in the volcanic succession of the Sulcis region. The first event is related to stratiform mineralizations of manganese oxides, jaspers, and ochres. It is the most important event in the Sulcis region and occurs mainly on the San Pietro island. It is genetically related to the tectonic-volcanic processes of caldera collapse after the great eruptive event of the Nuraxi Unit. A good part of the magmatic chamber is involved in the eruption with a marked collapse, which produces a change in the local conditions of sea level, reactivation of faults limiting the horst and graben of the caldera, and circulation fluids of magmatic and marine origin. The associated hydrothermal processes affect the host rocks and produce metals precipitation in the main fault planes controlling the caldera, for example, the Punta Nera mineralizations in the Nuraxi Unit. In turn, hydrothermal vents are generated with mineralizing plumes mainly loaded with Mn, Fe, Si and Ba, which are deposited in a stratiform and/or lenticular manner. This hydrothermal system is active during the eruption, and the deposition of the Montagna di Capo Rosso (MCR) and Matzaccara (MZ) Units and U-Th-Pb zircon ages indicate a ~10 ka period. The mineralization processes related to the volcano-tectonic activity of this middle rhyolite series (MRH) permit to interpret that the stratiform levels of jasper and manganese in the Capo Becco Mine are of Sedex-proximal vent type (average temperature 196°-210°C). The second hydrothermal event occurs with the peralkaline products of the first comenditic units, such as disseminated deposits, flow folds, nodules, breccia cement, and fault planes during the

eruptive processes on domes at the bottom of the LCO series and in their associated ignimbrites. This activity is temporarily detached from the first event ~220 ka. Mineralizations are hydrothermal-epigenetic type. The extruded trachyandesite series, in contact with mineralized areas, presents a strong hydrothermal alteration with no Mn oxide precipitation. A third hydrothermal event of lesser magnitude occurs during the eruption of the Mount Ulmus Unit, with concentrations of manganese oxides limited to irregular impregnations in the basal vitrophyre, and precipitation of manganese and iron oxides in magmatic flow folds or planes produced by the intense reomorphism of the UCO3-A subunit (central level in the unit). The temporal gap separating this third event from the second is ~140 ka. In this scenario, the pyrometamorphism processes between the top of the carbonate chamber become relevant, producing a significant increase in CO₂. Hydrothermal phenomena occur mainly in the UCO3-B subunit (at the unit top). A fourth and last hydrothermal event occurs both north and south of the San Pietro island in association with blisters on the Post-Calasetta and Punta Mingosa Units. The time range between this event and the previous one is ~229 ka. This system is heavily controlled by the caldera structures and their associated faults. Hydrothermalism products and fluid circulation translate into precipitation of iron oxides and argillization, mainly in Post-Calasetta blisters (a process similar to the one occurring in UCO3-A blisters) and intense alteration of a Punta Mingosa (Geniò) area with clay products and opal.

6. Volcanostructural analysis, leading to the identification of a piecemeal caldera and implicit 3D geological modeling in the Sulcis Mainland over an area of 416.32 km², include a first quantitative evaluation of erupted volcanic material on this sector. A clear syneruptive tectonic control is evident in the pyroclastic deposition geometry and dome extrusion pattern, as well as on the manganese deposits distribution.

A large number of criteria have been accumulated in order to identify the caldera, starting from the tridimensional disposition of the materials and their evident flow pattern. It is can notice among others: a) ring structural pattern with the perpendicular to radial inner fault disposition; horst, graben, and half-graben within the caldera; b) the presence of rhyolites from the bottom of the LRH series with the Corona Maria Unit in Sant'Antioco; c) dome and lava-dome flows placed over the main faults of the caldera (also in the underground, in Sulcis Mainland); d) divergent extra and intra-caldera disposition of pyroclastic flows of the same unit; e) pronounced dipping at basal vitrophyres concomitant with main caldera collapse episodes; f) perimetral disposition of large degasification structures (blisters) overlapping or close to caldera main faults; g) vertical feeder dikes in the caldera fault areas;

h) widespread silicification, argilification and Mn mineralization close to the caldera faults, etc. The 3D implicit geological model starts from the volcanic surface geology and the photo-structural remote sensing analysis. A structural model controlled by 9 main extensional faults rules the tecto-volcanic evolution of Sulcis Mainland. A dominant N-S set (parallel to the one of the Sardinia trough) and a secondary E-O set locally close to a radial one, but parallel to the Cixerri Graben in a large scale, controls most of the tectonic expression in the surface, with an overall dip of 75° for most faults. Geologically, 11 blocks were modeled taking into account fault interactions, temporal relationships expressed by volcanic units, and underground lateral continuity of the ignimbrite flows testified in 27 mining boreholes. A consequence of the model is the quantitative evaluation of magmatic volumes in Sulcis Mainland. Around 21 km^3 of ignimbritic flows erupted along a period of 1.5 Ma (LRH= 11.54 km^3 , MRH= 5.78 km^3 , UCO= 2.22 km^3 URH= 1.04 km^3 , LCO= 0.91 km^3).

3. MARCO GENERAL DE TESIS

El plan de investigación en el que se desarrolla esta tesis se enmarca dentro de las áreas de conocimiento de Petrología y Geoquímica (código del Consejo de Universidades 685) y de las materias según nomenclatura UNESCO de Geología (250600) y Vulcanología (250621); adscripto al Proyecto financiado por MICINN del Gobierno Español (CGL2011-28022) denominado “El Volcanismo como trazador de la evolución geodinámica del Mediterráneo Centro y Noroccidental (25 MA-actualidad). 2ª Parte”, con vigencia entre 2012-2015 y cuyo investigador principal es el Dr. Domingo Gimeno Torrente.

El área de estudio está centrada en el suroeste de la Isla de Cerdeña (Italia) en la denominada Provincia de Cerdeña del Sur (*Sud Sardegna*) principalmente en los Municipios de Carbonia e Iglesias, abarcando un área aproximada de 1.300 km² (Fig. 3.1) con especial enfoque en el Entrotterra Sulcitano, la Isla de Sant’Antioco y la Isla de San Pietro (sector que en su conjunto también se conoce como Sulcis).

Este sector geográfico está enmarcado por un contexto geodinámico particular para el Mediterráneo Centro-Occidental, debido a la rotación del bloque Sardo-Corso al que se asocia un volcanismo calcoalcalino de afinidad orogénica bien representado en toda la Isla (Coulon, 1977). Particularmente en el graben del Cixerri existen algunas manifestaciones volcánicas calcoalcalinas antiguas del Oligoceno, previas a la deriva desde el margen continental europeo (Savelli, 1975). Aunque la mayor parte de las manifestaciones volcánicas de interés afloran en una secuencia casi continua, aparentemente en un único ciclo andesítico-riolítico para el Mioceno Inferior y Medio. Las andesitas aparecen principalmente representadas en los afloramientos del sur (S de la isla de Sant’Antioco y Entrotterra Sulcitano) y las riolitas en todo el sector norte y centro del SO de Cerdeña, principalmente como rocas volcánicas extrusivas representadas en un mayor porcentaje por unidades piroclásticas ignimbríticas (Fig. 3.2). Esta zona ha sido objeto de estudios geológicos desde antiguo, en buena medida por su proximidad al distrito minero del Iglesiente-Sulcis (Pb-Zn-Ag-Ba) en rocas del basamento paleozoico y por la existencia de un yacimiento de lignito de edad eocena inferior (Fig. 3.3) conocido al menos desde mediados del siglo XIX en la Fm. Lignitifero, que marca el límite con la Fm Cixerri mediante la disconformidad Apenínica (Barca y Costamgna, 2010).



Fig. 3.1 Ubicación físico-geográfica de Cerdeña. El recuadro blanco al SW de la isla indica el área de estudio en esta tesis. El mapa fue modificado de su fuente original (licencia CC BY-SA-3.0). La imagen vectorial de la Provincia de Cerdeña del Sur incluye elementos que han sido modificados de Città metropolitane d'Italia.svg (NordNordWest) CC BY-SA 3.0.

La falta de continuidad de afloramientos entre las islas menores de Sant'Antioco y San Pietro y el Entrotterra Sulcitano, sumado a la existencia en la secuencia ignimbrítica de unidades muy semejantes, han dificultado algunas interpretaciones y modelos que llevaron

a correlaciones simplificadas en el pasado (Bertolio, 1895, 1896; Novarese y Pullè, 1920; Pullè, 1926, Novarese et al., 1933; Taricco, 1932, 1934a, b).

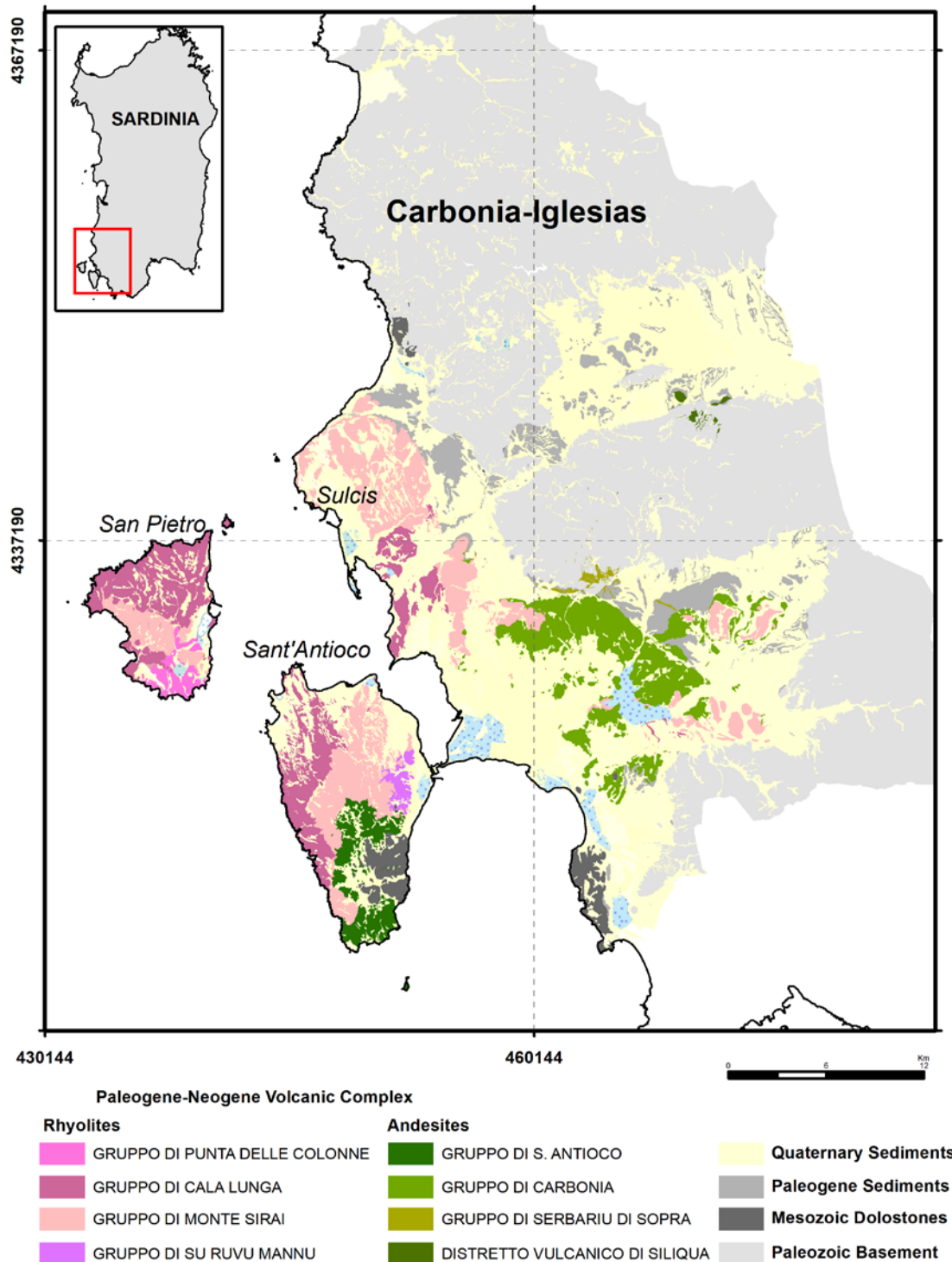


Fig. 3.2: Mapa Geológica del área Carbonia-Iglesias, modificado de SardegnaMappe. Metadatos descargados el 15/02/2020 (*dataset* geologiaAreali2008). Sistema de referencia WGS84 (UTM 32S) La nomenclatura y orden estratigráfico del complejo volcánico se corresponde con las descripciones de la Hoja 564 de Carbonia (Pasci et al., 2010), quedan fuera de esta representación geológica las áreas blancas que corresponden a otra hoja geológica.

La geología del Entroterra Sulcitano cobró relevancia en los años 90 con el desarrollo de cartografías más complejas y numerosas perforaciones a cargo de una empresa minera dedicada a la explotación de carbón (CarboSulcis S.p.A). A partir de estos datos surgieron relevantes trabajos científicos que sentaron las bases para la definición de una secuencia volcanoestratigráfica más detallada (Assorgia et al., 1990a,b,c, 1992a,b, 1993, 1994; Garbarino et al., 1990a, b; Maccioni et al., 1992; Morra et al., 1994; Gimeno et al., 1996, 2003; Cioni et al., 2001; Pioli, 2003; Pioli y Rossi, 2005) y que aún sigue siendo objeto de estudio por el cambio de enfoque y metodologías tendientes a resolver aspectos relacionados con los complejos entornos y dinámicas de los procesos eruptivos y el magmatismo asociado (Ronga, 2011; Gisbert, 2012; Gisbert y Gimeno, 2017; Gisbert et al., 2019).

Con todos estos antecedentes, aún quedan aspectos sin resolver para este sector, el cual presenta dos particularidades que, a pesar de ser evidentes, no han sido resaltadas lo suficiente en estudios previos. Se trata del sector del bloque Sardo-Corso que mayor desplazamiento ha sufrido desde el margen continental europeo y, consecuentemente, el sometido a mayor extensión. Además, es el único que presenta un magmatismo peralcalino de afinidad anorogénica hacia el final del ciclo volcánico, donde se observa una serie ignimbrítica calcoalcalina que pasa gradualmente a riolitas alcalinas (*high-K rhyolites*, *sensu* Peccerillo y Taylor, 1976), seguidamente a peralcalinas (en su localidad tipo de definición por Bertolio, 1895) y culmina con un retorno a riolitas alcalinas.

En función de estas apreciaciones, en esta tesis se utilizó un enfoque volcanoestratigráfico y petrológico para realizar trabajos de cartografía en la región del Sulcis, en un área aproximada de 450 Km², donde se ha podido establecer y describir, con un detalle superior al disponible en los últimos 5 años, a las unidades volcánicas objeto de estudio; se han descubierto y descrito nuevas unidades, se redefinieron sus relaciones espacio-temporales y se han desarrollado estudios geoquímicos que permiten esclarecer un modelo petrogenético para el volcanismo peralcalino y el alcalino que le precede.

Las investigaciones presentadas en este trabajo han permitido también establecer, de una forma más precisa y detallada, el rango de edades de las unidades volcánicas en el Entroterra Sulcitano y las Islas de Sant'Antioco y San Pietro. Con ello y mediante dataciones radiométricas a través de los métodos ⁴⁰Ar/³⁹Ar y U-Th-Pb se restringe un hito cronológico, para un hecho geodinámico muy importante en el marco del Mediterráneo Noroccidental durante el Mioceno: el final de la traslación y rotación antihoraria del bloque Sardo-Corso y el paso de unas condiciones orogénicas a anorogénicas, con el volcanismo peralcalino característico. Este resultado sin dudas será de gran utilidad para la comunidad

científica, no sólo para aquellos estudiosos de la Isla de Cerdeña, sino de todos los investigadores que se ocupan de la geodinámica mediterránea desde los últimos 25 Ma.

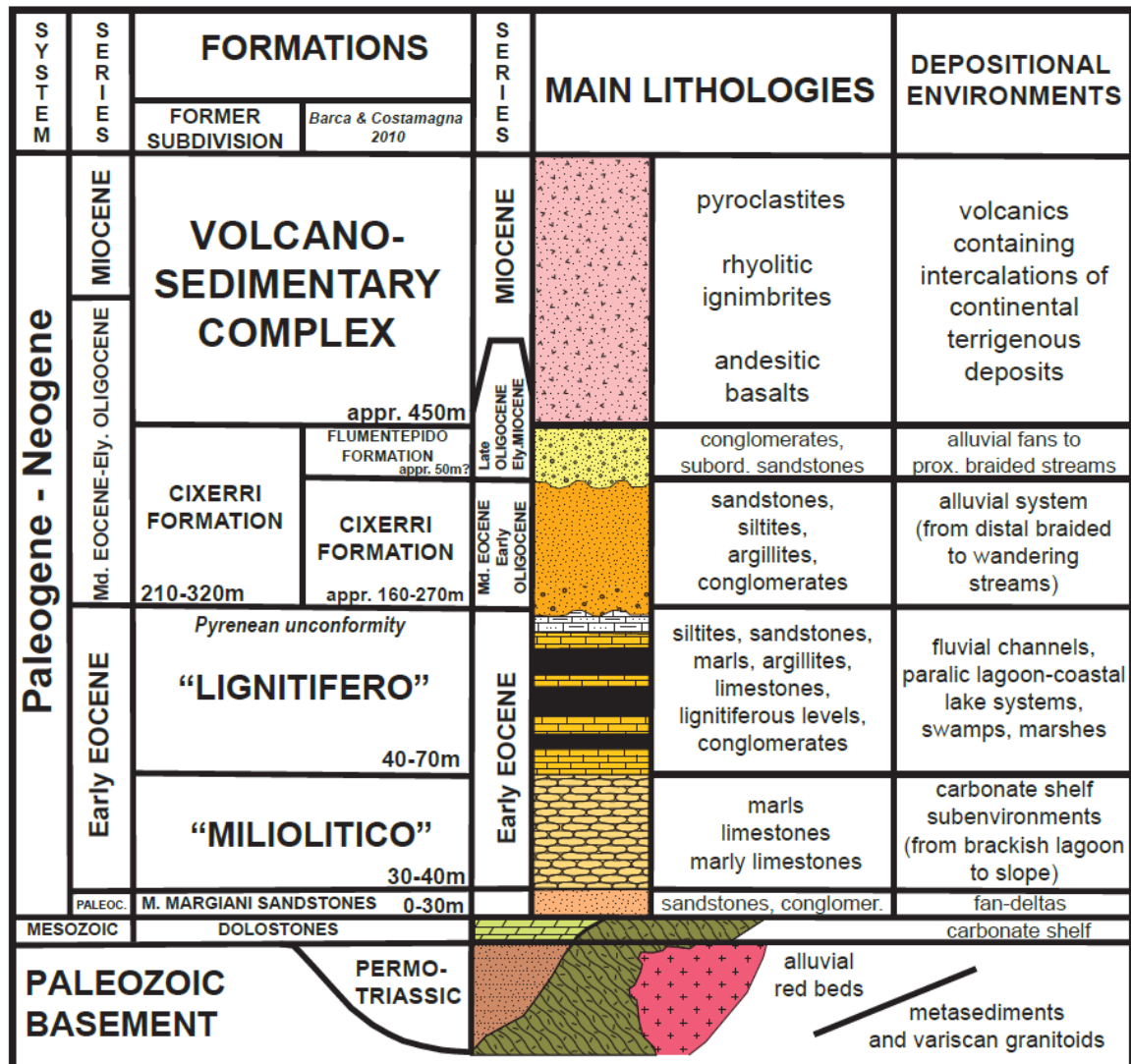


Fig. 3.3 Columna estratigráfica generalizada que sintetiza la historia geológica del SO de Cerdeña. Esta tesis pone foco en formaciones carbonáticas del Basamento Paleozoico y Mesozoico, y el estudio integral del Complejo Volcanosedimentario del Mioceno. Modificado de Barca y Costamagna (2010), CC BY NC ND licencia de Elsevier número 4898170885541.

En estudios más recientes (Gisbert, 2012; Gisbert y Gimeno, 2017, Gisbert et al., 2019) definieron una clasificación sistemática desde el punto de vista geoquímico para separar unidades conflictivas en afloramientos, entendiendo las dificultades de una correcta identificación y delimitación macroscópica e incluso petrográfica, debido a la variabilidad de facies dentro de un mismo proceso eruptivo de quimismo similar. Atendiendo a estos supuestos, en este trabajo se invirtió mucho esfuerzo para clarificar y ordenar la secuencia estratigráfica del conjunto de rocas piroclásticas, lávicas y dómicas, centrando el estudio

principalmente en las rocas riolíticas peralcalinas, probablemente la parte menos conocida de todo el conjunto de rocas volcánicas estudiadas en el SO de la Isla de Cerdeña.

Éstas unidades comendíticas y sus inmediatas predecesoras (riolitas alcalinas), albergan mineralizaciones metálicas que permitieron el desarrollo de la industria minera, de manera más significativa en la Isla de San Pietro (Gioncada et al., 2019), desde el siglo XIX hasta el siglo XX. Estas mineralizaciones objeto de estudio en los últimos diez años (Fadda et al., 2010; Sinisi et al., 2009, 2012; Mongelli et al., 2013; Pitzali et al., 2019) son abordadas también en esta tesis, para aportar una mayor comprensión de los procesos asociados con las alteraciones de las rocas encajantes ya que no han sido suficientemente descritas en estudios previos. Estas mineralizaciones metálicas, que principalmente corresponden a óxidos de manganeso y en menor medida a óxidos e hidróxidos de hierro y arcillas (ocres), están asociados con jaspes en estrecha vinculación con las rocas de caja. Los resultados conseguidos en esta tesis exponen evidencias de un modelo genético que permite realizar un importante avance del conocimiento de depósitos hidrotermales relacionados a volcanismo de zonas con influencia marina somera.

Otro aporte significativo de este trabajo, corresponde al estudio sistemático para la caracterización de xenolitos presentes en algunas unidades piroclásticas; en particular y por su gran número de abundancia, en el vitrófiro basal de la Unidad Monte Ulmus, que marca el inicio de un segundo ciclo eruptivo peralcalino de importante extensión areal y potencia en todo el Sulcis. El estudio mineralógico, químico e isotópico permitió inferir con relativa precisión la profundidad de la cámara magmática que albergaba estos magmas, y también la edad de las rocas carbonatadas implicadas en la formación de estos xenolitos. Además, se han desarrollado estudios experimentales de síntesis mineral, para establecer las temperaturas de formación de las paragénesis minerales encontradas en estos xenolitos calcosilicatados, estudiando las reacciones pirometamórficas entre carbonatos y dolomías y los magmas hospedantes que generaron posteriormente las unidades piroclásticas.

Todos estos avances en el conocimiento de la sucesión volcánica del Sulcis serán presentados más adelante en formato de capítulos, donde se exponen los antecedentes, las hipótesis y problemas más relevantes, se discuten los resultados particulares de cada metodología de trabajo y se concluye con los aportes más significativos.

4. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS

El Mediterráneo Centro y Noroccidental y su evolución geodinámica en el periodo de 25 Ma a la actualidad ha sido un campo de estudio en el que escuelas geológicas de diferentes países (singularmente Francia e Italia) han creado un cuerpo de doctrina y conocimiento en los últimos 30 años. La contribución española ha sido mucho más discreta, y esencialmente referida a la geología marina y a la evolución más reciente de este ambiente geodinámico que es ciertamente complejo.

El proyecto de adscripción de esta tesis como se mencionó en el marco general fue continuación de otro homónimo (precedente 2012-2014) financiado por el MICINN (Plan Nacional de I+D) del Gobierno Español, con extensión hasta el mes de diciembre de 2015. En él, se han focalizado los esfuerzos para establecer hitos magmáticos y tectónicos que expliquen la evolución de este ámbito geodinámico complejo. Dentro del primer proyecto se presentó una tesis en el año 2012 sobre Petrogénesis de rocas volcánicas miocenas calcoalcalinas y peralcalinas de la región del Sulcis en el Suroeste de la isla de Cerdeña, Italia, por parte del Dr. G. Gisbert en la Universidad de Barcelona; tesis que ha servido de guía para continuar avanzando en el conocimiento científico de esta región.

Un aspecto pendiente en el trabajo anterior fue el estudio de la evolución morfológica y vulcanosedimentaria de la citada región con criterios paleogeográficos, principalmente enfocados en el establecimiento de las estructuras tectono-volcánicas que han controlado las emisiones volcánicas predominantemente explosivas, aunque también efusivas de la región del Sulcis y que, en diferentes sectores, parecen corresponder a colapsos de calderas. En este contexto se observa la presencia de mineralizaciones de manganeso y otros elementos acompañantes, relacionadas con las estructuras que podrían haber conformado la última y posiblemente, la mayor de las calderas existentes en esta región.

La hipótesis principal de partida es que estos yacimientos de Mn presentes en la secuencia volcánica del Sulcis corresponden esencialmente a depósitos hidrotermales asociados al volcanismo y sus cámaras magmáticas, que temporalmente deben corresponder a la situación post-compresiva, ya que están principalmente asociados al techo de la secuencia, hospedados en riolitas alcalinas y en riolitas peralcalinas (comenditas). Se asume que del estudio de estas riolitas se podría inferir información útil para la metalogénesis y el potencial económico futuro de los yacimientos. En paralelo, se presupone que geoquímicamente estas mineralizaciones pueden ser más complejas ya que este tipo de óxidos suelen

comportarse como reservorios o colectores, que adsorben otros metales de interés (Maynard, 2010), tales como Co, Cu, Ni, Mo, As y Ag, entre otros.

De una manera más concreta, este estudio pretende ser articulado mediante tres objetivos principales:

1. Estudio volcanológico y petrológico de las unidades superiores de la secuencia volcánica del Sulcis (principalmente riolitas alcalinas y peralcalinas). Para poder cumplir con este objetivo se procederá de acuerdo con la metodología tradicional que incluye petrografía, estudios geoquímicos y de isótopos radiogénicos.
2. Estudio de los yacimientos minerales asociados al volcanismo, principalmente óxidos de manganeso, incluyendo descripción de las mineralizaciones presentes en las antiguas minas explotadas hasta la primera mitad del siglo XX. Estudio de paragénesis y texturas. Comprobación de que la ubicación de éstos depósitos es coherente con una disposición pericaldérica. Estudio geoquímico de la mineralización, y estudio prospectivo de otras posibles fuentes de metales asociados al Mn, no considerados en el momento de la explotación minera. Este estudio enfocado en yacimientos abordará técnicas de caracterización de fases minerales, estudios de isótopos estables y propiedades de los fluidos mineralizantes.
3. Determinación de las edades de las rocas de caja (unidades volcánicas) y de manera directa o indirecta, de las propias mineralizaciones, para poder establecer con claridad un modelo genético y la relación temporal de este tipo de depósitos y su asociación con el volcanismo. Para esto se emplearán métodos de datación radiométrica con la aplicación de isótopos acordes al tipo de material estudiados.

5. MATERIALES Y MÉTODOS

Descripción de procesos, técnicas analíticas, *software* y laboratorios empleados para la caracterización de los materiales en el área de estudio.

Siguiendo las líneas de investigación de petrología, vulcanología y geoquímica en las que se enmarca esta tesis doctoral, se realizaron diferentes trabajos de campo en la región del Sulcis (Entrotterra Sulcitano, Santo Antíoco y San Pietro), en Cerdeña, Italia. Estas campañas se concretaron en los períodos comprendidos entre los meses de junio, agosto, setiembre y noviembre de 2015; mayo de 2016 y mayo de 2017. Las tareas desarrolladas en campo corresponden a confección de cartografía geológica a diferentes escalas para cubrir aspectos litológicos, estructurales de mineralizaciones y alteraciones; el levantamiento de columnas volcanoestratigráficas detalladas, la búsqueda de minas, canteras, escombreras y afloramientos para la toma de muestras de rocas volcánicas y mineralizaciones de manganeso. El aporte de nuevos datos en esta tesis está basado en 309 muestras petro-geoquímicas (41 muestras de mineralizaciones y alteraciones, 9 muestras de carbonatos del basamento y 259 muestras de rocas volcánicas) y 175 puntos de control geológico (31 sobre mineralizaciones y 144 sobre afloramientos volcánicos).

Dentro de las tareas de gabinete se enmarcan los trabajos de recopilación de antecedentes bibliográficos gestionados mediante *software* [Mendeley](#) v.1.19.4; búsqueda de cartas geológicas anteriores y confección de nuevos mapas en formato manual que fueron digitalizados y georreferenciados mediante, [BaseCamp](#) v4.7.2, [Google Earth Pro](#) v.7.3.3.7699 y [GlobalMapper](#) v.16.1.2, como punto de partida para exportar a [ArcGis Desktop](#) v.10.5.0.6491. Generación de bases de datos propias y de autores de referencia en formato Excel. Preparación de protocolos y metodologías de procesamiento de muestras desde el punto de vista físico y químico, estudios petrológicos y mineralógicos en diferentes tipos de microscopios, generación de gráficos geoquímicos, diagramas 2D, cálculo de edades con *software* específico ([GCDkit](#) v.6.0 in R v3.6.0, [IsoplotR](#) v3.3; [ArAR](#) v.1.00.01) y modelamiento 3D mediante [LeapfrogGeo](#) v.5.1.

Todas estas actividades se desarrollaron principalmente en instalaciones y laboratorios de la Universitat de Barcelona (UB), aunque numerosos trabajos se hicieron en colaboración con otros Centros de Investigación mediante estancias de formación e investigación internacional, entre ellos en la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Ciudad de México, en la *Universidade de São Paulo* (USP), Brasil y en la *Università degli studi G.D'Annunzio* (Ud'A), Chieti, Pescara, Italia; con una duración total de 5 meses entre los años 2016 y 2018.

5.1 Laboratorios y Técnicas Analíticas

Las técnicas analíticas aplicadas al estudio de los materiales geológicos para el desarrollo de ésta tesis se realizaron en diferentes laboratorios dentro de las instituciones académicas mencionadas anteriormente. Dos laboratorios privados fueron utilizados también para estudios geoquímicos y geocronológicos (en Irlanda y en Estados Unidos), y dos centros de investigación mixtos (público-privado) en Brasil y Argentina. Los aparatos, protocolos e información de detalle pueden ser consultados en la web de cada institución (enlaces adjuntos en esta lista):

España:

- [Servei de làmina prima](#), Facultat de Ciències de la Terra, UB: corte de muestras, preparación de láminas delgadas y probetas metalográficas para estudios microscópicos.
- [Laboratorio de Sedimentología](#) del Departamento DEPGM, Facultat de Ciències de la Terra, UB: ensayo de granulometría con analizador de tamaño de partícula por difracción láser LS 13 320 (Beckman Coulter).
- [Laboratorio de Petrología](#) del Departamento MPGA, Facultat de Ciències de la Terra, UB: utilización de lupa binocular y microscopios petrográficos con luz transmitida y luz reflejada.
- Laboratorio de Geoquímica del Departamento MPGA, Facultat de Ciències de la Terra, UB: Trituración y pulverización de muestras para análisis químicos de rocas volcánicas, separación con microtaladro para estudios isotópicos de carbonatos y sulfatos, pruebas de conductividad para desalinización de rocas.
- Laboratorio de Microtermometría y Catodoluminiscencia del Departamento MPGA, Facultat de Ciències de la Terra, UB: Microscopio de Catodoluminiscencia y

Microscopio para microtermometría de Inclusiones Fluidas (IF) en minerales transparentes (Cuarzo).

- [Laboratorio de Geocronología y Geoquímica Isotópica \(CAI\)](#) de la Universidad Complutense de Madrid. Isotopía de elementos radiogénicos (Sr-Nd-Pb).
- [Servicio de Geocronología y Geoquímica Isotópica \(SGIker\)](#) de la Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, Bilbao: Isotopía de elementos radiogénicos (Sr-Nd-Pb).
- [Centres Científics i Tecnològics \(CCiT-UB\)](#): Difracción de Rayos X (DRX), Fluorescencia de Rayos X (FRX), Pérdida por Calcinación (LOI), Espectroscopía de masas con plasma de acoplamiento inductivo ICP-MS/OES, Microsonda Electrónica de barrido (EPMA), Microscopio Electrónico de Barrido (SEM-EDS). Espectrometría de masas de relaciones isotópicas (IRMS) para isótopos estables de ^{32}S , ^{13}C y ^{18}O .

Brasil

- [Laboratório de Caracterização Mineralógica, Petrográfica e Metalogênese do Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear \(CDTN\), Comissão Nacional de Energia Nuclear \(CNEN\), Belo Horizonte-Brasil](#): Microtermometría Infrarroja de Inclusiones Fluidas (IFR) en minerales opacos (Óxidos Fe-Mn).
- [Centro de Pesquisas Geocronológicas, Laboratório de Preparação de Materiais, Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura \(MEV\), Laboratório SHRIMP, Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução \(GEOLAB\), Instituto de Geociências da USP, Universidade de São Paulo, Brasil](#): Separación mineral para dataciones de zircones, datación por método U-Th-Pb, Microsonda SHRIMP IIe (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe*).

México

- [Laboratorio Universitario de Petrología \(LUP\) UNAM, México](#): *Spectral Mineral Identification System*, Radiación SWIR (*Short Wave Infrared*) y microscopio petrográfico para metalografía de menas de manganeso.
- [Departamento de Procesos Litosféricos Unidad de Difracción de Rayos X, Unidad de Microscopía Electrónica y Unidad de Fluorescencia de Rayos X en Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía \(LANGEM\) de la Universidad Nacional Autónoma de México](#): Trituración y pulverización de muestras para análisis

químicos de óxidos de manganeso, Difracción de Rayos X (DRX), Fluorescencia de Rayos X (FRX), Pérdida por Calcinación (LOI), Microsonda Electrónica (EPMA), Microscopio Electrónico de Barrido (SEM-EDS).

Italia

- *Archivio Storico Minerario di Monteponi (IGEA S.p.A) Interventi Geo Ambientali, Iglesias, Sardegna, Italia: búsqueda de antecedentes cartográficos y mineros del área de estudio.*
- *Dipartimento di Ingegneria e Geologia, Laboratori DRX, Università degli studi G.D'Annunzio Chieti Pescara, Italia: Ensayos de síntesis mineral en hornos secos, microdifracción (DRX) y Método Rietveld.*

Argentina

- *Centro de Investigación Aplicada Y-TEC (YPF Tecnología) Buenos Aires, Argentina: Microscopía y espectrometría RAMAN para análisis de MO en inclusiones fluidas.*

Irlanda

- *ALS Laboratory Group. Geochemistry Division, Loughrea Galway Ireland. Sample preparation and whole rock analysis and litho geochemistry. Análisis químicos de rocas y minerales de manganeso.*

Estados Unidos

- *OSU Argon Geochronology Lab, CEOAS Oregon State University, Corvallis, USA: Datación radiométrica por método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasas y feldespatos.*

6. CARTOGRAFÍA DE UNIDADES VOLCÁNICAS

Nuevos aportes volcanoestratigráficos y mapa geológico detallado de las rocas riolíticas del Mioceno de San Pietro, Sant'Antioco y Entroterra Sulcitano (SO de Cerdeña), Italia.

6.1 Introducción

Según Groppelli y Martí (2013) la volcanoestratigrafía se define como el orden estratigráfico y cronológico de los productos de una erupción en el registro geológico y constituye una herramienta importante para la generación de mapas geológicos que permiten reconstruir la evolución y dinámica eruptiva de un área; esto es fundamental para caracterizar y correlacionar las sucesiones estratigráficas de todos los eventos volcánicos y las eventos intra/inter-eruptivos en el registro geológico. La precisión y el detalle de trabajo de la estratigrafía volcánica se ve condicionada por el objetivo principal y la escala de cada estudio volcanológico particular. Son muchos los factores que dificultan las reconstrucciones volcanoestratigráficas (ver una lista detallada en Martí et al., 2018) y esto conduce a discrepancias en la interpretación de las unidades establecidas a lo largo de diversos estudios dentro de una misma área volcánica. La metodología frecuentemente empleada para realizar correlaciones volcanoestratigráficas está basada en relevamientos de campo, secciones o columnas estratigráficas detalladas y análisis químicos de laboratorio que permiten proponer nuevas interpretaciones o aclarar correlaciones sujetas a discusión (Groppelli y Viereck-Goette, 2010). Sin embargo, aunque hay un consenso claro en esta metodología, no hay unificación de criterios en el uso formal de las definiciones sistemáticas relacionadas a la terminología volcánica que se emplea con similitud a la terminología estratigráfica aplicada a rocas sedimentarias. En numerosos trabajos del SO de Cerdeña, se puede ver el uso indiferenciado de términos tales como: secuencia volcánica, unidad volcánica, grupo volcánico, litofacies volcánicas, entre otros; para un mismo conjunto de rocas (Garbarino et al., 1990a, b; Maccioni et al., 1990a; Assorgia et al., 1990a, b, c, 1992 a, b, 1993, 1994; Morra et al. 1994; Cioni et al., 2001; Pioli

y Rosi, 2005; Rosselló-Espuny, 2005; Mundula et al., 2009; Ronga, 2011; Mulas et al., 2011, Mulas, 2012; Gisbert, 2012; Gisbert y Gimeno 2017; Gisbert et al., 2019).

De lo expuesto anteriormente, en este trabajo se aplica el enfoque clásico para generar una correlación de los eventos volcánicos en todo el SO de Cerdeña y se plantea una división de la columna volcanoestratigráfica en función de las características litoestratigráficas, de estilos eruptivos y su afinidad magmática y geoquímica, agrupando a las rocas desde una escala mayor hacia una escala menor en Secuencia, Serie, Unidad y Subunidad. A su vez, se caracteriza con una alta precisión de detalle, la volcanoestratigrafía de las unidades relacionadas a eventos de mineralización de manganeso. Estos eventos corresponden a la parte media y alta de la secuencia volcánica del SO de Cerdeña y dado que estas mineralizaciones están alojadas en rocas volcánicas extrusivas de composición riolítica y comendítica se consideró como objetivo importante la realización de una cartografía más precisa que permita identificar todos los eventos asociados a estos estadios de mineralización, desde las riolitas medias hasta las riolitas superiores, en las islas de San Pietro y Sant'Antioco. Con menor detalle se realizó este estudio en el Entrotterra Sulcitano, debido a las escasas manifestaciones de mineralizaciones de interés económico.

Aquí se aportan nuevos datos y cambios importantes en la columna volcanoestratigráfica conocida para la isla de San Pietro, mediante la definición de dos nuevas unidades (Unidad traquiandesítica de Cala Fico y Unidad riolítica Acquedotto), redefinición de la posición estratigráfica de la Unidad Punta dei Cannoni, división de la Unidad Comendita por la identificación de Pantelleritas y definición de una unidad independiente (Unidad riolítica Post-Calasetta) que se consideraba en trabajos previos como parte de la llamada Unidad Serra di Paringianu y que aquí es denominada formalmente como su primera vez en Unidad Calasetta. La Unidad Post-Calasetta también pudo ser cartografiada con detalle en la isla de Sant'Antioco por primera vez en este trabajo. Otro aspecto relevante, es la definición de subunidades a lo largo de toda la columna, con especial interés en las unidades volcánicas peralcalinas donde se han podido cartografiar 15 subunidades dentro de las comenditas inferiores y superiores. Finalmente se presentan tres mapas con los nuevos aportes al conocimiento del volcanismo Mioceno, uno para la Isla de San Pietro (escala 1:30000), otro para la Isla de Sant'Antioco (escala 1:50000) y por último, uno para el Entrotterra Sulcitano (Sulcis Mainland) a escala 1:45000.

6.2 Antecedentes Geológicos

La zona ha sido objeto de estudios geológicos desde antiguo, en buena medida por su proximidad al distrito minero del Iglesias-Sulcis (Pb-Zn-Ag-Ba) y por la existencia de un yacimiento de lignitos de edad eocena inferior, conocido al menos desde mediados del siglo XIX. Estos estudios fueron en parte dificultados por la falta de continuidad de afloramientos entre las islas menores de Sant'Antioco, San Pietro y el Entrotterra Sulcitano, y también, por la existencia en la secuencia ignimbrítica riolítica de unidades muy semejantes que llevaron a simplificaciones y correlaciones erróneas en el Entrotterra Sulcitano. Así, Pullè (en Novarese y Pullè, 1920; Pullè, 1926) se limitó a distinguir dos unidades riolíticas ("liparíticas"), una inferior piroclástica ("tufítica") y una superior vitrofírica (que de hecho incluye esencialmente rocas piroclásticas fuertemente soldadas). Siempre dentro del proyecto estatal de cartografía geológica, Taricco (en Novarese et al., 1933, la síntesis cartográfica a escala 1:100000) y Taricco (1932, 1934a, b) distingue ya una estratigrafía más compleja, basada principalmente en observaciones realizadas en las islas de San Pietro y Sant'Antioco. En el Entrotterra Sulcitano este autor distingue varias nuevas unidades infrayacentes a las anteriores, a saber, de techo a base: comenditas, "liparitas" vitrofíricas moradas y "liparitas" vitrofíricas rosadas. En parte Taricco basa sus trabajos también en los de Bertolio que poco tiempo después de haber definido la comendita (Bertolio, 1895) en su trabajo sucesivo (Bertolio, 1896) realiza un primer bosquejo cartográfico de las unidades volcánicas de la isla de San Pietro. No está de más recordar también el general desconocimiento de la geología y significado de las litofacies de las unidades piroclásticas hasta inicios de la década de los 60 en prácticamente todo el mundo. En la década de los 60 destacan en San Pietro los trabajos de Garbarino et al. (1985) y Garbarino y Maccioni (1968a, b; 1970a, b) generados a partir de la tesis de grado del primer autor.

La geología del Entrotterra Sulcitano cobró relevancia a finales de los '90, gracias al estudio detallado de la secuencia ignimbrítica en una extensa red de perforaciones con recuperación de testigos continuos, realizada por la empresa minera CarboSulcis S.p.A para la explotabilidad del yacimiento de lignito infrayacente al volcanismo riolítico del mioceno. En esa misma época se realizan de manera independiente dos mapas geológicos, para las islas de Sant'Antioco (Maccioni et al., 1990a) y San Pietro (Garbarino et al., 1990a) que dificultan la correlación y comprensión de la serie piroclástica definida previamente en el Entrotterra Sulcitano, debido al uso de criterios cartográficos no unificados. Posterior a esto se suma la realización de una detallada cartografía de superficie también llevada a cabo por los geólogos de dicha empresa (publicada años más

tarde en el mapa del Entroterra Sulcitano, Assorgia et al., 1993, 1994a) y la definición formal de un primer grupo de unidades volcánicas con estudios de litofacies, petrografía y geoquímica (Assorgia et al., 1990a, b, 1992a, b, c, d; Cincotti et al., 1992). Nuevos aportes al conocimiento de la volcanoestratigrafía de esa zona fueron publicados en el mapa de superficie de Assorgia et al. (1993); estos autores describen por primera vez la Unidad Matzaccara, y presentan adendas hacia el sur del Entroterra Sulcitano. Se suma la descripción de facies distales piroclásticas peralcalinas en el Sulcis (Assorgia et al., 1994b) y la caracterización de las facies vitrofíricas que aparecen en diferentes unidades (Gimeno et al., 1996, 2003). El trabajo de Morra et al. (1994) tiene por principal objetivo el proponer un origen de las comenditas como el producto final de un proceso petrogenético en ambiente orogénico, y ofrece también algunas dataciones obtenidas por el método Rb-Sr. Aspectos destacados se discuten en la guía sobre el volcanismo de Isola de San Pietro de Cioni et al. (2001), donde empiezan a separarse subunidades dentro de las comenditas por primera vez. Otros aportes estructurales de los flujos de lavas de San Pietro se dan en Cioni y Funedda (2005).

Los años sucesivos se caracterizan principalmente por la realización de un conjunto de trabajos universitarios inéditos (Pioli, 2003; Rosselló-Espuny, 2005; Rodríguez-López, 2009; Ramon-Sala, 2009; Ronga, 2011; Mulas, 2012; Gisbert, 2012; Tarragó, 2013; Rodríguez-Buiza, 2016), sólo en parte publicados; por ejemplo los trabajos sobre la Unidad Nuraxi (Pioli y Rossi, 2005; Pioli et al., 2008), y nuevas definiciones dentro de la Unidad Comendita y en mayor detalle la Unidad Monte Ulmus (Mulas et al., 2011). El desarrollo de la cartografía oficial italiana como parte del proyecto CARG, reúne dos hojas realizadas entre los años 2001 y 2008. La hoja de Carbonia, que presenta modificaciones menores en el Entroterra Sulcitano, en base al mapa de Assorgia et al. (1993), prolongándolo al N de la isla de Sant'Antioco; y la hoja con el mapa de la isla de San Pietro, ambas parcialmente disponibles en internet. Bajo este proyecto CARG se realizaron una serie de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que serán estudiadas más adelante (ver capítulo 8) y algunas publicaciones, ver por ejemplo Mundula et al. (2009) que introduce por primera vez, dos unidades: Unidad Punta dei Cannoni y Unidad Montagna di Capo Rosso. En Mundula et al. (2013) se subdividen niveles dentro de la Unidad Calasetta, durante el estudio de diapiros reomórficos, aspecto que ya había sido abordado por Rosselló-Espuny (2005). Las publicaciones más recientes se basan en la redefinición formal de unidades volcánicas sustentada en criterios de litofacies, geoquímicos y de química mineral como las de Gisbert y Gimeno (2017), quienes definen una nueva unidad comendítica, la Unidad Carloforte, mencionada por primera vez en la tesis de Gisbert (2012). Finalmente se aporta un enfoque

diferente al modelo petrogenético para el volcanismo del SO de Cerdeña en Gisbert et al. (2019). En la Tabla 6.1 y su continuación (Tabla 6.2) se presenta una síntesis sobre los esfuerzos por diferenciar las unidades volcánicas del SO de Cerdeña desde los años 90 hasta la actualidad.

6.3 Cartografía Previa

Las unidades dómicas, lávicas y piroclásticas asociadas al volcanismo del Sulcis e islas menores han sido descritas durante diferentes relevamientos cartográficos. El primero y más completo para la época corresponde a Novarese et al. (1933) y Taricco (1934a, b) con la realización del mapa geológico y construcción de la *Carta Geologica d'Italia* N° 232, 232bis a escala 1: 25.000 y una síntesis a escala 100000 *dell'Istituto Geografico Militare e Reale Ufficio Geologico*, la cual presenta algunas descripciones yacimentológicas y mineras. Más tarde se realizó un estudio petrográfico para la redacción de la Carta Geopetrográfica de la Isla de San Pietro en escala 1:25.000 por Garbarino et al. (1985). La confección de los mapas denominados Carta Vulcanológica de la Isla de San Pietro (Garbarino et al., 1990a) y Carta Vulcanológica de la Isla de Sant'Antioco (Maccioni et al., 1990a) constituyeron las bases para comenzar a subdividir unidades volcanoestratigráficas, aunque sin una definición formal hasta ese momento.

El *Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale* (en adelante ISPRA), junto con universidades e institutos de investigación, está llevando a cabo el proyecto de cartografía geológica de Italia a escala 1:50000 (Proyecto CARG), cuyo propósito es la realización e informatización de 636 hojas geológicas. A la fecha de redacción de este capítulo, las hojas 563 de la Isla de San Pietro y 555 de Iglesias están en construcción para su impresión mientras que la hoja 564 de Carbonia está en espera de impresión (ésta última con una versión digital publicada en internet). La hoja de Carbonia comprende la mitad norte de la isla de San Pietro y la mitad sur del Sulcis (relevamiento realizado entre 1998 y 2000), mientras que la hoja de Iglesias contiene la otra mitad hacia el norte del Sulcis. Los tres mapas correspondientes están publicados en internet por [ISPRA](#) y fueron material de consulta desde el año 2016 hasta el presente. En Carmignani et al. (2016) se presenta el mapa geológico de Cerdeña a escala 1:250000.

Con fecha 28-01-2020 se anunció una nueva financiación para continuar con el proyecto CARG en todo el territorio italiano, lo que supondrá las publicaciones futuras de las hojas geológicas en proceso de edición (Fuente de Internet: [Società Geologica Italiana](#)).

Tabla 6.1: Resumen de clasificación de unidades en la literatura.

Tabla 6.1: Síntesis de la evolución en el reconocimiento de unidades volcánicas del SW de Cerdeña a partir de los trabajos realizados en los años 90 y hasta el 2005. Se destacan las rocas comendíticas con un cuadro más oscuro, para mostrar las correlaciones entre autores, las diferencias de niveles y definiciones formales, los cambios en la nomenclatura y en su posición estratigráfica. *En estos autores las Unidades no estaban definidas formalmente con esta nomenclatura.

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Recent Calc-alkaline volcanism	Giacchino e Cave di pietra	ignimbrite	6	PM
	Punta del Castello	ignimbrite	7	SP
	Punta delle Oche	ignimbrite	8	PA
	Bacciu e Macchione	trachytic ignimbrite	9	MU
	Monte Tortoriso	lavas	10	
	Maneggette, Ventrischio, Capo Rosso	lavas and ignimbrites	11	
	Genarbi	pyroclastic and epiclastic deposits	12b	CO
	Cala Vinagra	pyroclastic flow and surge	12a	
	M. Ravenna, Pratella, Nasca, Capo Sandalo	lavas and ignimbrites	13	
	Punta Senigòli, Borrone, Capodillo	lavas and ignimbrites	14	
	Becco	ignimbrite	15	MZ
	C.le di Capo Rosso	ignimbrite	16	
	M. di Capo Rosso / Punta dei Cannoni	lavas and ignimbrites	17	PC/MCR
	Complesso di B.cco della Guardia	lavas and ignimbrites	18	NUR

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR
		andesite and basaltic-andesite	13-21	BAND/AND
			11	
			12	
			13-21	
			11	
			12	
			13-21	

Series	Locality Type	Lithofacies	Map Sequence	Equivalent UNITS*
Older Calc-alkaline volcanism		ignimbrite (rhyolite)	6	SP
		ignimbrite (rhyolite)	7	NUR/SP
		pyroclastic rhyolite	8	PA
		ignimbrite (qz-trachyte)	9	MU
		ignimbrite (comendite)	10	CO
		ignimbrite (rhyolite)	11	MZ
		ignimbrite (rhyolite)	12	NUR

Tabla 6.2: Continuación tabla 6.1, resumen de clasificación de unidades en la literatura.

GROUPS	UNITS	SUBUNITS	CODE
Punta delle Colonne Group	GN	partially welded flow unit	U4
	LC	densely welded rheomorphic ignimbrite	U3
	PM	High-grade rheomorphic ignimbrite	U2
	SP	Upper fall-out breccia	(a-b-c-d)
Cala Lunga Group	PA	High-grade rheomorphic ignimbrite	U1
	MU	High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	(a-b-c-d)
	CO	Monte Tortoriso lava flow	
		Ventrischio ignimbrite	
Punta Senogio ignimbrite			
M. Siraí Group	MZ	Genarbi volcaniclastic deposit	
		Becco Naseca lava flow	
		Cala Vinagra lava flow	
		High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
M. Siraí Group	PC	High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
		High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
		High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
		High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
M. Siraí Group	SE	High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
		High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
		High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
		High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
M. Siraí Group	AC	High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
		High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
		High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
		High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
M. Siraí Group	LE	High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
		High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
		High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
		High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
M. Siraí Group	CM	High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
		High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
		High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
		High-grade rheomorphic ignimbrite fall-out deposits	
Mundula et al. (2013)			
Upper sequence	SP	partially welded flow unit	U4
		densely welded rheomorphic ignimbrite	U3
		partially welded ignimbrite, lithic-rich	U2
		densely welded ignimbrite and black vitrophyre	U1
Mundula et al. (2013)			
Upper sequence	MU	Densely welded eutaxitic ignimbrite	B
		Partially-moderately welded ignimbrite	A2
		Densely welded ignimbrite (reddis?)	A1
		Basal Vitrophyre	A0
Upper sequence	CO	Basal fall deposit	F
		Ventrischio high-grade ignimbrite	UCI
		Punta Senogio high-grade ignimbrite	LCI
		Genarbi volcaniclastic deposit	
Upper sequence	MZ	Becco Naseca lava flows	
		Cala Vinagra lava flows	
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
Upper sequence	NUR	high-grade ignimbrite	UI
		high-grade ignimbrite	LI
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
Upper sequence	MCR	high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
Upper sequence	CA	high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
Upper sequence	MC	high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
Upper sequence	SE	high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
Upper sequence	AC	high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
Upper sequence	LE	high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
Upper sequence	CM	high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
Ronga (2011)			
Lower sequence	BAND/AND	high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
		high-grade ignimbrite	
Mundula et al. (2009)			
Upper Comendites (UCO)	ACO	UCO4.B	
		UCO4.A	
		UCO3.B	
		UCO3.A	
Upper Comendites (UCO)	CF	UCO2	
		UCO1	
		UCO1	
		UCO1	
Lower Comendites (LCO)	MU	CO	
		CO	
		CO	
		CO	
Lower Comendites (LCO)	PT	LC06	
		LC05	
		LC04	
		LC03	
Lower Comendites (LCO)	CO	LC02	
		LC01	
		LC01	
		LC01	
Trachytes	TRQA	MZ	
		MCR	
		NUR	
		CA	
Middle Rhyolites (MRH)	MCR	MC	
		MC	
		MC	
		MC	
Middle Rhyolites (MRH)	NUR	PC	
		PC	
		PC	
		PC	
Middle Rhyolites (MRH)	MLN	MLN	
		SE	
		AC	
		LE	
Lower Rhyolites (LRH)	AC	CM	
		AND	
		BAND	
		CIX	
Andesites	AND	Basement	
		Basement	
		Basement	
		Basement	
Carrazana (2020)			

Tabla 6.2: Muestra una continuación de Tabla 6.1 con la síntesis en la evolución del reconocimiento de unidades volcánicas del SW de Cerdeña desde 2009 hasta esta tesis. Se destacan las rocas comendíticas con un cuadro más oscuro, para mostrar las correlaciones entre autores, las diferencias de niveles y definiciones formales, los cambios en la nomenclatura y en su posición estratigráfica. En relación con el cuadro anterior, se nota que Mundula et al. (2013) incorpora la línea seguida por Rosselló-Espuny (2005) sobre las subdivisiones de la Unidad SP, aunque con menos detalle.

6.4 Metodología

6.4.1 Terminología Utilizada

En primer lugar se definen algunos conceptos dentro del esquema propuesto para la división de las rocas volcánicas del Mioceno en el SO de Cerdeña. A lo largo de esta tesis se emplean los términos Secuencia, Series, Unidades y Subunidades para discriminar aspectos importantes dentro de la volcanoestratigrafía y el magmatismo del área de estudio. La sistemática utilizada aplica conceptos de la estratigrafía tradicional pero se adapta al entorno volcanológico. A continuación se establecen los criterios en el uso de éstos terminos:

Secuencia: se emplea este término para hacer referencia a la totalidad del volcanismo del Mioceno del SO de Cerdeña desde las rocas basalto-andesíticas y andesíticas de la base hasta las rocas riolíticas del techo de la columna volcanoestratigráfica, aplicable al Entrotterra Sulcitano y las islas menores.

Series: se emplea aquí para dividir la secuencia volcánica en un conjunto de rocas que muestran un mismo patrón de evolución magmática que permite conocer la génesis, condiciones P-T y ambientes tectónicos de formación. Se entiende bajo este concepto que una serie magmática corresponde a un conjunto de relaciones espacio-temporales, en las que las rocas comparten su carácter químico y mineralógico y que pueden estar constituidas por una variedad de asociaciones petrográficas. Esta división se introduce aquí por primera vez, ya que autores previos (ver Tabla 6.1 y Tabla 6.2) hacen mención a términos como secuencias, grupos y unidades volcánicas para las rocas del SO de Cerdeña.

Unidades: este término se utiliza principalmente para definir una unidad de enfriamiento (Parfitt y Wilson, 2008) de las rocas piroclásticas y/o lávicas, aunque se utiliza también con similitud a la definición formal en la guía estratigráfica de *International Commission on Stratigraphy* -ICS- (Hedberg, 1980; Murphy y Salvador, 1999; <https://stratigraphy.org>). Así las diferentes rocas que forman una serie volcánica se dividen en unidades litoestratigráficas, que se caracterizan por el espesor, carácter litológico, posición estructural, discontinuidades, hiatus, condiciones de formación, depósito y límites de la unidad. En general para el SO de Cerdeña ésta fue la nomenclatura de preferencia para

poder definir unidades en las localidades tipo (ej. Unidad Monte Ulmus, Unidad Matzaccara, Unidad di Paringianu, etc.).

Subunidades: éste término también se incorpora a la zona por primera vez en esta tesis, y se usa para dividir una unidad mediante la caracterización de variaciones petrográficas, texturales y de dinámicas eruptivas, dentro de una misma unidad de enfriamiento definida previamente.

6.4.2 Construcción de Mapas

La cartografía de detalle de las unidades y subunidades volcánicas se realizó a partir de la cartografía existente, sumando las nuevas interpretaciones mediante un análisis de las litofacies en campo y el estudio de correlación entre petrografía y geoquímica de 1.111 muestras y puntos de control geológico.

Los nuevos aportes de esta tesis corresponden a 309 datos de muestras petrogeoquímicas y 175 puntos de control geológico en dónde se han realizado correlaciones litoestratigráficas y revisión y/o re-interpretación de unidades y afloramientos (Fig. 6.1). Los 637 datos bibliográficos representan 493 muestras de afloramientos y 144 muestras de sondeos con información petrológica y geoquímica que corresponden a trabajos previos (Gimeno, 1989 a 1995 datos inéditos obtenidos por FRX en los laboratorios UB, com. pers.); Assorgia et al., 1990a; 1992a, b, c; Morra et al., 1994; Rosselló-Espuny, 2005; Rodríguez-López, 2009; Ramon-Sala, 2009; Ronga, 2011; Gisbert, 2012; Rodríguez-Buiza, 2016). Muchas muestras de esta base global de datos fueron re-definidas en su unidad litoestratigráfica, siguiendo la metodología geoquímica sugerida por Gisbert y Gimeno (2017) y a su vez, algunas unidades en Gisbert (2012) fueron re-definidas en este trabajo, mediante una profunda revisión petrográfica y nuevos enfoques geoquímicos, para poder discriminar la Unidad Comendita (CO) principalmente. Datos previos en Ronga (2011) se clasifican como andesitas, riolitas y comenditas (125 muestras), agrupadas en secuencia inferior (SI) y secuencia superior (pre-comendita y post-comendita), sin una definición sistemática de las unidades reconocidas para la época. En consecuencia, también se generó aquí nueva información para correlacionar estos datos al esquema presentado en el apartado 6.4.1.

Finalmente, las subunidades definidas en este trabajo se presentan en la sección 18, Anexo III, para todas las muestras de la literatura previa (Tabla 18.1). Esta información está disponible en una lista detallada con la nueva clasificación (ver columnas denominadas

Series, Units, Subunits) en la Tabla 18.2 (muestras de superficie) y Tabla 18.3 (muestras de sondeos).

Se realizó la digitalización de imágenes satelitales (Fig. 6.2) cartografiadas manualmente por Gisbert y Gimeno (trabajos de campo de 2008 y 2010, en el marco de la tesis de Gisbert, 2012) y 3 mapas inéditos desarrollados en tesis de grado (Rosselló-Espuny, 2005; Rodríguez-López, 2009; Ramon-Sala, 2009). También se siguió como una guía importante al mapa de Novarese et al. (1933) incorporado a la base de datos GIS de esta tesis. Los mapas de referencia más actualizados fueron consultados en el sitio web de ISPRA Proyecto CARG, [Mapa de Carbonia \(Hoja 564\)](#), [Mapa de San Pietro \(Hoja 563\)](#), [Mapa de Sant'Antioco \(Hoja 555\)](#).

Para poder establecer parámetros de equivalencias y correlaciones entre los diferentes autores se mantuvo la codificación del nombre formal de origen para cada unidad, siempre que fue posible, con la excepción de las nuevas unidades presentadas en este trabajo (traquiandesita de Cala Fico: TRQA, riolita Acquedotto: AQD, riolita Post-Calasetta: PCT), algunas unidades redefinidas como PT (pantelleritas), y el retorno a la Unidad riolítica de Calasetta (CT) según denominación original de Assorgia et al. (1990a, b, c), que se encontrará en bibliografía previa como Unidad Serra di Paringianu (SP).

Como referencia para la lectura del mapa, es necesario aclarar que en la leyenda cuando el nombre de la subunidad coincide con la de la unidad, significa que no se ha cartografiado una subunidad correspondiente, y sólo se presenta en el mapa la litología para la unidad especificada. Esto es producto de la escala de trabajo, ya que no fue posible digitalizar subunidades con potencias menores a 10 m, por lo que en ocasiones se engloban en una misma unidad dos o más subunidades.

6.4.3 Tipo de Software y Metadatos

El *software* utilizado durante las etapas de cartografía, corresponde a la aplicación SIG de escritorio de esri, ArcGIS Desktop versión 10.5. Los elementos de base para la elaboración del mapa se obtuvieron de [SardegnaGeoportale](#) en Marzo de 2016, mediante [SardegnaMappe](#) versión 7.0.4 realizado por el proyecto SITR-EVO. Este portal contiene documentación relativa al Sistema Informativo Territorial Regional de la Región Autónoma de Cerdeña y consiste de una aplicación web que permite la visualización de los mapas disponibles en la región de Cerdeña, la consulta de metadatos y la descarga de datos de mapas distribuidos gratuitamente.

La información de los diferentes *dataset* utilizados en este trabajo puede consultarse en el portal web <http://webgis2.regione.sardegna.it/catalogodati/> y corresponden a: Mapa

Geológico Básico de Cerdeña (litología y estructuras) en escala 1:25.000, con fecha de creación 2007-01-01 y fecha de publicación 2010-01-01, que corresponde a la información del Proyecto CARG (nacido en 1988) del Servicio Geológico de Italia; a la fecha de escribir este trabajo existe un nuevo metadato con información litológica publicado en 2019-04-08 con el que no hemos trabajado, pero se ha verificado que la información que corresponde al área de nuestra cartografía no ha sufrido modificaciones para las rocas volcánicas del SO de Cerdeña, desde la información publicada en 2010. Metadatos tales como Toponimia con fecha publicación 2005-12-01; Carreteras urbanas y suburbanas con fecha de publicación 2009-10-30; Línea de costa marina cartográfica con fecha de publicación 2017-02-10 completan el *set* de información tomada como punto de partida para esta nueva representación cartográfica. El modelo digital de terreno (DTM) con fecha de creación y publicación 2011-01-01 tiene una resolución espacial de 10 m y el conjunto de datos deriva de los niveles de información de la base de datos geotopográfica 10K. El procesamiento de datos se realizó con el *software* ArcGIS a través de las extensiones 3D Analyst y Spatial Analyst. A partir de este DTM se trazaron curvas de nivel con equidistancias de 20 m para los mapas presentados en este capítulo.

6.5 Resultados

Los mapas volcanológicos generados para San Pietro, Sant'Antioco y el Entroterra Sulcitano (sección 16, Anexo I) no contienen modificaciones en el basamento paleozoico y los materiales pre-volcánicos paleógenos por lo que se mantiene la interpretación del [Mapa de Carbonia \(Hoja 564\)](#). Las rocas básicas a intermedias del Oligoceno-Mioceno (BAND y AND), presentan correcciones menores de los contactos entre las unidades riolíticas de la serie MRH en el sur de Sant'Antioco. Los depósitos sedimentarios cuaternarios, con modificaciones menores de supresión y reemplazo por contactos de afloramientos volcánicos siguen, en general, los contactos litológicos presentados en los mapas del proyecto CARG.

6.5.1 Series Volcánicas

Se remite al lector a los trabajos previos, citados en el apartado 6.2, para encontrar la descripción geológica de todas las unidades formales ya reconocidas en el SO de Cerdeña desde los años '90. Excelentes caracterizaciones macroscópicas y microscópicas pueden encontrarse en Gisbert (2012). Aquí y en adelante, sólo se ampliarán las descripciones de las nuevas unidades y subunidades determinadas posteriormente a los trabajos de Gisbert y Gimeno (2017).

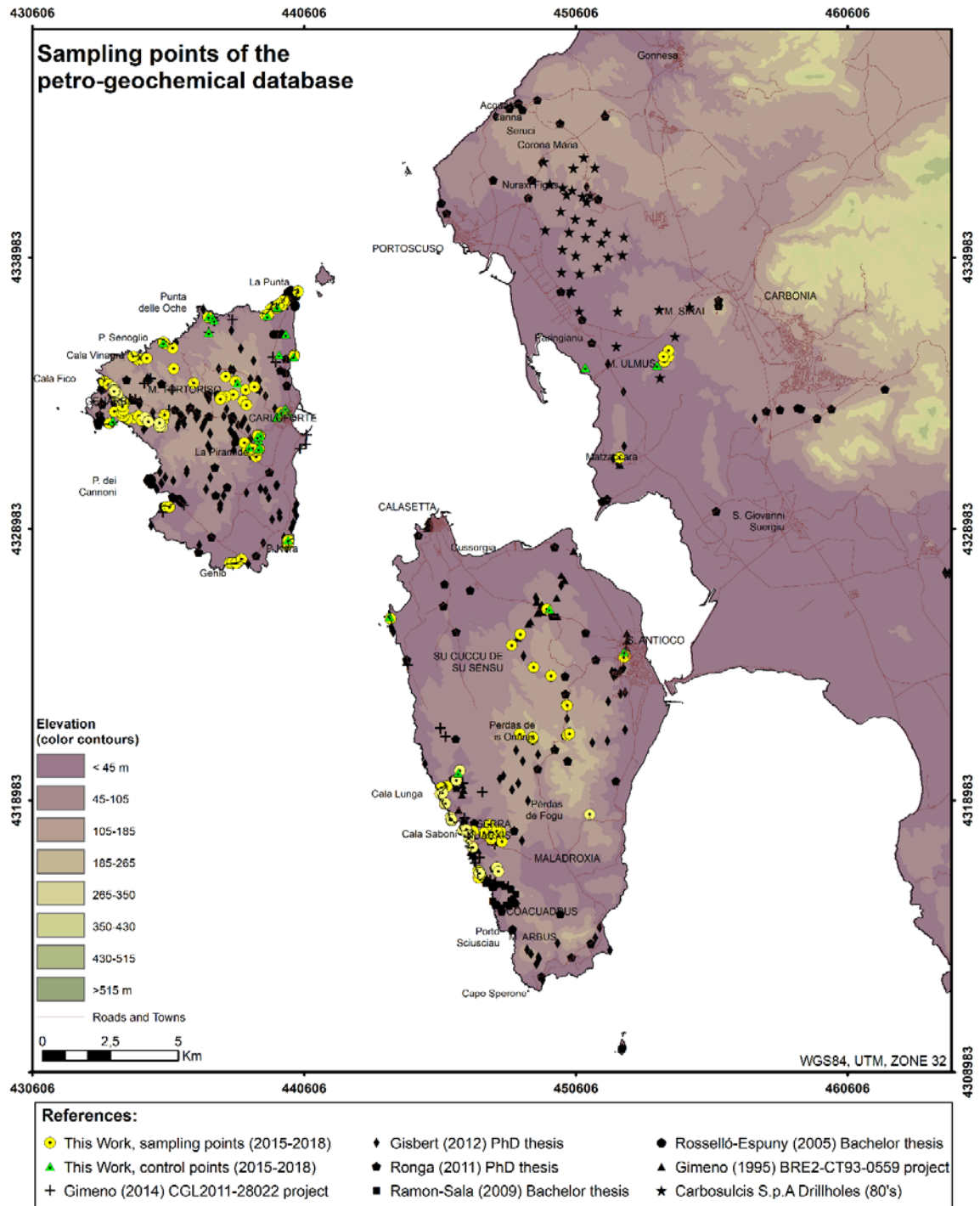


Fig. 6.1: Mapa del SO de Cerdeña con la ubicación de muestras propias y de autores de referencia utilizadas en esta tesis para definir las unidades y subunidades de la cartografía. Estas muestras forman parte también de la base de datos geoquímica y se han incorporado en el proceso de modelamiento 3D.

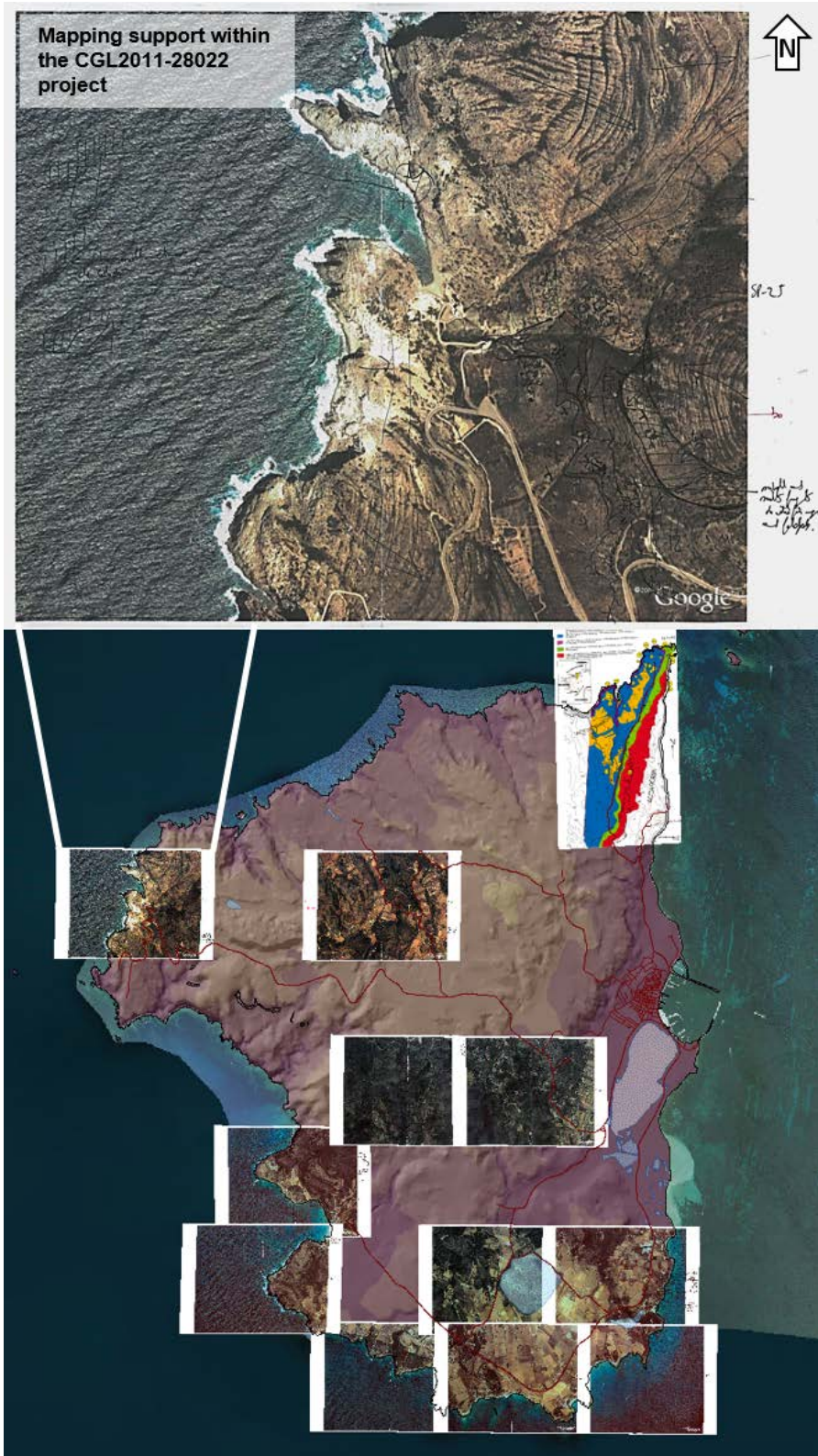


Fig. 6.2: Cartografía previa, no publicada que apoya las interpretaciones de los mapas generados en esta tesis para las 3 áreas de estudio. Imágenes satelitales de Gisbert y Gimeno (proyecto 2008-2010). En San Pietro se re-interpretaron 35 imágenes satelitales y un mapa inédito (en esta figura Rosselló-Espuny, 2005). En Sant'Antioco 137 imágenes y 2 mapas inéditos (Rodríguez-López 2009 y Ramon-Sala, 2009).

Una columna volcanoestratigráfica general, para situar el contexto de las unidades estudiadas, se presenta en la Tabla 6.3¹ (en la sección 16, Anexo I, se puede consultar la Tabla 16.1 [6.3] equivalente, con mayor resolución de lectura). En ella se describen los aspectos más relevantes según el tipo de producto eruptivo, la tipología y depósito, y las características macroscópicas más relevantes a la hora de definir y diferenciar las unidades en campo.

En adelante, todas las referencias sobre la clasificación de las series riolíticas se harán por sus acrónimos en inglés, y que en orden temporal corresponden a: *Lower Rhyolite (LRH)*, *Middle Rhyolite (MRH)*, *Trachyandesite (TRQ)*, *Lower Comendite (LCO)*, *Upper Comendite (UCO)*, *Upper Rhyolite (URH)*. A continuación se presenta un mapa que resume la sucesión volcánica, agrupada por series (Fig. 6.3).

Los resultados de la cartografía muestran algunos ajustes y correcciones importantes que se realizaron en la serie inferior LRH, principalmente enfocados en Sant'Antioco, donde se cartografió por composición geoquímica dacítica, una muestra de Ronga, (2011), que en los diagramas de discriminación ajusta muy bien con la Unidad Corona María (Fig. 6.4), en contacto con las unidades andesíticas hacia el centro-este de la isla. Este afloramiento no pudo ser visitado, sin embargo, se utilizaron imágenes satelitales para poder definir los contactos. La zona cobra relevancia para una revisión más profunda, debido a que no existía identificación previa sobre las unidades basales de la serie LRH en Sant'Antioco, y en vistas de algunos puntos identificados en la imagen satelital próximo a Perdassas de Is Ominis, podría haber al menos una unidad más de la serie inferior por debajo de Monte Crobu.

En el Sulcis dentro de la serie LRH, la Unidad Lenzu, en Monte Sirai, no está definida en el último mapa del CARG, sin embargo, existía en la cartografía previa de la empresa CarboSulcis S.p.A. (Assorgia et al., 1993). Se revisó la información geoquímica encontrando una muestra de Ronga (2011) que pudo ser discriminada y asignada correctamente a esta unidad coincidente con el área cartografiada en los '90. Por lo tanto, una re-interpretación de esta zona se incorpora al nuevo mapa (Fig. 6.5).

¹ Columna Litoestratigráfica del área de estudio. *La Unidad Calasetta se encuentra en algunas referencias como Serra di Paringianu. Abreviaturas para la columna de espesor: SP= Isla San Pietro, SA= Isla Sant'Antioco, SU= Entrotterra Sulcitano/Sulcis (¹espesor en superficie, ²espesor en superficie y en sondeos). *Not outcrop*: afloramientos desconocidos de estas unidades después de revisar todos los mapas geológicos disponibles. *Unknown*: las áreas correspondientes pueden revisarse para determinar si estas unidades afloran o no.

Tabla 6.3: Columna volcanoestratigráfica resumen de la zona de estudio (ampliada en sección 16).

Period / Epoch	Stratigraphic Series	Stratigraphy Unit	Formal Name	Locality Type	Main Area	MAP CODE	Stratigraphy and Geochemistry Subunit	Description	Rock Type	Magmatic Series	Geodynamic Context	Thickness (meter)										
												Sp ¹	SA ¹	SU ²								
Quaternary / Holocene and Pleistocene	SEDIMENTS	SED				SED	SED	colluvial, alluvial, beach, wind, lacustrine and palustrine sediments, anthropic deposits.	Sediments													
		GN	GENIÒ	GENIÒ	SAN PIETRO	GN	GN	moderately welded ash flow and intercalated ash fall lithofacies.	Rhyolite	ALKALINE	ANOROGENIC	10	no outcrop	no outcrop								
LC	LE COLONNE	PUNTA DELLE COLONNE	SAN PIETRO	LC	LC	moderately consolidated ash flow with a strong argillic alteration.	Rhyolite	10	no outcrop			no outcrop										
PM	PUNTA MINGOSA	PUNTA MINGOSA	SAN PIETRO	PM	PM	moderately welded violet-red ignimbrite (top), and poorly welded grey ignimbrite (bottom).	Rhyolite	10-50	no outcrop			no outcrop										
PCT	POST CALASETTA	LA PUNTA-LA TONNARA	SAN PIETRO	PCT5	PCT5	PCT5	white ash flow with incipient eutaxitic texture.	Rhyolite	1-3			no outcrop	no outcrop									
					PCT4	PCT4	rheomorphic greyish ignimbrite (ranging to purple in a blister level) with big pumices (dm to m-size).		3-5			2	no outcrop									
					PCT3	PCT3	grey upper breccia with brown pumices (cm to dm-size) and juvenile magmatic components (red drops). Accidental lithics are frequent.		4-7			2	no outcrop									
					PCT2	PCT2	moderately welded red ignimbrite with grey and white pumices. Accidental lithics from CT units.		2			2	no outcrop									
					PCT1	PCT1	grey lower breccia with accidental lithics and juvenile magmatic components (red drops).		3			3	no outcrop									
CT	CALASETTA*	CALASETTA	SANTANTIOCO	CT	CT	CT	densely welded and eutaxitic ignimbrite. High porphyricity.	Rhyolite	10			15	5									
					CT+v	CT+v	black basal vitrophyre.	1.5-2	3			0.5-1										
PA	PARINGIANU	PUNTA DELLE OCHE	SAN PIETRO	PA-R	PA-R	PA-R	moderately to densely welded pink ignimbrite, elutriation vertical pipes are frequent.	Rhyolite	5-7	3-5	3											
					PA-B	PA-B	white massive lapilli-tuff with elutriation vertical pipes. Accidental lithics fragments are very common.		7-10	10-10	40-60											
Neogene / Miocene	UPPER RHYOLITES (URH)	AOD	ACQUEDOTTO	ACQUEDOTTO	SAN PIETRO	UCO4-B	UCO4-B	greenish grey massive ignimbrite, densely welded and with pronounced columnar disjunction.	Rhyolite	PERALKALINE	ANOROGENIC	5-10	no outcrop	no outcrop								
								CF	CARLOFORTE			MANDRIA	SAN PIETRO	UCO4-A	UCO4-A	densely welded ignimbrite with black, red, white and brown pumices. Big (dm to m-sized) pumices on top. Highly marked eutaxitic texture.	Comendite	20-30	no outcrop	10-15		
																MU	MONTE ULUMUS	CALA SABONI	SANTANTIOCO	UCO3-B	UCO3-B	massive ignimbrite with flat bombs, flattened and unfattened pumice and calc-silicate xenoliths. Vesicles in pumice are highly silified. Eutaxitic texture are common.
								UCO3-A	UCO3-A			grey rheomorphic and eutaxitic ignimbrite with mafic minerals and scarce pumices.	no outcrop	30	20							
												UCO2	UCO2	densely welded pink ignimbrite with scarce pumices.	2							2
								UCO1-C	UCO1-C			pink basal vitrophyre with abundant calc-silicate xenoliths.	1-4	1-4	1-4							
								UCO1-B	UCO1-B			brown basal vitrophyre with abundant calc-silicate xenoliths.	0,5	0,5	0,5							
								UCO1-A	UCO1-A			black basal vitrophyre with abundant calc-silicate xenoliths.	0,5-1	0,5-1	0,5-1							
								LOWER COMENDITES (UCO)	CO			COMENDITES	CALA LUNGA	SANTANTIOCO	LCO6	LCO6	white ignimbrites (several flows) with ash-sized levels. Some lithofacies are rheomorphic lava-like, and others are proximal lithic breccias. Also are common accretionary lapilli (cm-size) towards the top of the ash flow unit.	Comendite	3-4	4-5	3	
																	VENTRISCHIO	SAN PIETRO	LCO5	LCO5	greenish brown moderately welded ignimbrites with black pumices.	4-7
PUNTA SENGLO	SAN PIETRO	LCO4-B	LCO4-B	green densely welded and eutaxitic ignimbrites with black pumices.	5-10	10-15	2-4															
				CAPO SANDALO	SAN PIETRO	LCO4-A	LCO4-A			green moderate to densely welded ignimbrites with white pumices.	5						unknown n	no outcrop				
M. TORTORISO	SANTANTIOCO	LCO4-D	LCO4-D							green-grey dome (by oxidation mafic minerals) and dikes.	30-50						no outcrop	no outcrop				
				NURAGHE DE GIANNI EFISI	SANTANTIOCO	LCO4-L	LCO4-L			grey-green lava flow with abundant mafic minerals.	30-50						no outcrop	no outcrop				
RAVENNA-BECCO-NASCA	SANTANTIOCO	LCO3	LCO3							red densely welded ignimbrites.	2-4						5-7	no outcrop				
				GENARBI	SAN PIETRO	LCO3-L	LCO3-L			domes and lava-flows with front flow folded and columnar disjunction in vent areas.	50-70						no outcrop	50				
CALA VINAGRA	SANTANTIOCO	LCO2	LCO2							ash fall, fine to medium pyroclastic surge, epiclastic rework beds, ignimbrites with different welding. The accretionary lapilli towards the top of the cooling unit are frequent.	10-20						7-10	2				
				CALA VINO	SANTANTIOCO	LCO1-D	LCO1-D			dome, auto-brecciated domes and lava-dome flows.	20						no outcrop	no outcrop				
MIDDLE RHYOLITES (MRH)	TRACHYTES (TRQ)	TRQGA	CALA FICO					SAN PIETRO	TRQA	TRQA	dark brown lava-dome/lacolth.	Trachyandesite	TRANSITIONAL	TRANSITIONAL	20	no outcrop	no outcrop					
				MZ	MATZACCARA	LA TONNARA	SANTANTIOCO				MZ	MZ	ash fall and ignimbrites with variable welding. Bronze color biotite is a distinctive attribute of this unit.	Rhyolite	25-50	25	10					
													MCR	MONTAGNA DI CAPO ROSSO	BECCO-MONTAGNA DI CAPO ROSSO	SAN PIETRO	MCR	MCR	lava flow and moderately welded porphyritic ignimbrite. Lithic-rich.	Rhyolite	80	no outcrop
				NUR	NURAXI	PUNTA NERA	SAN PIETRO				NUR	NUR							NUR-p2	moderated welded ignimbrite with dm to m size pumices.	Rhyolite	>100
													NUR-p1	moderate welded ignimbrite with cm-size pumices.								
													NUR-p	rheomorphic ignimbrite.								
													NUR-g	grey ash flow.								
													NUR-r	densely welded red ignimbrite. High porphyricity.								
				CA	CONCA IS ANGIUS	ONICA IS ANGIUS	ENTROTERRA SULCITANO				CA	CA	poorly to slightly welded ignimbrites (three main flows), degassing pipe is frequent. Abundant accidental lithic fragments.	Rhyolite	no outcrop	>20	30-50					
													MC	MONTE CROBU	PERDA DE IS OMINIS	SANTANTIOCO	MC	MC	densely welded and eutaxitic brown ignimbrite with grey and black variable sizes pumices (cm-m).	Rhyolite	no outcrop	>150
PC	PUNTA DEI CANNONI	PUNTA DEI CANNONI	SAN PIETRO	PC	PC	highly porphyritic and welded eutaxitic ignimbrite. Several flows.	Rhyolite	10	unknown n	unknown n												
						MLN	MONTE LA NOCE	MONTE LA NOCE	SANTANTIOCO	MLN	MLN	massive ash flow, densely welded ignimbrite and lava flow.	Rhyolite	no outcrop	80-100	no outcrop						
SE	SERUCI	SERUCI	ENTROTERRA SULCITANO	SE	SE							densely welded and eutaxitic ignimbrite with basal vitrophyre.	Rhyolite	no outcrop	no outcrop	20-40						
						AC	ACQUA SA CANNA	ACQUA SA CANNA	ENTROTERRA SULCITANO	AC	AC	poorly welded ignimbrite. Several flows.	Dacite	no outcrop	no outcrop	20-30						
LE	LENZU	LENZU	ENTROTERRA SULCITANO	LE	LE							densely welded and eutaxitic ignimbrite with basal vitrophyre. Big pumices (top).	Rhyolite	no outcrop	no outcrop	7-10						
						CM	CORONA MARIA	CORONA MARIA	ENTROTERRA SULCITANO	CM	CM	variable welded ignimbrite with basal vitrophyre.	Dacite	no outcrop	no outcrop	20-40						
AND	ANDESITES	PERDAS DE FOSLU	SANTANTIOCO	AND	AND							lava flow, domes, dikes and breccias.	Andesites	no outcrop	>50	>50						
						BAND	BASALTIK-ANDESITES	MONTE ARUBS SERRA NIARXIS	SANTANTIOCO	BAND	BAND	lava flow, domes and breccias.	Basaltic-andesites	no outcrop	>50	unknown n						
Paleogene / Oligocene and Eocene	PRE-VOLCANIC	CIX	CERRI Fm.	TERRAS COLLU (GONNESA AREA)	ENTROTERRA SULCITANO							CIX	CIX	Detritic, organogenic (lignite) and minor carbonate rocks	GROGENIC	no outcrop	no outcrop	100-300				
						LGN	LIGNIFERO Fm.	ENTROTERRA SULCITANO	LGN	LGN	ligniteiferous levels, limestones, marls, siltites.					no outcrop	no outcrop	40-70				
											MLI					MILOLITICO Fm.	ENTROTERRA SULCITANO	MLI	MLI	limestone (and minor marls). Its upper part contains a camptonite sill (around 2 meter-thick) widespread and continuous in the lignite Carboniferous underground mine.	no outcrop	no outcrop
Cretaceous	URG	URGONIAN FACIES	MALADRONA	SANTANTIOCO	URG	KRT-m	limestone (mostly in mudstone facies)	Carbonates	50-80	100												
									CMB-g	Dolomia Gialla lithofacies (diagenetic after Calcare Cerode).	no outcrop	150-300										
Cambrian	BASEMENT	CMB	GONNESA Fm.	CANALE DI SAN GIOVANNI	NEBIDA	GNN	CMB-c	Calcare Cerode Mb (limestone in mudstone lithofacies)					50-300									
									NEBIDA Fm.	SANTANGELO	IGLESIAS	NEB		CMB-a	Matoppa Mb (archaeoarchaoid) limestone.	500						

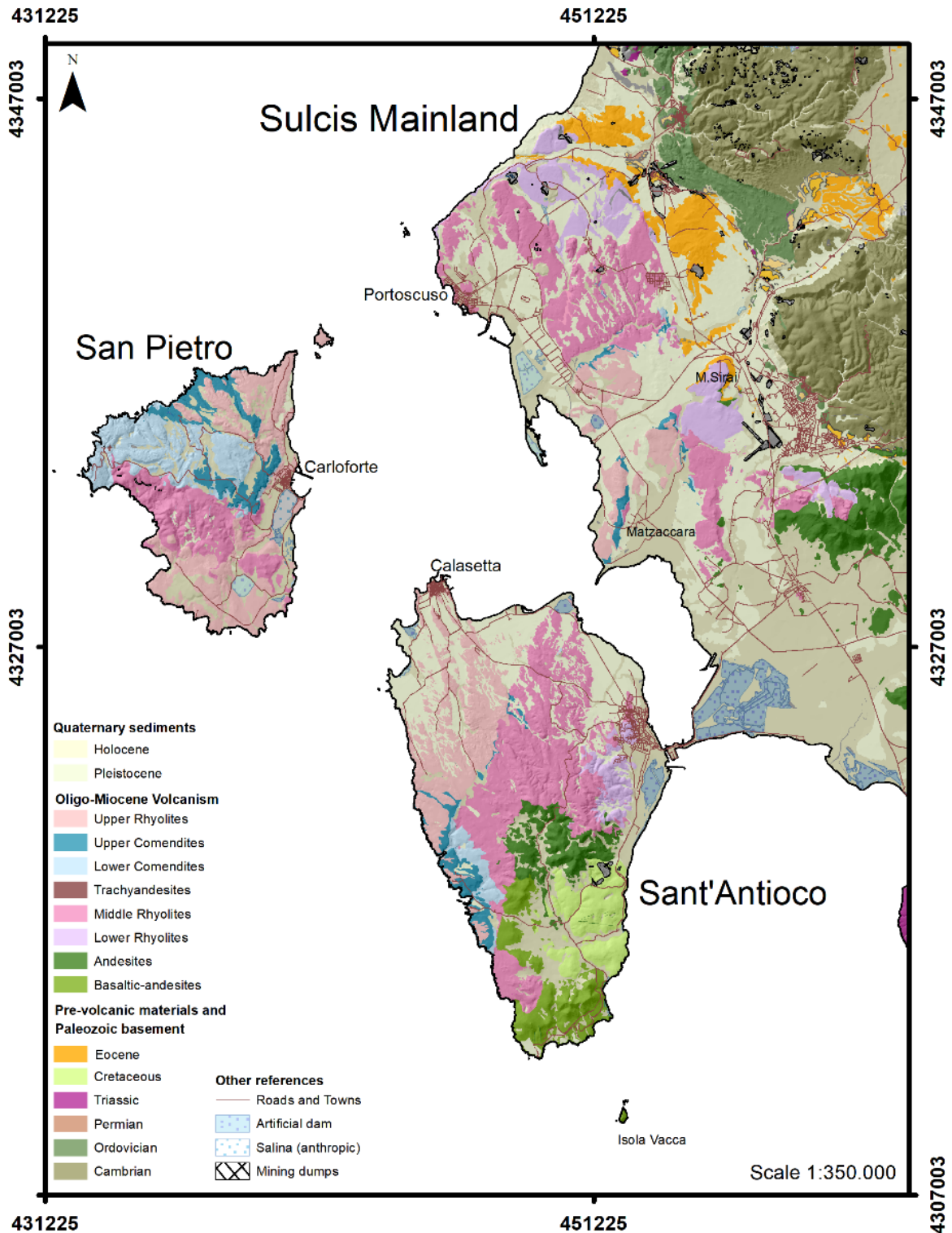


Fig. 6.3: Mapa geológico de la sucesión volcánica Oligo-Mioceno del SO de Cerdeña con la descripción de las series propuestas en este trabajo. Por su denominación en inglés: AND (*basaltic-andesites and andesites*), LRH (*lower rhyolites*), MRH (*middle rhyolites*), LCO (*lower comendites*) UCO (*upper comendites*), URH (*upper rhyolites*).

Otra omisión importante en el mapa CARG se observa en la serie MRH para la Unidad Conca is Angius (posiblemente unificada con Monte Crobu, aunque se desconoce el criterio); esta unidad se vuelve a incorporar en el mapa siguiendo el modelo propuesto en los '90, la revisión de los tramos iniciales de todos los sondeos y agregando nuevos afloramientos por debajo de la Unidad Nuraxi (Fig. 6.6), tanto en Sulcis como en Sant'Antioco (por ejemplo en Sa. Corona de Su Crabi).

Cambios significativos se realizaron para las unidades Monte Crobu, Nuraxi y Matzaccara al O de Sant'Antioco, desde las áreas al norte de Cala Lunga hasta Porto Sciusciau, producto de la búsqueda sistemática de mineralizaciones de manganeso relacionadas a la unidad a techo de esta serie (MZ) y en consonancia con la cartografía detallada de las comenditas en este sector. En San Pietro no se han encontrado afloramientos de la serie LRH y tampoco las unidades de Conca is Angius y Monte Crobu de la serie MRH.

Las modificaciones para la serie MRH en San Pietro, corresponden a cambios menores en los contactos litológicos de Nuraxi y Matzaccara, es de destacar la excelente cartografía generada por Garbarino et al. (1990a).

Estos cambios menores de NUR y MZ en San Pietro están relacionados con la cartografía de detalle de las mineralizaciones de manganeso y la definición de una nueva serie a partir de la revisión del sector O de Cala Fico, con la presencia de un domo-lávico de composición básica a intermedia, aflorando entre el techo de MRH y la base de LCO. Una muestra de este sector es analizada por Gisbert (2012), desde el punto de vista geoquímico, pero no se representa en ningún mapa hasta la fecha y tampoco se aporta información petrográfica. Frente a la falta de información sobre este litotipo que se ha considerado importante dentro del contexto magmático de la zona, se realizó un estudio de más detalle. Esto llevó a definir una nueva serie denominada traquítica TRQ, la cual sólo aflora en San Pietro (Fig. 6.7) y será descrita con más detalle en el capítulo 7.

Se trata de un domo lávico de composición traquiandesítica que aflora entre ignimbritas y domos lávicos riolíticos. En la figura 6.7 A, se presenta una vista del afloramiento con forma similar a un lacolito y en la figura 6.7 B, su posición espacial respecto de las riolitas y comenditas. En la figura 6.7 C, las rocas traquíticas resaltan del resto de unidades por su coloración marrón oscura y un relieve positivo debido a su dureza, se ve una ligera textura fluidal hacia la parte central y más escoriácea hacia los bordes. Aflora al norte por debajo de los domos lávicos de Ravenna-Becco-Nasca (LOC3-L), hacia el oeste parece intruir al domo de Cala Fico (LCO1-D), hacia el sur está en contacto con Matzaccara (MZ) sin una relación clara y al este (fig. 6.7 D) aflora por debajo de Genarbi (LOC2).

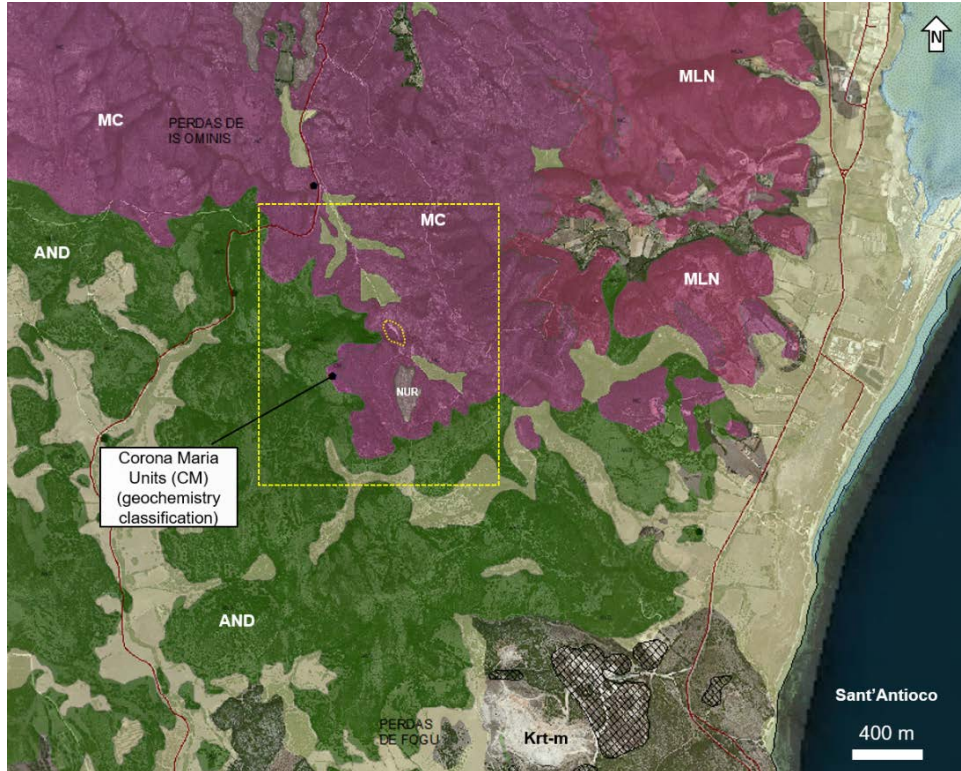


Fig. 6.4: Área con posibles afloramientos de la serie LRH en Sant'Antioco. La zona delimitada por puntos amarillos contiene un afloramiento por debajo de Monte Crobu que debe ser revisado para correlacionar si se trata de la Unidad Corona Maria o las sucesivas ignimbritas en la serie baja.

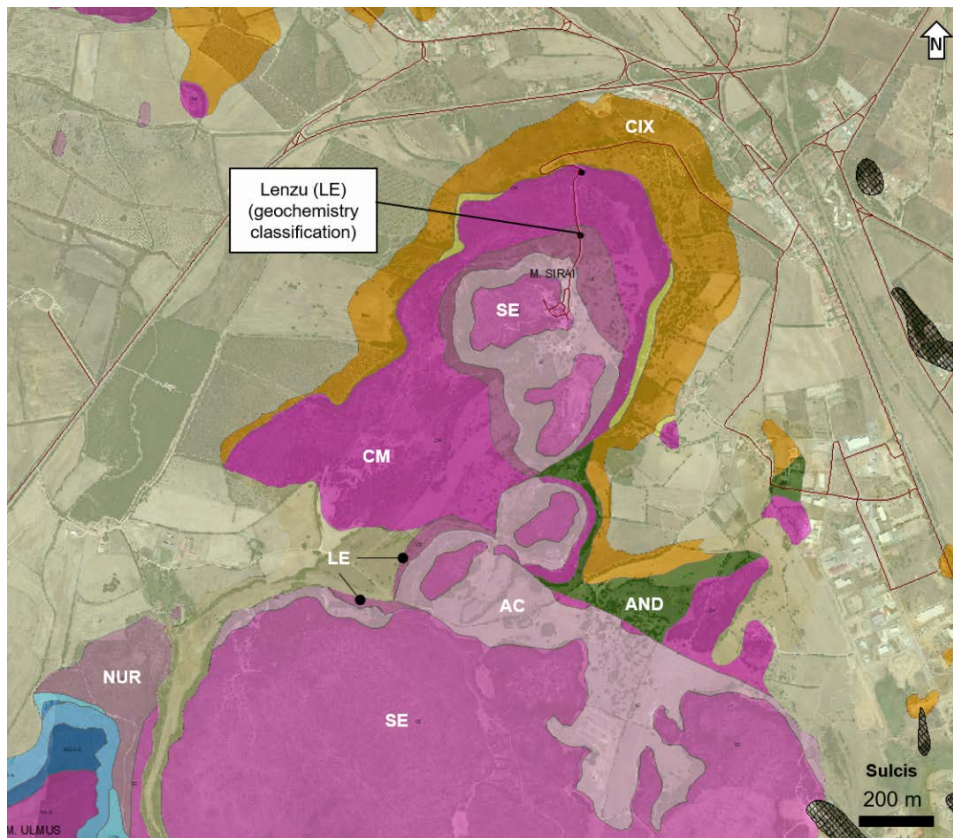


Fig. 6.5: Área del Sulcis donde se re-interpreta la Unidad Lenzu en Monte Sirai.

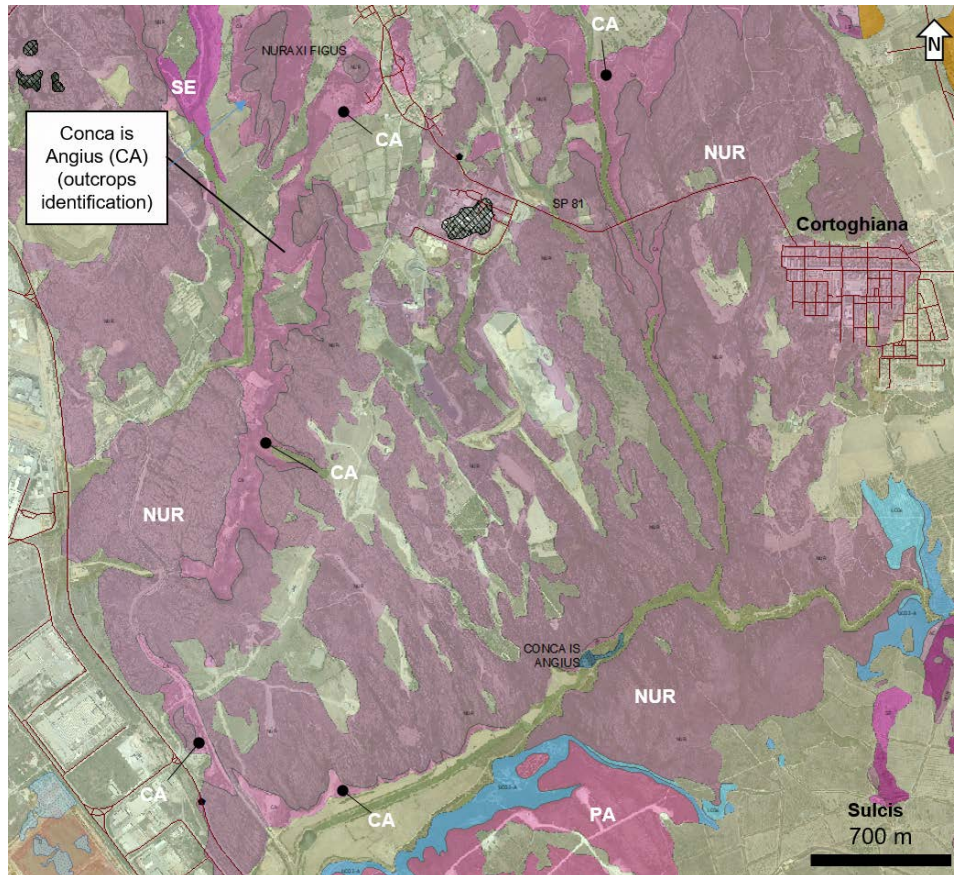


Fig. 6.6: Ejemplo de la incorporación de Conca is Angius en el Sulcis. Esta unidad presenta también nuevos afloramientos en Sant'Antioco que pueden observarse en los mapas finales.

Por último, los cambios más destacados en la volcanoestratigrafía y las subdivisiones aplicadas al área de estudio se centran principalmente en las series LCO, UCO y URH, por lo que se describen a continuación con más detalle, dentro de las unidades.

6.5.2 Unidades y Subunidades Volcánicas Riolíticas

6.5.2.1 Descripciones de las unidades riolíticas de la serie media (MRH)

Entrando en más detalle sobre las unidades y subunidades se mencionarán algunos aspectos relevantes para las riolitas de la serie media, ya que a nivel cartográfico y petrográfico fue posible separar varios niveles diferentes, como se aprecia en la tabla 6.3; aunque éstos no fueron representados en el mapa por falta de presupuesto para continuar con tareas de campo y poder revisar todos los afloramientos. Frente a la ausencia de continuidad de algunas de las observaciones, se decidió dejar esta etapa para trabajos futuros, aunque aquí se asentarán las recomendaciones para la próxima etapa de exploración cartográfica. El área de exploración de esta serie MRH es muy grande y puede

requerir trabajos de tesis independientes, sentando como base la tesis de Pioli (2003) sobre la Unidad Nuraxi.

En primer lugar, el inicio de la serie MRH se ha definido aquí con la Unidad Punta dei Canonni (PC), cuyo afloramiento sólo es conocido en San Pietro, y se encuentra en contacto tectónico con la Unidad Nuraxi, por lo que las relaciones de campo son poco claras. A falta de cartografía de detalle del centro y sur de Sant'Antioco, no se descarta que esta unidad pueda ser descubierta también. Punta dei Canonni ya fue mencionada por Pioli (2003) como pre-Nuraxi, y su posición estratigráfica no fue sostenida por ningún otro trabajo posterior, dando cuenta de que no hay estudios detallados para PC. La ubicación cronoestratigráfica asignada en esta tesis está fundamentada con datos geoquímicos que se presentan en el capítulo 7. La unidad que sobreyace a PC es Monte Crobu y puede dividirse en 4 subunidades que fueron identificadas en Sant'Antioco en la zona de Perdas de Is Ominis, donde justamente se sitúa uno de los conductos eruptivos identificados (Fig. 6.8 A). Se determinó un nivel basal compuesto de un vitrófiro oscuro (0.5 m), con evidencias de mayor desvitrificación (casi negro) y muy cizallado que se denominó MC-vn (Fig. 6.8 B), en contacto con las rocas andesíticas. Este vitrófiro basal pasa a un vitrófiro rosa (Fig. 6.8 C) muy masivo de aproximadamente 1-1.5 m de potencia que presenta plagioclasas y feldespatos visibles de 0.5 a 1 cm (MC-vr).

Por encima de MC-vr sigue una subunidad ignimbrítica de color gris con abundantes minerales máficos y textura eutaxítica (Fig. 6.8 D y E) con una potencia aproximada de 4 m (denominada MC-g). Hacia techo se presenta la subunidad más reconocida y descrita de Monte Crobu, una ignimbrita muy soldada de color marrón-rojizo (Fig. 6.8 F y G) con pumitas marrones, grises y blancas centimétricas a decimétricas (algunas alcanzan 50 cm), también se ven abundantes cristales de feldespatos y plagioclasas 0.5-1 cm (MC-p). En determinados sectores esta subunidad también presenta una textura eutaxítica con pumitas muy aplanadas y se pueden observar texturas de reomorfismo.

A techo de MC se deposita la Unidad Nuraxi (NUR), la cual ya fue subdividida en descripciones muy tempranas por Taricco (1934a, b) en la isla de San Pietro, donde presenta un mapa esquemático preliminar hacia el S de la isla. El siguiente estudio más completo sobre esta unidad de enfriamiento se realizó en la tesis de Pioli (2003) y trabajos posteriores (Pioli y Rossi, 2005; Pioli et al., 2008). Actualmente los estudios de detalle sobre Nuraxi continúan en un proyecto paralelo a esta tesis, por lo que aquí se hará una reseña de algunos avances a nivel general. Durante esta tesis se definieron subunidades para Nuraxi acordes a las observaciones de Taricco, y aunque en conjunto no difieren significativamente de lo expuesto por Pioli, más bien las detallan.



Fig. 6.7: Traquiandesita de San Pietro. A) Vista panorámica hacia el O, con la extensión del domo. B) Contexto y posición respecto de las unidades riolíticas y comendíticas de las series MRH y LCO. C) Afloramiento con vista al sur en dirección de Capo Sandalo. D) Afloramiento por debajo de la subunidad Genarbi. Se observa en LCO2 importante mineralización diseminada de manganeso.

Las subunidades también tienen una base petrográfica y geoquímica, ya que algunas revisiones más profundas se realizaron en campo debido a la estrecha relación de esta unidad con las mineralizaciones de Fe-Mn en la zona de Punta Nera, en San Pietro. El primer flujo de Nuraxi se caracteriza por un nivel basal (de caída) rico en cristales, seguido de un vitrófiro negro con textura perlítica (NUR-vp), también rico en cristales, que se pudo encontrar en afloramientos de las dos islas menores y también fue identificado en el sondeo FS22 del Sulcis. Esto es importante porque marca el primer flujo eruptivo que se puede correlacionar en todo el SO de Cerdeña, dato no menor, ya que las unidades anteriores no están expuestas en su totalidad en los 3 sectores de estudio; porque se encuentran en subsuelo o bajo el mar y se desconoce, o por ausencia de afloramiento. Lo cierto es que, bajo esta perspectiva, la Unidad Nuraxi sería la de mayor extensión areal, considerando además que hay importantes afloramientos en el sector de Giba-Piscinas y Narcao (áreas no estudiadas en esta tesis), distante 10 a 13 km de los afloramientos del Entroterra Sulcitano. Por encima de NUR-vp se encuentran dos niveles vitrofiricos más, ambos con ausencia de cristales a simple vista, y con un grado de soldadura más intenso (muy bien representados en Sulcis). Uno es de color negro NUR-vn, mostrando más signos de desvitrificación, seguido por otro de color rosa NUR-vr. Estos vitrófiros fueron estudiados en detalle por Gimeno et al. (1996), Gimeno et al. (2003) y Tarragó (2013, inédito). Por encima de los vitrófiros se encuentra una de las subunidades más típicas, de color rojo, textura porfírica con abundantes cristales de plagioclasas y feldespato-K, intensamente soldada, denominada NUR-t. En algunos sectores de Sant'Antioco y en un sondeo del Sulcis (FS19) se determinó una subunidad de color gris (NUR-g), ligeramente soldada que aparentemente está entre NUR-t y la subunidad reomórfica NUR-r. La parte más alta de esta unidad de enfriamiento contiene abundantes pumitas, de tamaños centimétricos a decimétricos, aquí se dividió a la subunidad NUR-p1, con pumitas pequeñas y NUR-p2 con pumitas grandes (Fig. 6.9). En esta parte superior de la Unidad Nuraxi, Pioli y Rossi (2005) describen sectores autobrechados en las islas menores y el Sulcis, por lo tanto, es un rasgo característico común. En el mapa CARG se describen unos conglomerados por encima de Nuraxi, en San Pietro, que contienen clastos de calizas del mesozoico, rocas graníticas y metamórficas del paleozoico y vulcanitas terciarias en una matriz arcillosa.

La ubicación de estas brechas está muy próxima a una fractura importante, pero es difícil interpretar la proveniencia de estos clastos como producto de un conglomerado, ya que no hay otro tipo de rocas en la isla que no sean las vulcanitas del Mioceno. Es más probable que se trate de brechas asociadas a las fallas.

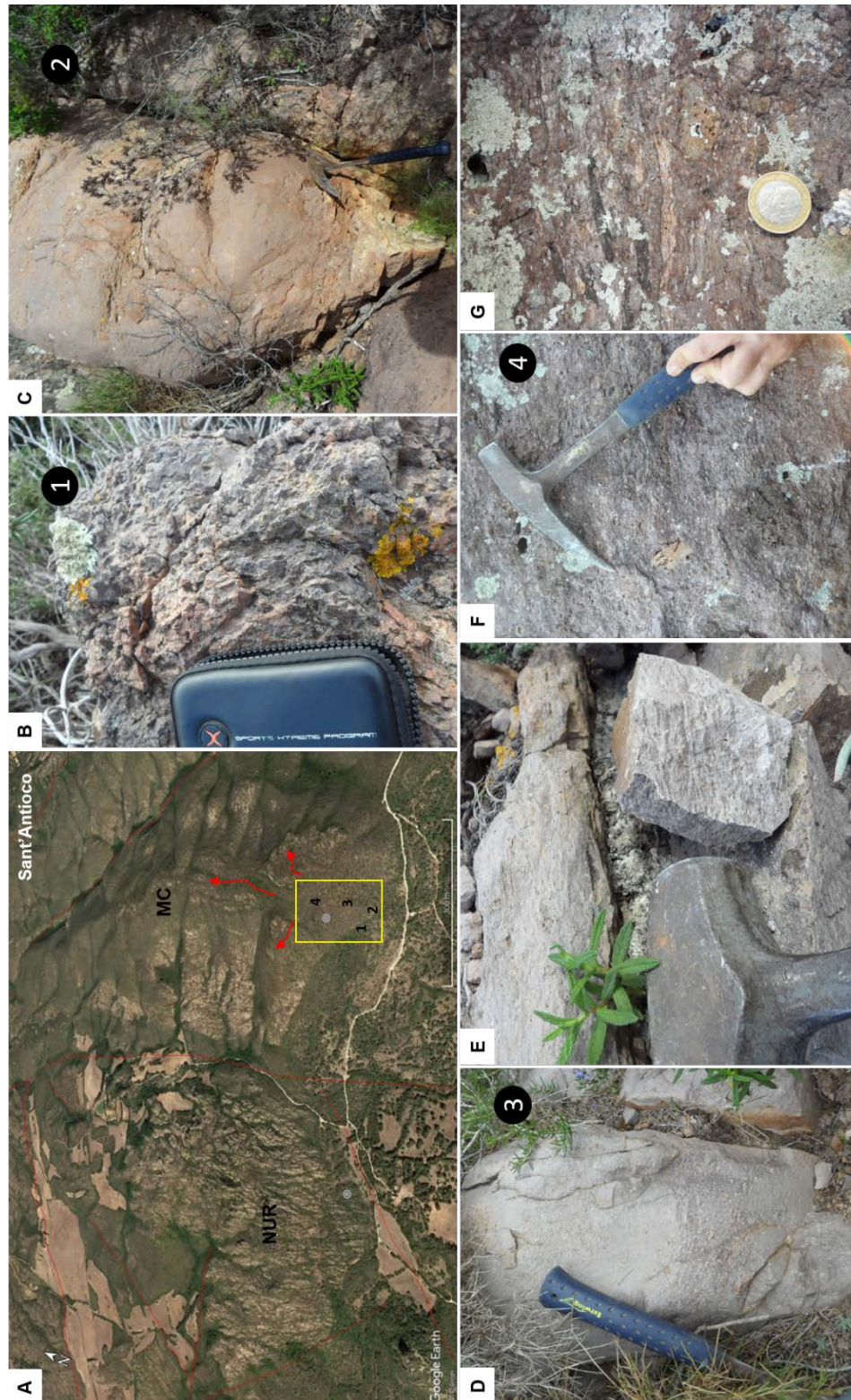


Fig. 6.8: Unidad Monte Crobu. A) vista de la posición (cuadro amarillo) donde se determinaron los contactos entre subunidades. Flechas rojas indican dirección de flujo. Los círculos blancos representan los posibles puntos emisores de las unidades MC y NUR. Las líneas rojas son lineamientos estructurales. B) Vitrófiro basal negro MC-vn. C) Vitrófiro basal rosa MC-vr. D) Ignimbrita gris con abundantes minerales máficos MC-g. E) Detalle de MC-g con textura eutaxítica. F) subunidad con pumitas centimétricas MC-p. G) Detalle de MC-p con pumitas aplastadas.



Fig. 6.9: Unidad de enfriamiento de Nuraxi y sus diferentes subunidades. A) Base de la unidad observada en Sant'Antioco. B) Contacto en sondeo del Sulcis, entre la fase gris poco soldada (NUR- g) y la fase reomórfica. C) vitrófiro perlítico negro rico en cristales (NUR-vp). Este nivel está por debajo del vitrófiro negro (NUR-vn). D) Pliegues reomórficos a escala métrica en Nuraxi al sur de Sant'Antioco (NUR-r). E) Nuraxi con nivel de pumitas grises, foto de San Pietro en la zona de Punta Nera (NUR-p1).

La Unidad Montagna di Capo Rosso, aflorando sólo en la isla de San Pietro no presenta cambios a nivel de cartografía. Por último, como ya se mencionó anteriormente; cambios menores se introdujeron en el mapa para la Unidad Matzaccara (MZ), y a lo largo de este trabajo se ha podido observar que la unidad está compuesta por dos niveles muy diferentes que manifiestan dos procesos eruptivos. El primero está muy bien representado en la cantera de La Piramide en San Pietro, donde se puede observar una ignimbrita moderadamente soldada de color gris-violáceo, con biotitas color bronce que marca el rasgo distintivo de esta unidad. En las canteras de Sant'Antioco, MZ presenta un vitrófiro basal de aproximadamente 40 cm, seguido de la ignimbrita soldada con bt y también está presente un nivel de flujo de cenizas color blanco-amarillento, fuertemente bentonitizado (Fig. 6.10).

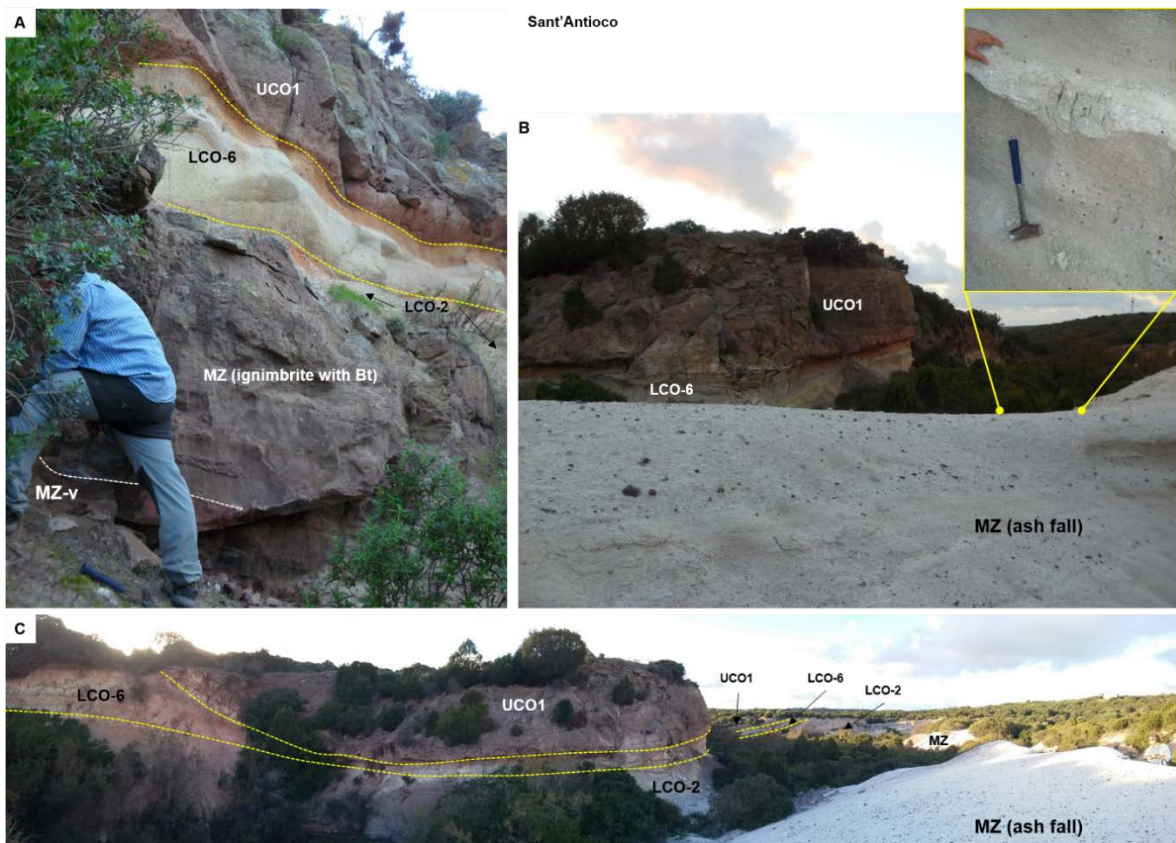


Fig. 6.10: Afloramientos de la Unidad Matzaccara (MZ) en una de las canteras de Sant'Antioco próximo a Cala Saboni. A) Nivel ignimbrítico intensamente soldado, caracterizado por contener abundantes cristales de biotita color bronce, visibles en muestra de mano. En la base se presenta un vitrófiro rosado decimétrico (MZ-v). B) nivel de flujo de cenizas (*ash flow*) con pequeñas pumitas blancas y abundantes fragmentos líticos de color negro que corresponde a MZ. C) Vista panorámica de la cantera donde se puede observar la secuencia entre riolitas y comenditas. En la perspectiva de fondo de la foto se observa el buzamiento de la secuencia hacia el O (hacia el mar), mientras que el vitrófiro basal de Monte Ulmus (UCO1) se acomoda según la paleotopografía por encima de la ignimbrita de Cala Lunga (LCO6).

En la columna estratigráfica no se realizaron estas distinciones por subunidades ya que el quimismo es el mismo. Pero bajo estas observaciones, es necesario tener especial precaución cuando se cartografía la subunidad Genarbi (estratigráficamente por encima de MZ) ya que los niveles de cenizas blancas de ambas subunidades se parecen mucho en aspecto de afloramiento (aunque químicamente sean diferentes).

Hay una transición entre ambas unidades cineríticas que en algunos sectores no queda claramente definida, por ejemplo, en el camino de ingreso a las minas de Becco, en San Pietro. Otro aspecto importante que se ha notado en el campo, es que la ignimbrita con biotita (bt) tiene diferentes grados de soldadura y en sectores asociados a mineralizaciones está fuertemente silicificada. Algunos de estos aspectos se discuten en el capítulo 7 y 8. El nombre formal de la Unidad Matzaccara fue definido originalmente en la localidad homónima en el Entrotterra Sulcitano, esta denominación debería revisarse ya que mejores afloramientos están representados en San Pietro o Sant'Antioco con importantes potencias muy bien expuestas en las canteras de antiguas explotaciones mineras.

6.5.2.2 Descripciones de las unidades peralcalinas de las series inferior (LCO) y superior (UCO)

La cartografía de las unidades comendíticas presentó dificultades diversas, siendo la más frecuente el problema de la escala de trabajo. Es por esto que en el Entrotterra Sulcitano y Sant'Antioco los mapas no tienen la suficiente precisión respecto al detalle geoquímico y petrográfico alcanzado. Sin embargo, se expondrán algunos ejemplos para evidenciar esta situación y materializar con esquemas fotográficos la presencia de más subunidades que no están digitalizadas en los mapas. Por ejemplo, en el Entrotterra Sulcitano, por la carretera de Matzaccara se intentó discriminar a nivel cartográfico las diferentes subunidades en los afloramientos, pero en este sector las potencias de los niveles es <5 m (individualmente) y desde el punto de vista de la escala del mapa, un refinamiento y subdivisión detallada no es posible (Fig. 6.11). En menos de 50 m están en contacto tres series riolíticas, MRH, LCO y UCO, por lo que se han digitalizado los tres niveles más representativos del sector (MZ, LCO4-B y UCO3-A) a modo de delimitar unidades guía. En este sector todas las series buzanan hacia el oeste, con dirección al mar. La distancia entre los afloramientos y la costa es de 3.5 km aproximadamente.

En el sector de Cala Lunga (Sant'Antioco), sobre la carretera principal, sucede lo mismo con respecto a la escala, allí afloran varios flujos ignimbíticos de potencias entre 0.5 7 4 m que se depositan de manera progradante (Fig. 6.12).

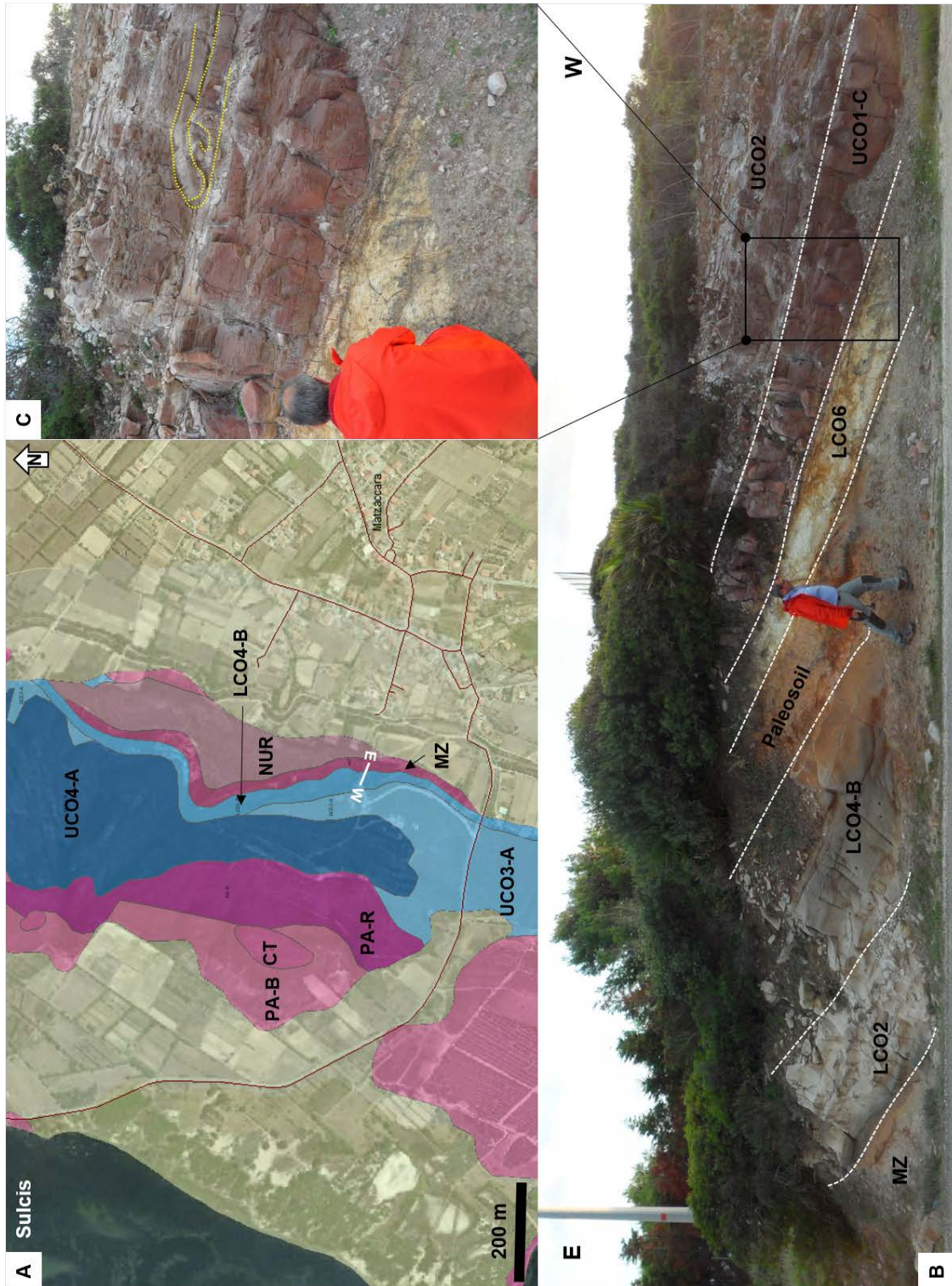


Fig. 6.11: Secuencia de Comenditas en el Entroterra Sulcitano. A) Zona próxima al pueblo de Matzaccara, transecta por la carretera (línea blanca E-W). B) Afloramientos de cuatro subunidades peralcalinas, que no superan los 5 m de potencia individualmente, esto impide situarlas en el mapa a la escala de trabajo. Sólo dos subunidades están representadas en el mapa de la figura A. Notar el buzamiento hacia el oeste en toda la secuencia expuesta en afloramiento. En menos de 50 m afloran 3 series riolíticas (MRH, LCO, UCO). C) Detalle de estructuras reomórficas en la subunidad UCO2 sobre el vitrófiro rosado UCO1-C de la Unidad Monte Ulmus.

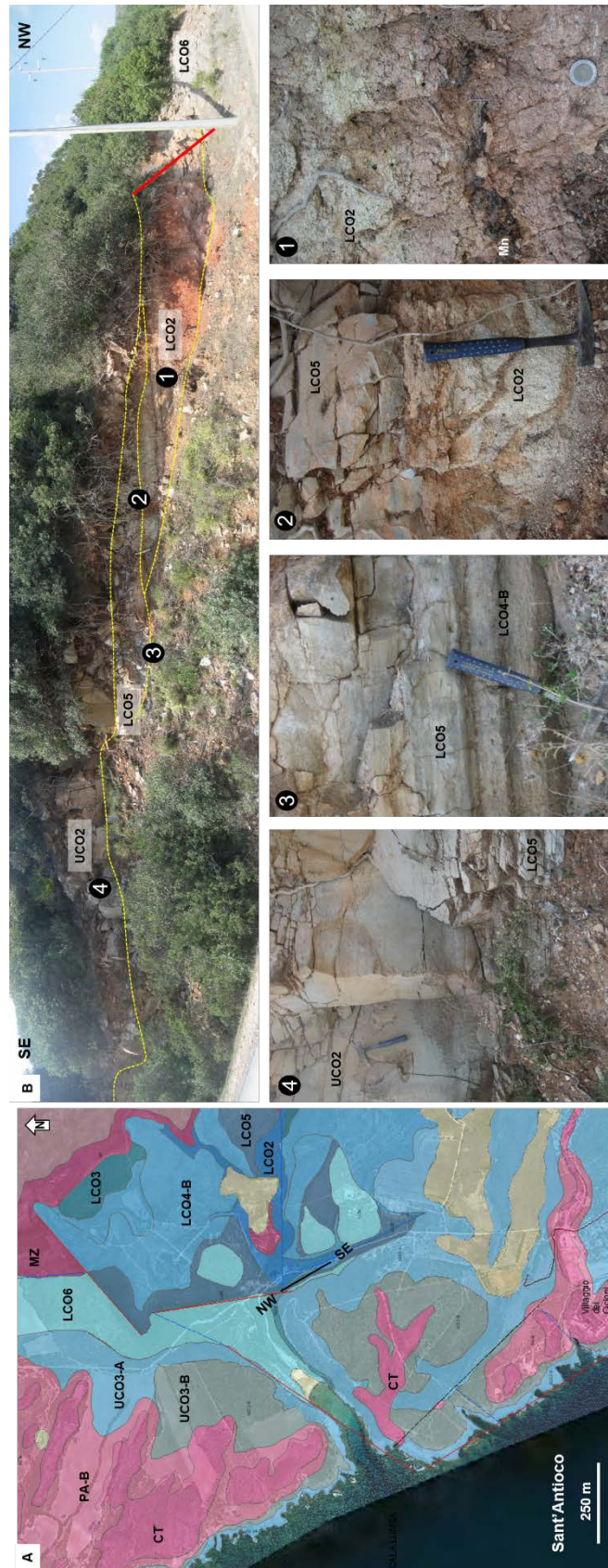


Fig. 6.12: A) Unidad CO en Sant'Antiocho. B) Afloramiento con subunidades de poca potencia, de difícil interpretación en la escala del mapa. Detalles de afloramientos representados con números.

En el mapa se ha intentado representar esta situación, aunque en una escala un tanto exagerada (el doble de la potencia real) para algunas unidades como LCO2, LCO4 y LCO6. El criterio empleado en estos casos fue el de indentificar a las subunidades de mayor espesor dentro del mapa. Así también todos los afloramientos de comenditas que no se pudieron controlar en el campo y que no presentan muestras para validar su clasificación geoquímica se han interpretado en la cartografía como LCO2, si estaban en la base por encima de MZ, o LCO6 si estaban a techo y por debajo de MU. Este criterio de resitringir la serie en la base a través de la subunidad Genarbi se debe a que las primeras comenditas en orden cronoestratigráfico corresponden a los domos lávicos de la subunidad Cala Vinagra (LCO1-D) y ésta solo aflora en San Pietro, por lo tanto se ha buscado una subunidad que se pueda correlacionar en las 3 áreas de trabajo.

En Sant'Antioco los flujos piroclásticos peralcalinos muestran un patrón de escalamiento hacia el ENE (desde el mar hacia el interior de la isla) con una extensión máxima en línea recta, entre la costa y el contacto con la serie MRH, de 2 km aproximadamente (ver esta tendencia entre Cala Lunga y Poggio di Mezzaluna).

Toda la serie muestra un fuerte buzamiento hacia el SO, ubicando el posible centro emisor en la intersección de dos fracturas. En el sector norte y centro de la isla existen unos afloramientos de menor extensión areal, con buzamiento hacia el N-NO y aunque la dirección de flujo no es tan clara, los flujos parecen dirigirse hacia el mar (como en el Entrotterra Sulcitano) por aproximadamente 1.3 km de distancia desde el área fuente. Aquí la Unidad CO es completamente piroclástica e inicia con la subunidad LCO2 y finaliza con LCO6. No se identificaron aún afloramientos dómicos o coladas en esta isla. Se definió una nueva subunidad llamada LCO3 (Fig. 6.13) que corresponde a una ignimbrita de color rojizo fuertemente soldada, con pumitas de color oscuro, líticos centimétricos y abundantes cristales milimétricos de cuarzo y feldespatos. Esta ignimbrita (LCO3) está en contacto con MZ y NUR; su posición estratigráfica situada entre LCO2 (Genarbi) y LCO4 (Punta Senoglio) hace presuponer que es coetanea con los domos y coladas de Ravenna-Becco-Nasca.

En San Pietro sólo hay un pequeño afloramiento al norte de Punta Nera y en el Sulcis no ha sido corroborada en afloramiento, aunque podría estar presente en los sondeos (esto se desconoce). Presenta una geomorfología masiva con tendencia de bloques redondeados de color rojizo que apenas se distinguen sobre la cubierta vegetal que caracteriza la zona central de la isla. En las comenditas superiores, se definió una nueva subunidad UCO3-B, por encima del nivel reomórfico gris (UCO3-A) que corresponde al cuerpo principal y de mayor potencia de la Unidad Monte Ulmus, esta separación hacia

techo de UCO3-A está caracterizada por contener pumitas marrones de tamaños centimétricos hasta métricos y en particular una proporción muy alta de bombas de 10 a 40 cm de diámetro que en algunos lugares se observan aplanadas. La superficie estructural es rugosa producto de una intensa silicificación, tanto en bombas y matriz como en pumitas, en las cuales se ha observado la precipitación de ópalo en las vesículas. Este flujo aflora de manera casi continua sólo en la costa oeste de Sant'Antioco entre Mezzaluna y hasta 2.5 km más al norte de Cala Lunga. Los mejores afloramientos para estudiar esta subunidad se sitúan en Su de Serra (Fig. 6.14 y Fig. 6.15).

La unidad UCO3-B (nivel rico en bombas) parece representar explosiones de tipo stromboliano de alta energía con erupciones violentas pero localizadas. La intensa silicificación en sectores muy próximos a grandes fracturas muestra evidencias de emplazamiento en caliente rico en fluidos y removilización local de sílice dentro de la misma unidad (posiblemente génesis de tipo geoautoclave).

La revisión de la serie comendítica inferior (LCO) en San Pietro permitió generar un mapa con un grado mayor de detalle, respecto de las dos áreas restantes. Esto se debe a que el volcanismo peralcalino tiene un desarrollo areal importante dentro de esta isla y que está asociado con el desarrollo de mineralizaciones de Mn-Fe y jaspes en contacto entre la serie MRH y LCO, que ha motivado generar una columna volcanoestratigráfica detallada en esta isla.

En el contexto de la Isla de San Pietro se presenta un mapa (Fig. 6.16) que puede ser consultado con más detalle en el Anexo I, donde se muestran las secciones consideradas más importantes para definir la correlación de las unidades, y a su vez poder entender el sistema de fracturas asociado a los flujos piroclásticos, extrusión de domos y coladas y formación de depósitos minerales. Las 23 columnas litoestratigráficas generadas permitieron trazar los lineamientos estructurales que se ven en la cartografía (Fig. 6.17, Fig. 6.18, Fig. 6.19), ya que muchos de los planos de fallas, como se explicará más adelante, no son visibles. Todas estas columnas que involucran a la serie media y superior de riolitas (además de las series peralcalinas) explican muchos aspectos descriptos en los afloramientos del apartado 6.5.2.1 sobre las unidades en la serie MRH y lo que se podrá ver en el próximo apartado 6.5.2.3 referido a las unidades dentro de la serie URH.

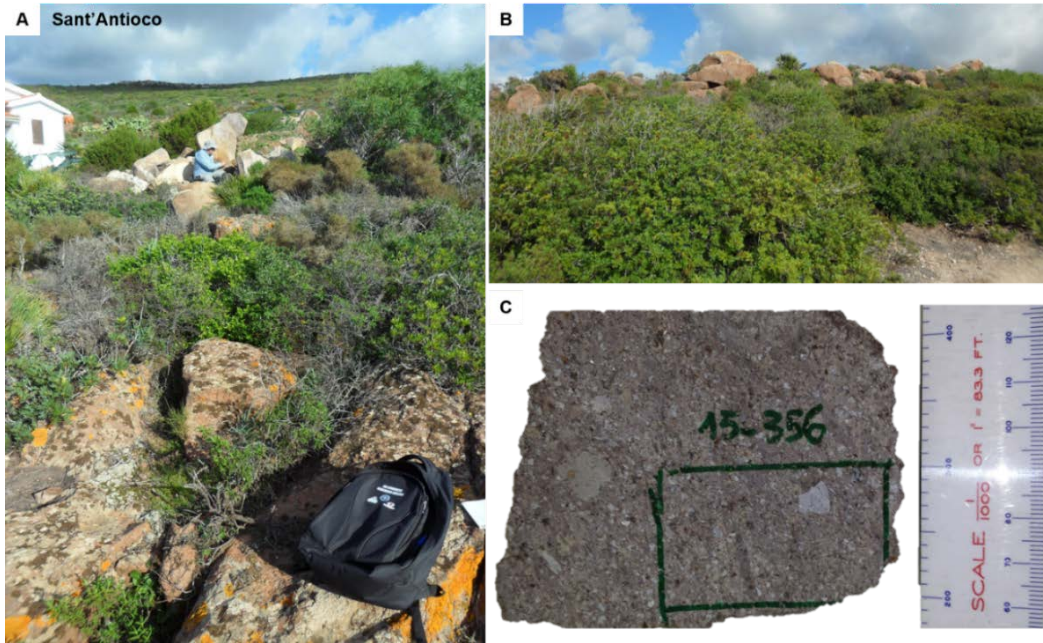


Fig. 6.13: Comendita (LCO3) próxima a Nuraghe de Gianni Efisi. A) y B) patrón de afloramientos semicubiertos por vegetación arbustiva (macchia mediterránea), pero que resaltan por su color rojizo. C) muestra de mano con presencia de líticos, pumitas y cristales.

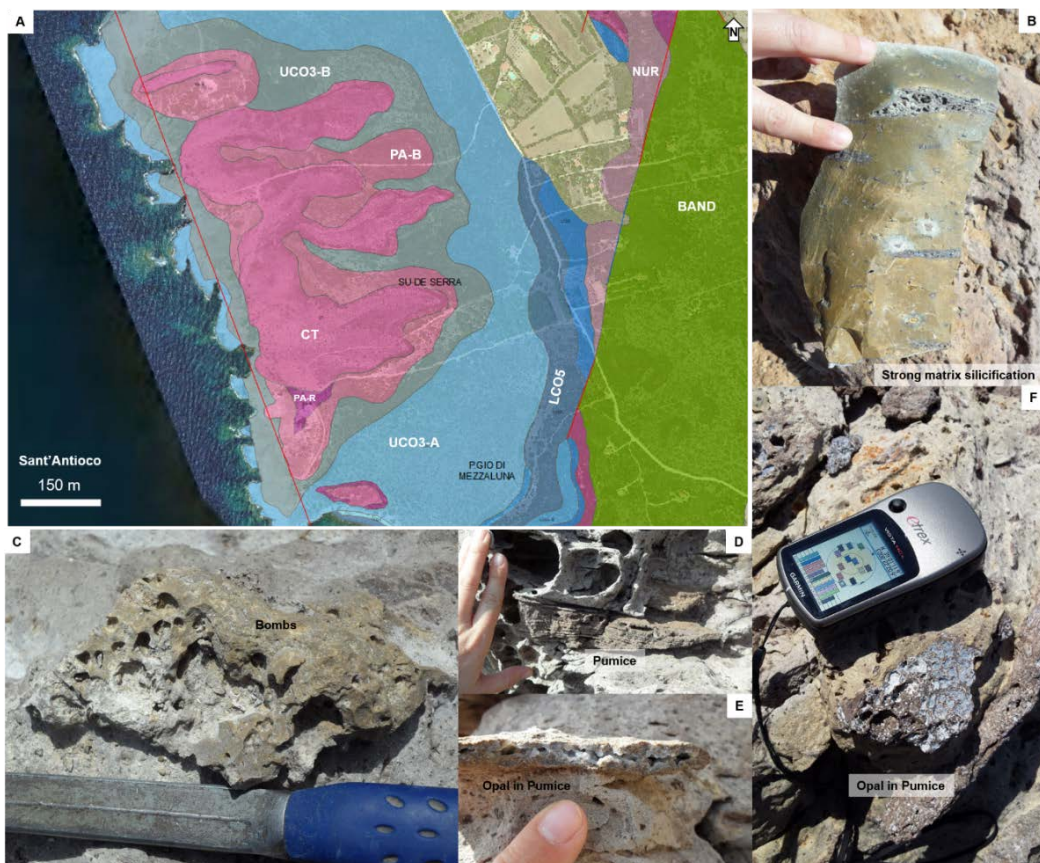


Fig. 6.14: Unidad Monte Ulmus. A) mapa detallado de la subunidad UCO3-B aflorando sólo en Sant'Antioco. B) fuerte silicificación de la ignimbrita. C) bombas silicificadas. D) Pumitas marrones de tamaño decimétrico. E y F) pumitas con precipitación de ópalo en burbujas debido a la circulación de fluidos con alto contenido de sílice.

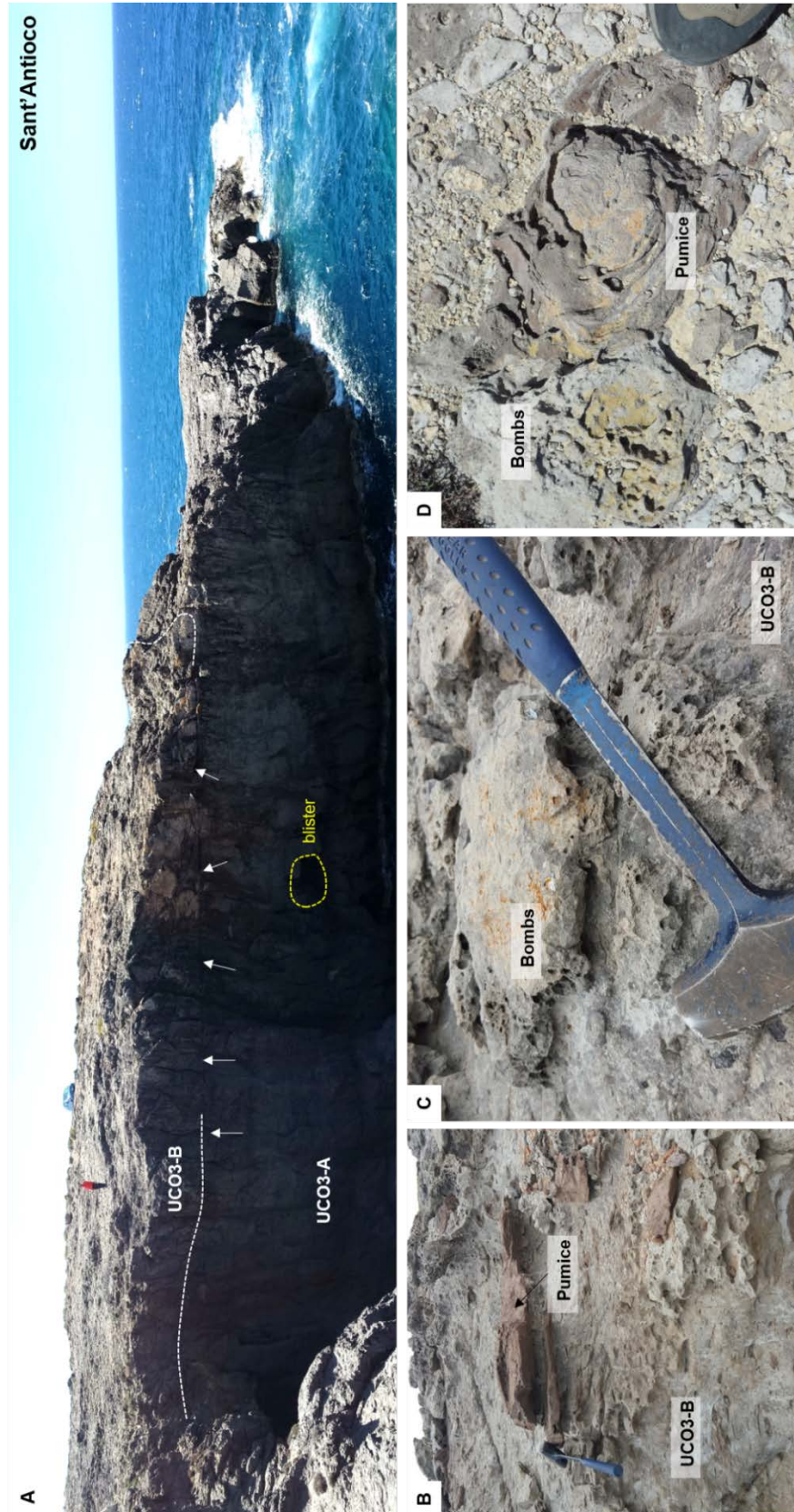


Fig. 6.15: A) afloramiento y contacto entre la subunidad media (UCO3-A) y la superior (UCO3-B) de la unidad de enfriamiento Monte Ulmus. B, C y D) Bombas y pumitas muy características de esta subunidad.

Referido a la cartografía y descripción de las unidades en la serie LCO, se hallaron evidencias de que en la isla de San Pietro el inicio de las erupciones peralcalinas se produce en un ambiente subacuático, con el emplazamiento de los domos de la subunidad Cala Vinagra (LCO1-D) que presentan hialoclastitas muy evidentes, además de la subunidad Genarbi (LCO2) al menos en sus niveles basales, y uno de los domos pantelleríticos en la zona de la Piramide (subunidad LCO4-D). Esto hace presuponer que parte de las coladas de Ravenna-Becco-Nasca (LCO3-L) podrían producirse también en este ambiente, o al menos la parte basal de estas coladas, pero es algo que aún carece de evidencias contundentes. La subunidad Cala Vinagra contabiliza al menos 5 domos-coladas emplazados a lo largo de la costa oeste y centro de la isla (Fig. 6.17).

Por lo general están muy brechados en los bordes, los clastos tienen tamaños centimétricos hasta métricos de color más oscuro que el resto del domo más grisáceo. Estos fragmentos en posición caótica están rodeados por una matriz fina de igual composición más clara (hialoclastita). Esto se ha observado claramente en Cala Fico, Cala Vinagra y Bco. Brutonni. La estructura central de los domos presenta foliación magmática muy marcada con presencia de Mn en estos planos de foliación. En los sectores donde se desplazan como coladas se observan importantes estructuras reomórficas con pliegues de hasta 2 m (Fig. 6.20).

La subunidad Genarbi LCO2, es compleja de seguir en campo. Este flujo se observa estratigráficamente sobre LCO1-D, TRQA y MZ, y está compuesto por al menos 6 niveles que a grandes rasgos se mencionan a continuación (ver columna en Fig. 6.18). Inicia con un nivel de caída de cenizas (*ash fall*) muy finas. Posiblemente en continuidad lateral, o ligeramente superior se presenta una oleada piroclástica (Fig. 6.20) con fragmentos líticos del domo comendítico (LCO1-D) y fragmentos líticos de jaspes asociados con las mineralizaciones de Mn. Su extensión areal es limitada y sólo se pudo observar en el sector de Cala Fico. Este nivel también podría corresponder al ingreso de flujos piroclásticos en el mar generando explosiones secundarias que dan origen a oleadas diluidas (Nemeth y Martin, 2007). Seguidamente se presentan niveles de flujos de cenizas con pumitas blancas redondeadas que se intercalan con niveles retrabajados (epiclásticos) con fragmentos líticos accidentales de LCO1-D, MZ, NUR y jaspes. Posteriormente se emplaza otro flujo de cenizas caracterizado por contener lapillis acrecionales, los cuales se podrían haber generado por flujos que interactúan explosivamente con cuerpos de agua (Cas y Wright, 2012), o por condensación en ambiente subaéreo, mostrando una evidencia de la somerización de la secuencia. Finalmente, a techo de la unidad se presenta una ignimbrita moderadamente soldada con líticos accidentales y pumitas de mayor tamaño ligeramente

más aplastadas. Esta unidad contiene impregnaciones importantes de Mn (Fig. 6.21). Desde el punto de vista eruptivo una posible interpretación es que Genarbi sea el primer flujo que hace erupción en contacto con el agua, ya que lo podemos ver por encima de MZ. Los domos LCO1-D y TRQA parecen estar discordantes sobre esta subunidad. Parecería que todos estos eventos ocurren casi sincrónicamente.

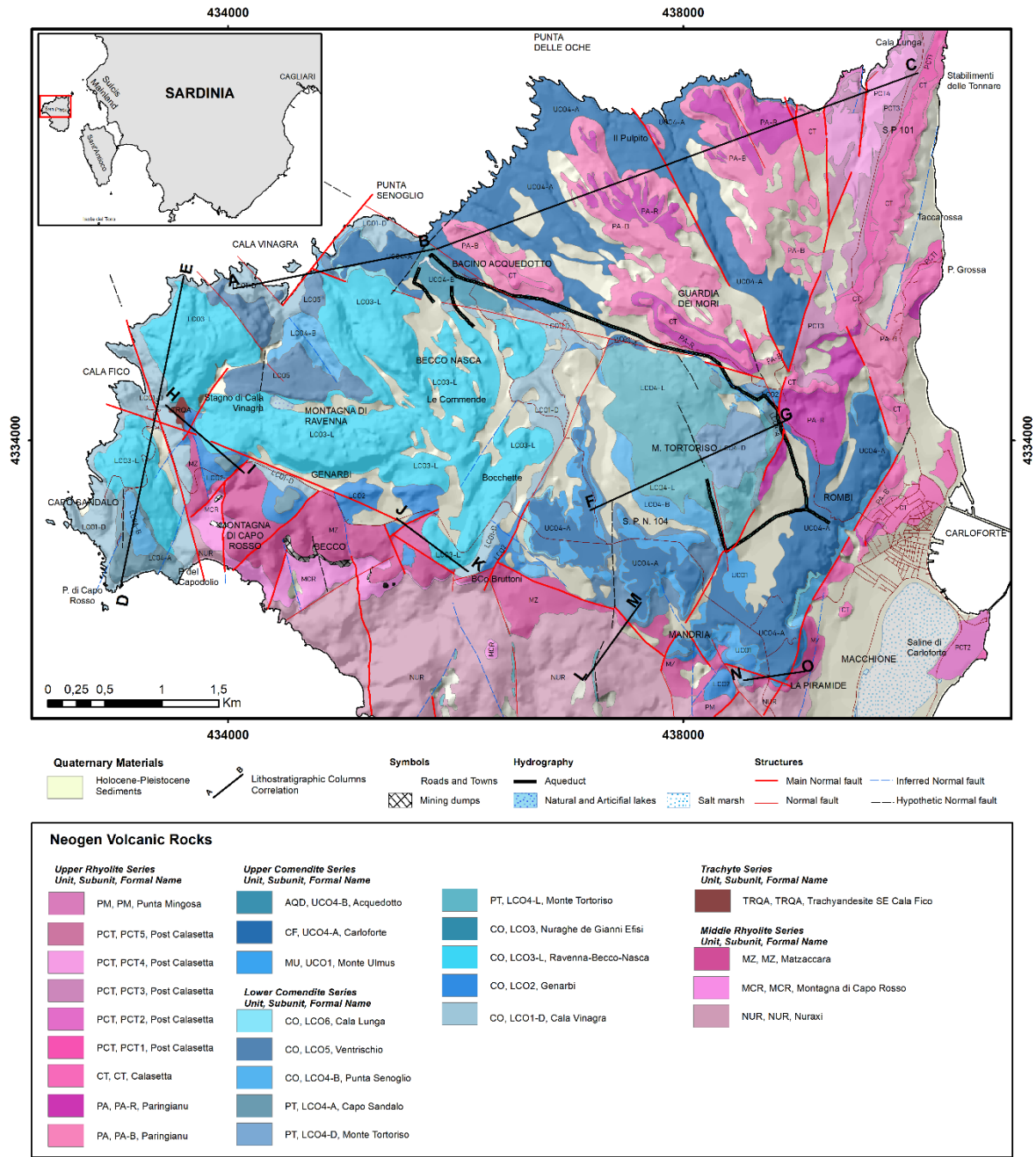


Fig. 6.16: Mapa volcánológico que muestra las secciones de 23 columnas estratigráficas levantadas en campo para correlacionar las unidades alcalinas y peralcalinas de la isla de San Pietro. Las columnas pueden consultarse a continuación (Fig. 6.17, Fig. 6.18 y Fig. 6.19).

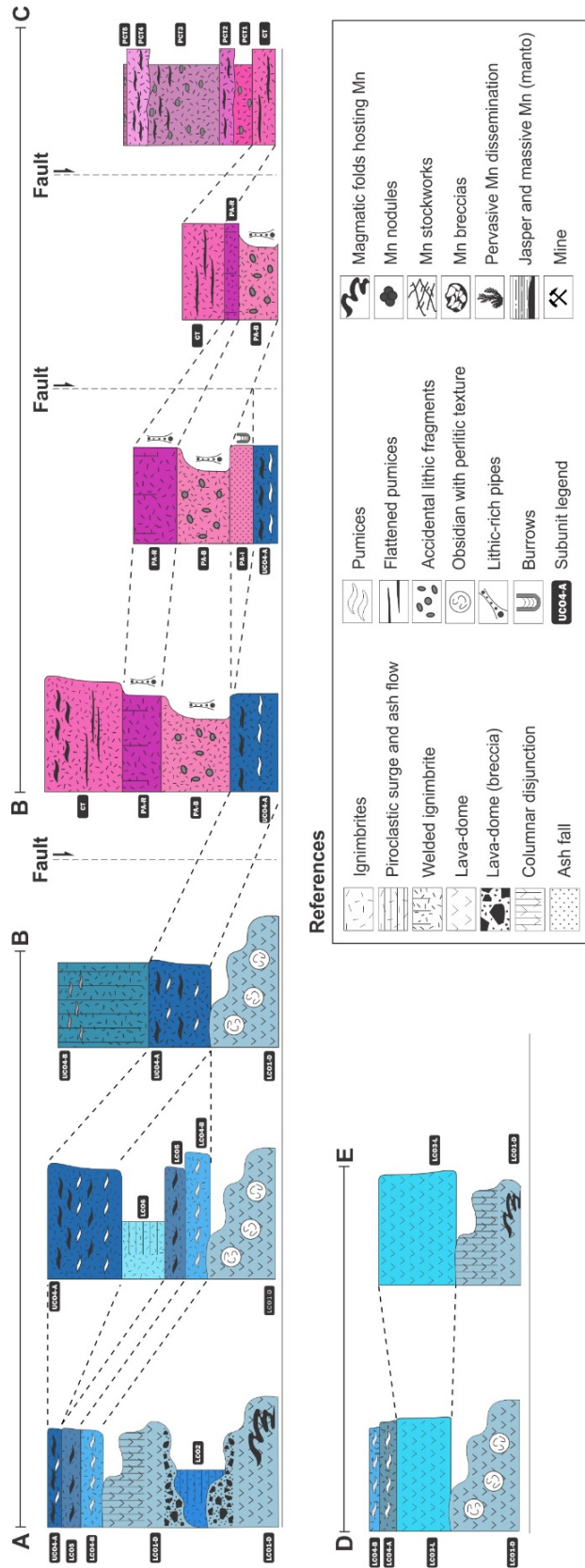


Fig. 6.17: Columnas estratigráficas esquemáticas (sin escala) en el sector NO de la isla de San Pietro. Correlación entre las unidades peralcalinas de la serie inferior y superior (LCO-UCO) y las unidades riolíticas de la serie superior (URH).

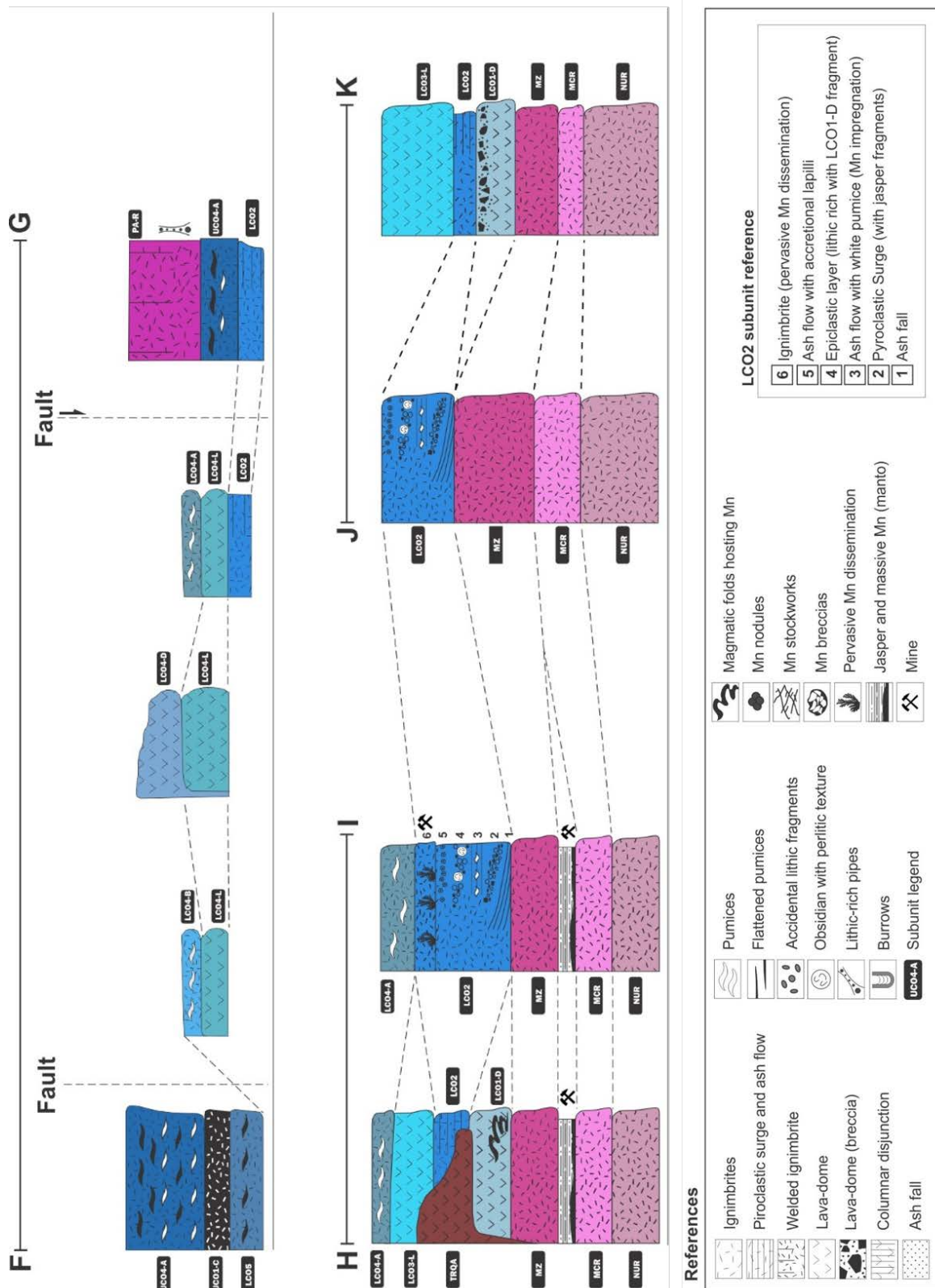


Fig. 6.18: Columnas estratigráficas esquemáticas (sin escala) en la isla de San Pietro. Sector de Monte Tortoriso (perfil F-G) y la zona O alrededor del área del Becco (perfiles H-I y J-K). Correlación entre las unidades peralcalinas de la serie inferior (LCO) y las unidades riolíticas de la serie media (MRH).

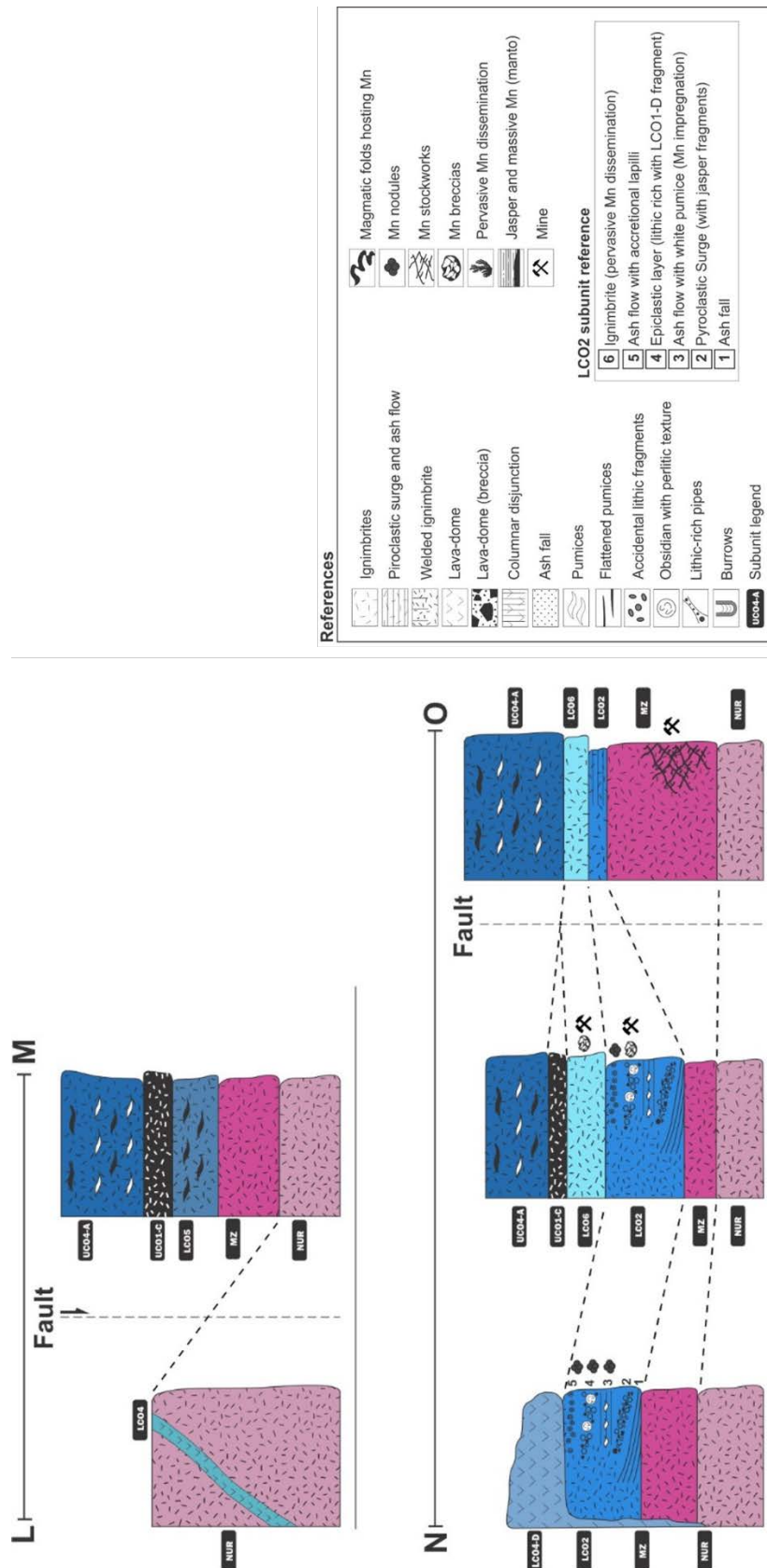


Fig. 6.19: Columnas estratigráficas esquemáticas (sin escala) en la isla de San Pietro. Sector ubicado entre Mandria y La Piramide Correlación entre las unidades peralcalinas de la serie inferior y superior (LCO-UCO) y las unidades riolíticas de la serie media (MRH).

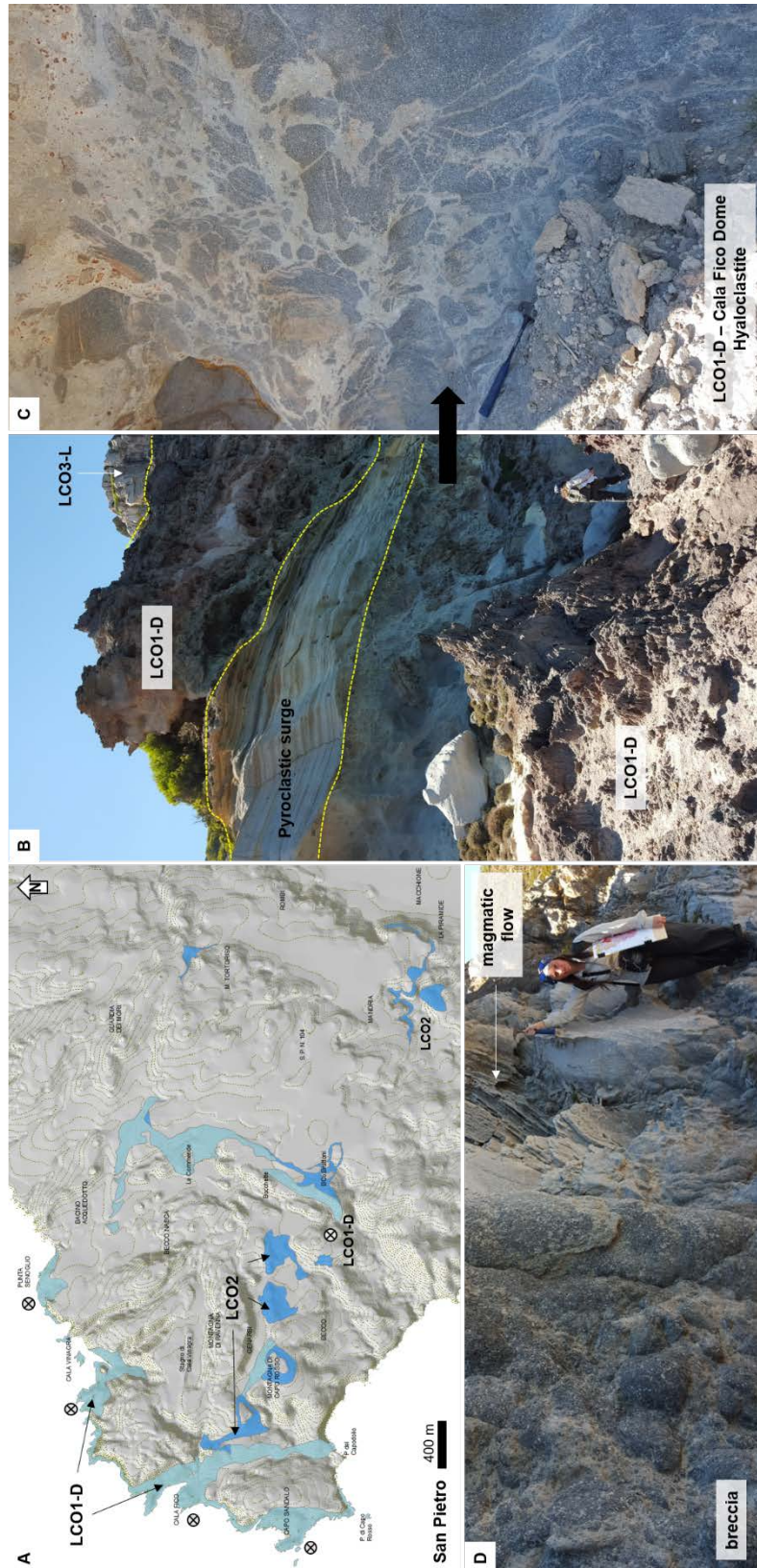


Fig. 6.20: A) Afloramiento de domos comendíticos en San Pietro. Los círculos (con una cruz interna) indican los posibles domos individuales. B) oleada piroclástica intercalada durante el crecimiento del domo de Cala Fico, a techo se observa uno de los domos-coladas de Becco. C) detalle de la foto B al nivel de las hialoclastitas. D) textura brechada y flujo magmático en domo de Cala Fico.

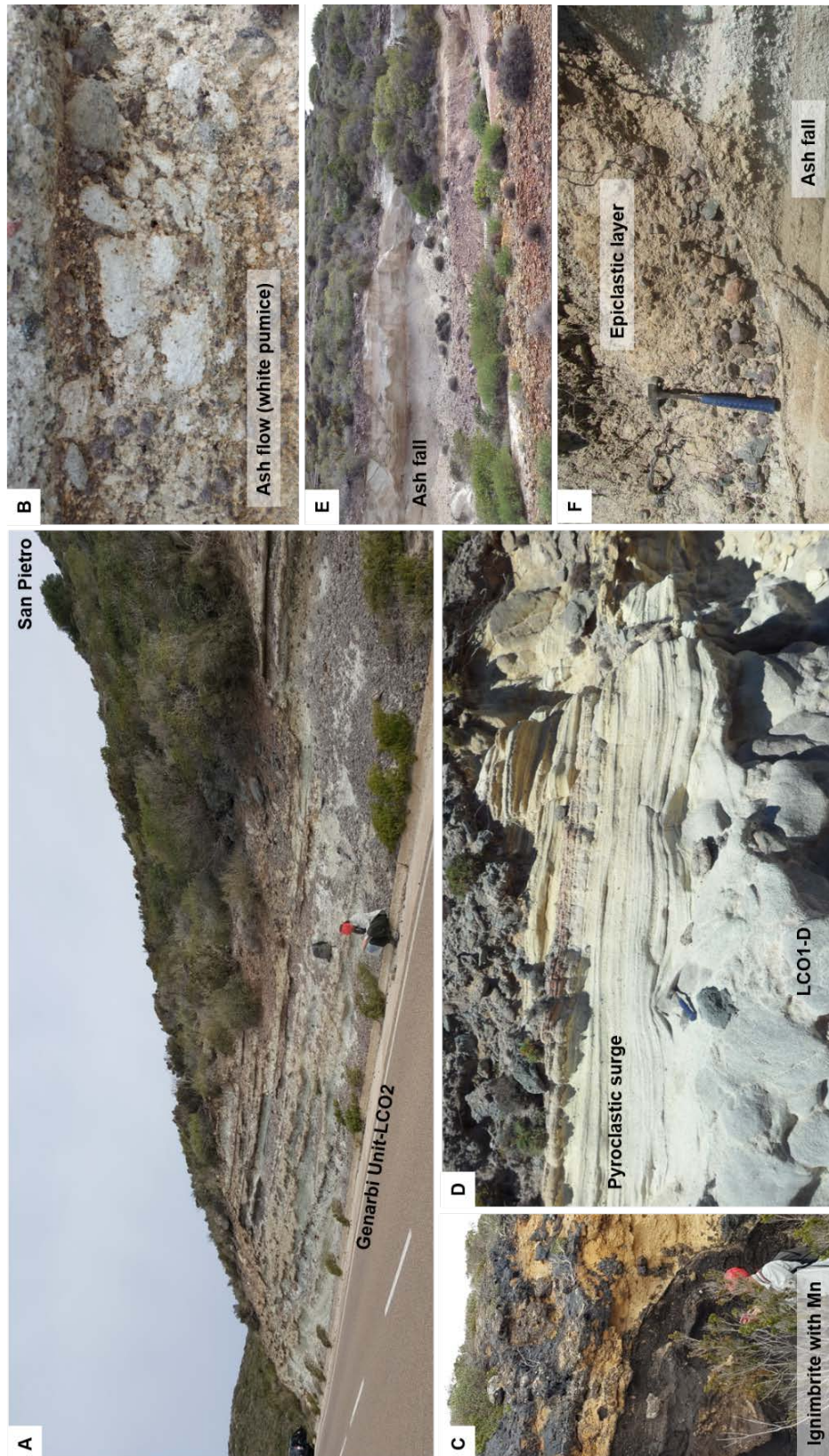


Fig. 6.21: A) Afloramientos de la subunidad Genarbi (LCO2). B) depósito de flujo rico en pumitas blancas. C) ignimbrita soldada con mineralizaciones de Mn. D) oleada piroclástica en contacto con domo LCO1. E) depósito de caída en la base. F) niveles epiclásticos intercalados con los flujos de cenizas.

Estratigráficamente se presentó el problema de definir la posición de los domos lávicos de Monte Tortoriso y en la zona de La Piramide, junto con un nivel de ignimbrita asociado que no había sido discriminado anteriormente. En este mapa, tanto por las relaciones de campo como por su caracterización petrográfica y geoquímica se presentan las subunidades LCO4-L, LCO4-D y LCO4-A como domos lávicos e ignimbritas de composición pantellerítica, que están intercaladas en la serie comendítica (Fig. 6.22 y Fig. 6.23). Bertolio (1895) describe un nuevo grupo de riolitas con aegirinas en la zona de San Pietro y hace referencia a su similitud con rocas de tipo pantellerita, aunque no las define como tal. Araña et al. (1974) ya expusieron que las rocas de Monte Tortoriso y Capo Sándalo eran pantelleritas, y Cioni et al. (2001), hacen referencia a esta interpretación agrupando a las pantelleritas dentro del grupo de domos y lavas LCO3- L. A pesar de estas descripciones incipientes, ningún autor en la bibliografía posterior sostuvo esta clasificación. Aquí se decidió continuar investigando esa línea para intentar comprender la estratigrafía y geoquímica de este sector. A techo de este evento efusivo de pantelleritas siguen las subunidades ignimbríticas comendíticas de Punta Senoglio (LCO4-B), Ventriscchio (LCO5) y Cala Lunga (LCO6). Garbarino et al. (1990a, b) interpretaron que M. Tortoriso estaba en posición estratigráfica posterior a Punta Senoglio, y todos los autores sucesivos adoptaron esta posición. Sin embargo en la zona de Capo Rosso y Capodolio afloran dos ignimbritas que no habían sido discriminadas previamente.

En el mapa de esta tesis se distinguen como LCO4-A (pantellerita de Capo Sandalo, en referencia a Araña et al., 1974) y LCO4-B (comendita, típicamente Punta Senoglio en referencia a Garbarino et al., 1990a). Como la posición estratigráfica de LCO4-A está por encima de LCO2 y LCO3-L se interpreta que M. Tortoriso también lo está. En este sector se identificó un domo central y coladas lávicas aunque no está muy claro el orden cronológico. En La Piramide el domo de pantellerita está fuertemente brechado.

Los diques que intruyen en la Unidad Nuraxi al sur de Bco. Bruttoni también se han considerado como pantelleritas por referencia de Garbarino et al. (1990a) que los interpretó como parte de Monte Tortoriso (ver columna en Fig. 6.19). Las pantelleritas fueron muestreadas para datación por zircones, sin resultados positivos, ya que no se pudieron concentrar cristales (más sobre el tema en el apartado 7.3.3.3).

Los afloramientos comendíticos posteriores al evento de rocas pantelleríticas, que son las ignimbritas de Punta Senoglio (LCO4-B) y Ventriscchio (LCO5) han sido modificados de mapas anteriores y ampliados en San Pietro. Ambas subunidades tienen una buena correlación con Sant'Antioco. Una subunidad que no estaba cartografiada en San Pietro y que se pudo indentificar es Punta Senoglio y en la zona de la Piramide es LCO6 (Fig. 6.24).

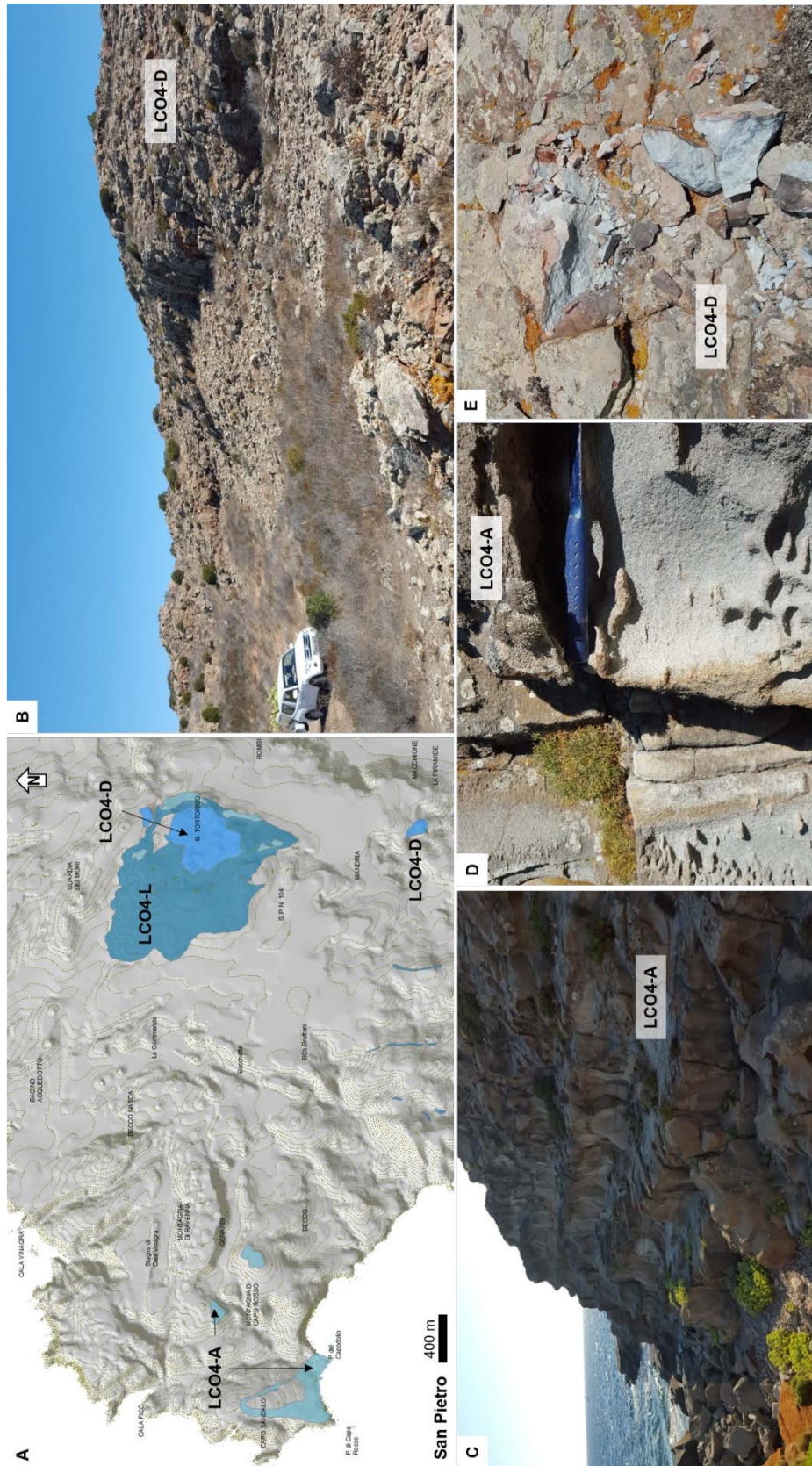


Fig. 6.22: A) Ubicación de afloramientos de pantelleritas en San Pietro. B) Domo de Monte Tortoriso. C) Ignimbrita de Capo Sandalo (LCO4-A). D) Aspecto de la ignimbrita con abundantes pumitas blancas. E) Aspecto del domo (LCO4-D), en general es de color más verdoso que las coladas.



Fig. 6.23: Domo brechado pantellerítico de La Piramide. Los clastos tienen tamaños métricos a centimétricos. Se aprecia el color verdoso en general de toda la roca, como en general se puede observar en la zona de Monte Tortoriso. Este domo presenta evidencias petrográficas de emplazamiento subacuático.



Fig. 6.24: A) Afloramiento de LCO6 en Punta Senoglio, Isla de San Pietro. El contacto superior es con la Unidad Carloforte. El contacto inferior es con LCO5, pero no se puede apreciar en la fotografía desde esta vista. B) Boca de Mina en La Piramide, contacto de LCO6 con vitrófiro basal de Monte Ulmus, el área enmarcada en rojo muestra lapillis acrecionales, también se pueden ver pátinas de óxidos de manganeso. C) Cantera en La Piramide, LCO6 entre subunidad Genarbi y Unidad Carloforte. A techo de LCO6 capa fuertemente argilizada.

La subunidad Cala Lunga (LCO6) es una ignimbrita de color blanco que contiene lapillis acrecionales como rasgo distinguible. En numerosos afloramientos se la observa silicificada, principalmente en zonas muy próximas a fracturas. También es frecuente observar pliegues reomórficos, característicos que se pueden apreciar en San Pietro y Sant'Antioco.

Niveles de paleosuelos no identificados (por escala) en el mapa, se observaron entre LCO2 y LCO4-B, como así también entre LCO5 y LCO6. En algunos lugares existe el interrogante de que algunos niveles ricos en arcillas correspondan o no a paleosuelos, por que son capas de poca potencia, muy alteradas y oxidadas, que podrían corresponder a procesos de alteración de las ignimbritas por el contacto térmico con la unidad depositada inmediatamente por arriba. Uno de estos casos se da en algunos afloramientos en el contacto entre LCO6 y UCO1 (subunidad vitrófiro basal de Monte Ulmus).

Finalmente, en San Pietro, respecto a la cartografía de comenditas superiores (UCO) se generan modificaciones sobre los contactos del vitrófiro basal de Monte Ulmus (UCO1), con la Unidad Carloforte (UCO4-A) y se incorpora una unidad nueva denominada Acquedotto (UCO4-B), aflorando en el sector homónimo al NO de la isla. Se trata de una ignimbrita fuertemente soldada, que se asienta por encima de la Unidad Carloforte (ver columna en Fig. 6.17). La distribución areal de UCO4-B es limitada y su aspecto es completamente diferente a la unidad inferior (UCO4-A). Contiene pequeñas pumitas de color negro (menores a 3 cm) y no se observan fragmentos líticos. Tiene una potencia de aproximadamente 10 m y genera una superficie estructural muy plana con tendencia a estar canalizada (Fig. 6.25).

6.5.2.3 Descripción de las unidades riolíticas de la serie superior (URH)

La cartografía en las riolitas alcalinas de la serie superior tiene modificaciones importantes en las 3 áreas de estudio. En la base de esta serie la primer unidad es Paringianu, la cual presenta 3 subunidades, y sólo dos se han diferenciado en el mapa. La subunidad Paringianu blanca (PA-B) que corresponde a la única identificada en las cartografías previas, y la subunidad Paringianu rosa (PA-R) que está a techo de la unidad. Ambas subunidades se han representado en San Pietro, Sant'Antioco y Sulcis (Fig. 6.26). Queda pendiente una revisión más detallada del nivel basal, por debajo de PA-B, que en la columna estratigráfica generalizada se presenta como PA-I (Paringianu inicial). Se expone una breve descripción y fotos de afloramientos en las dos islas. No se pudo revisar este nivel en el Sulcis.



Fig. 6.25: A) Unidad Acquedotto (AQD) en San Pietro. B y C) detalles a diferente escala de los afloramientos donde se puede observar una roca muy masiva, en determinados sectores presenta disyunción columnar.

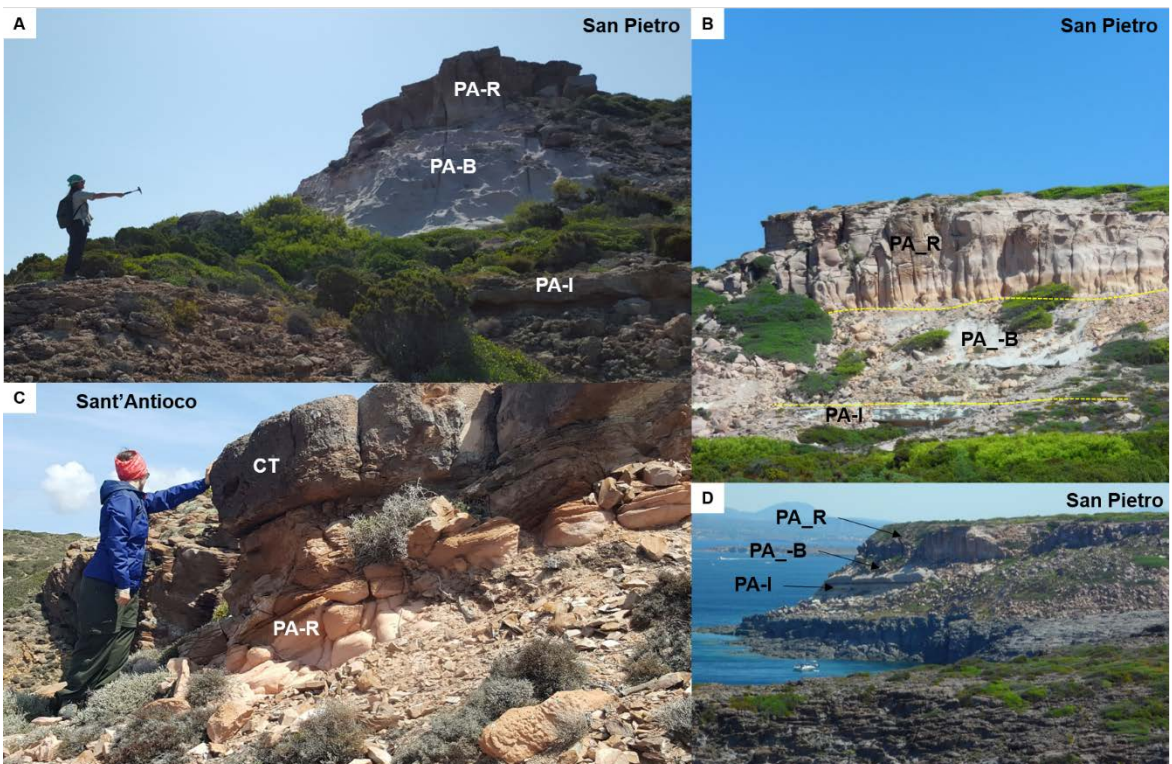


Fig. 6.26: A, B y C) Afloramientos de las 3 subunidades de Paringianu en San Pietro. La potencia de PA-I suele variar entre 1-5 m y generalmente a techo suele presentar niveles epiclásticos y *debris flow*. PA-B y PA-R son flujos de potencia considerable (hasta 10 m). D) Afloramiento de PA-R en Sant'Antioco, en esta isla la subunidad nunca supera los 10 m de potencia.

En el mapa de Garbarino et al. (1990a) este nivel en la base de la Unidad Paringianu se menciona en una columna estratigráfica esquemática de la zona de Il Pulpito en San Pietro. A lo largo de este trabajo se pudo identificar la presencia de PA-I en más de una localización. En San Pietro, además de Il Pulpito y Punta delle Oche, se puede ver en Punta dei Canonni, justamente por encima de esta unidad. En Sant’Antioco se observó entre Cala Lunga y el complejo vacacional de I Ciclopi. La particularidad de este nivel que marca el inicio de la serie riolítica superior es que se trata de un depósito estratificado con niveles de caída y de flujo de cenizas, que hacia techo presenta evidencias de retrabajo con depósitos epiclasticos (Fig. 6.27).

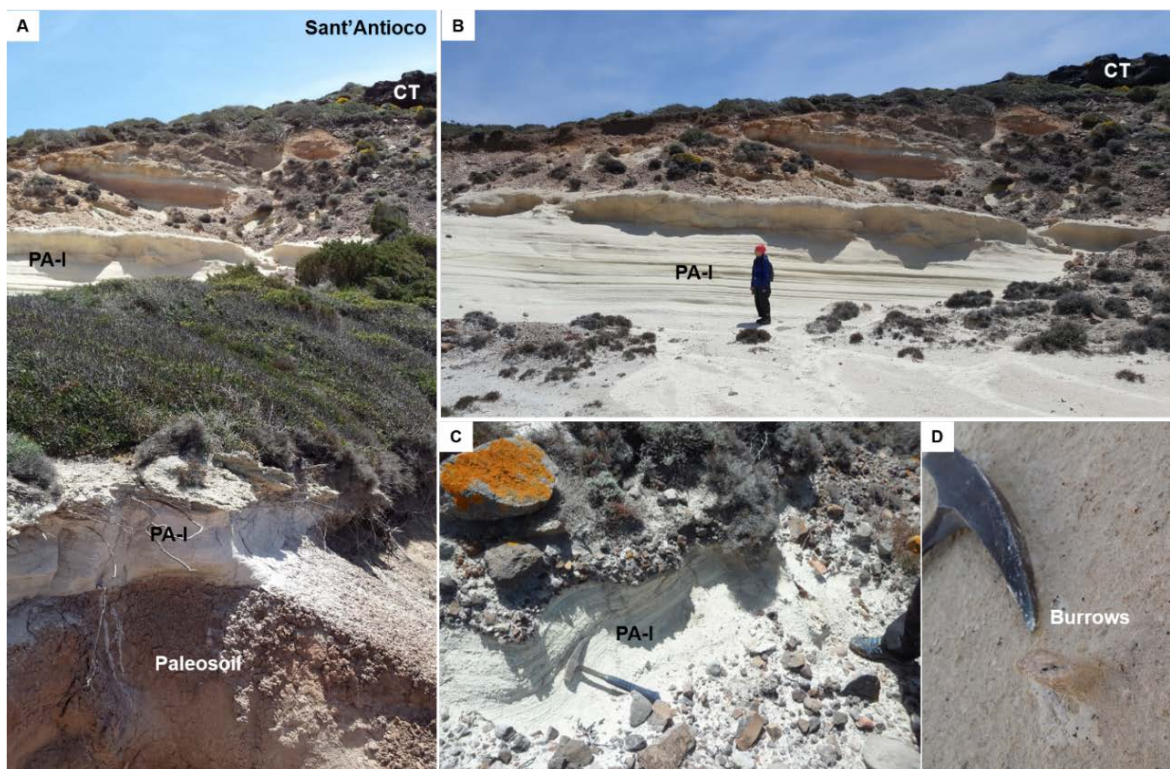


Fig. 6.27: Subunidad PA-I en la isla de Sant’Antioco. A) afloramiento próximo a I Ciclopi que muestra un paleosuelo a techo de la unidad inferior que corresponde al nivel de bombas UCO3-B. B y C) nivel de cenizas estratificadas de diferente potencia (30 cm a 2 m). D) Estructuras sedimentarias en resalte erosivo indicando la presencia de organismos.

Una característica distintiva es la presencia de estructuras sedimentarias tubulares (*burrows*), que indicarían la presencia de organismos. Estas estructuras se muestrearon para analizarlas internamente y se observó que están rellenas de cloruro de sodio y en particular, en uno de los *burrows*, se encontró un resto de posible diatomea (Fig. 6.28). Esto indicaría un contacto con el agua para esta subunidad, observación que puede reforzarse por la posición de los afloramientos, que se encuentran siempre muy próximos

a la costa actual, lo que podría haber favorecido el ingreso del mar o al menos áreas restringidas con agua muy salobre (lagos o lagoons).

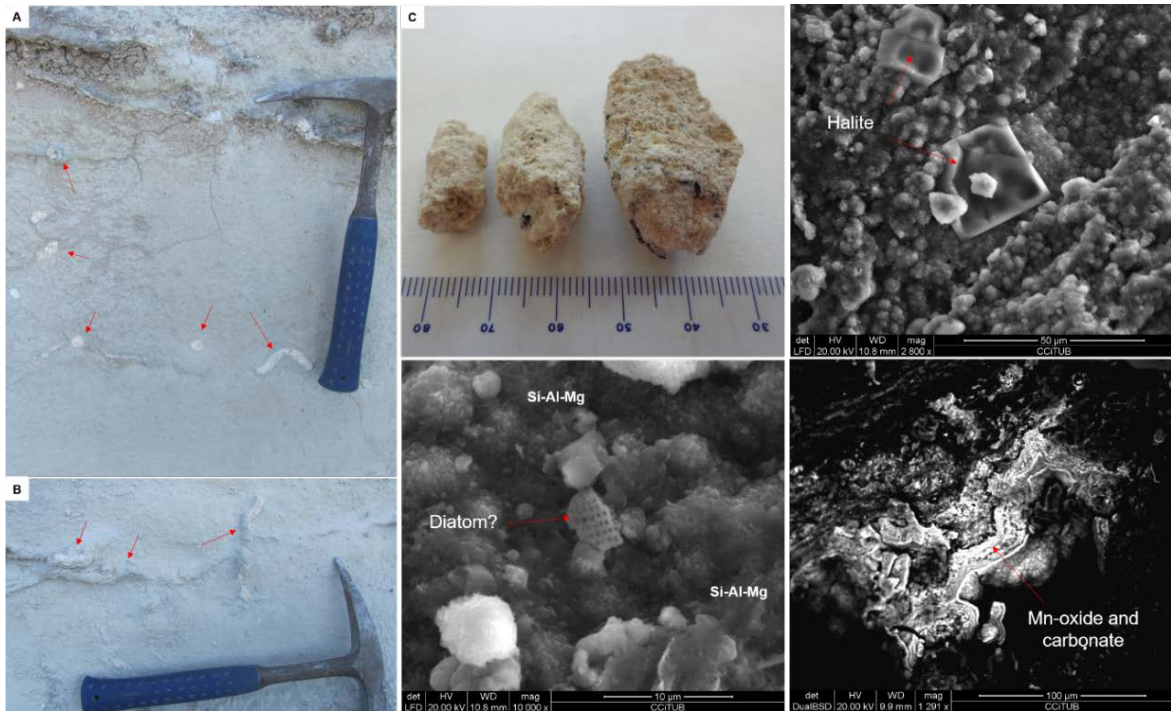


Fig. 6.28: A y B) Subunidad PA-I con estructuras sedimentarias de tipo *burrows*, visibles en San Pietro y Sant'Antioco. C) Muestras de burrows y fotos de SEM asociadas a los materiales contenidos en el interior de los tubos. Las paredes son silíceas, con aluminio y magnesio. Se observan abundantes cristales de cloruro de sodio y resto de un microorganismo de composición silícea (posiblemente diatomea). En las paredes también se presenta un borde negro que corresponde a óxidos y carbonatos de manganeso que podrían tener un origen bioinducido.

La subunidad PA-R corresponde a una ignimbrita moderada a fuertemente soldada con abundantes líticos y pumitas, muy característica por su color rosado y por presentar un relieve muy marcado en el campo, al ser más resistente a la erosión que la subunidad PA-B que tiene por debajo. También presenta importantes estructuras o conductos de desgasificación (*elutriation pipes or gas segregation pipes* en la terminología Cas y Wright, 2012) que pueden alcanzar hasta 50 cm de longitud en la vertical (Fig. 6.29). Esta unidad es fácilmente identificable en imagen satelital o fotografía aérea, en muchos sectores de San Pietro sus contactos en el mapa se definieron por este método.

Niveles sedimentarios son reportados por Garbarino et al. (1990b) en la zona de Punta del Castello entre las Unidades PA y CT donde se muestra un conglomerado de 5 m de potencia aproximadamente, pero en general las unidades están siempre en contacto entre PA-R y un nivel rico en cristales hacia la base del vitrófiro basal de Calasetta (CT-v), esto es similar a lo reportado para la Unidad Nuraxi.



Fig. 6.29: Subunidad Paringianu Rosa en isla de San Pietro. A) Relieve marcado en contraste con la subunidad inferior PA-B. B) Textura de la ignimbrita, con abundantes pumitas aplastadas por intensa soldadura. C) Conductos de desgasificación (*elutriation pipes*) en la base de la subunidad. D) Igual que C, pero a techo de la subunidad y con 50 cm de extensión vertical.

La Unidad Calasetta (CT) fue modificada en la cartografía principalmente para separarla de la nueva Unidad Post-Calasetta (PCT), trabajo previo que realizó Rosselló-Espuny (2005, no publicado) en San Pietro. Esta cartografía se amplió hacia el NO de Sant'Antioco donde también se pueden correlacionar las subunidades de PCT, aunque con menor potencia que en la isla de San Pietro. En el Entrotterra Sulcitano no fue posible encontrar correlación y esto podría indicar que otros afloramientos de estos flujos pueden estar presentes en el mar, según la tendencia de hundimiento que presenta todo este bloque hacia el O y SO.

La Unidad PCT se divide en 5 subunidades que se describen a continuación de base a techo. En contacto con el nivel rico en pumitas del techo de la Unidad Calasetta se presenta la subunidad PCT1 que corresponde a una ignimbrita de color gris, (identificada como brecha inferior) moderada a fuertemente soldada, de apariencia brechosa, porque contiene gotas de color rojo que se pueden confundir con fragmentos líticos de la Unidad CT, y que en realidad corresponden a componentes magmáticos juveniles. También presenta fragmentos líticos accidentales (Fig. 6.30). El espesor de este nivel es de aproximadamente 3 m. La subunidad PCT2 tiene una textura en afloramiento muy parecida al techo de CT, pero claramente es diferente porque contiene fragmentos líticos accidentales del cuerpo central de Calasetta.

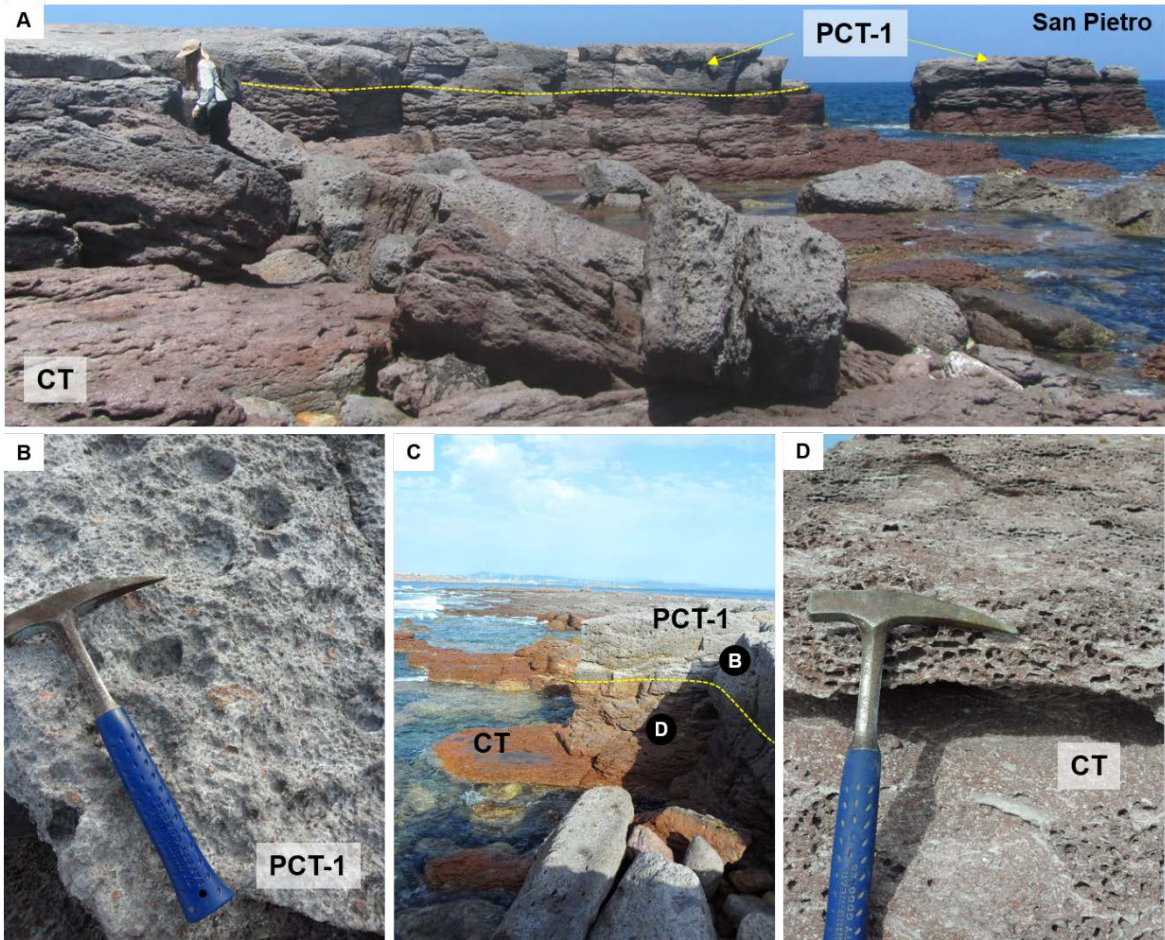


Fig. 6.30: Afloramientos de Post-Calasetta en su nivel basal, sector de La Punta, San Pietro. A) Vista generalizada de los contactos entre Unidad Calasetta (CT) y Unidad Post-Calasetta (PCT). B) Detalle de la textura en afloramiento de la subunidad brecha gris inferior PCT1. C) Otra vista de contactos y posición de las fotos B y D en la columna. D) Detalle de la textura del techo de la Unidad Calasetta. Aquí el techo de CT está estratigráficamente en el bloque hundido del sector N que muestra un patrón muy escalonado, ya que a 800 m en línea recta se encuentra la base de la Unidad CT con el vitrófiro basal, en uno de los bloques más elevados, con un salto vertical de aproximadamente 50-70 m.

Es una ignimbrita de color rojo-grisáceo moderadamente soldada que contiene abundantes pumitas blancas y grises de tamaño centimétrico a decimétrico y abundantes fragmentos líticos accidentales. Tiene una potencia variable entre 2 y 10 m.

Por encima se deposita PCT3 una ignimbrita de color gris, similar a PCT1 (se denomina brecha gris superior), la diferencia más visible es una abundancia mayor de componentes magmáticos (gotas rojas) que en ocasiones le confiere un tono general más rojizo a los afloramientos; también contiene abundantes fragmentos líticos accidentales (Fig. 6.31) y con menos frecuencia se observan pumitas centimétricas de color marrón. La potencia aproximada para esta subunidad es de 4-7 m y se puede observar como un paquete masivo.

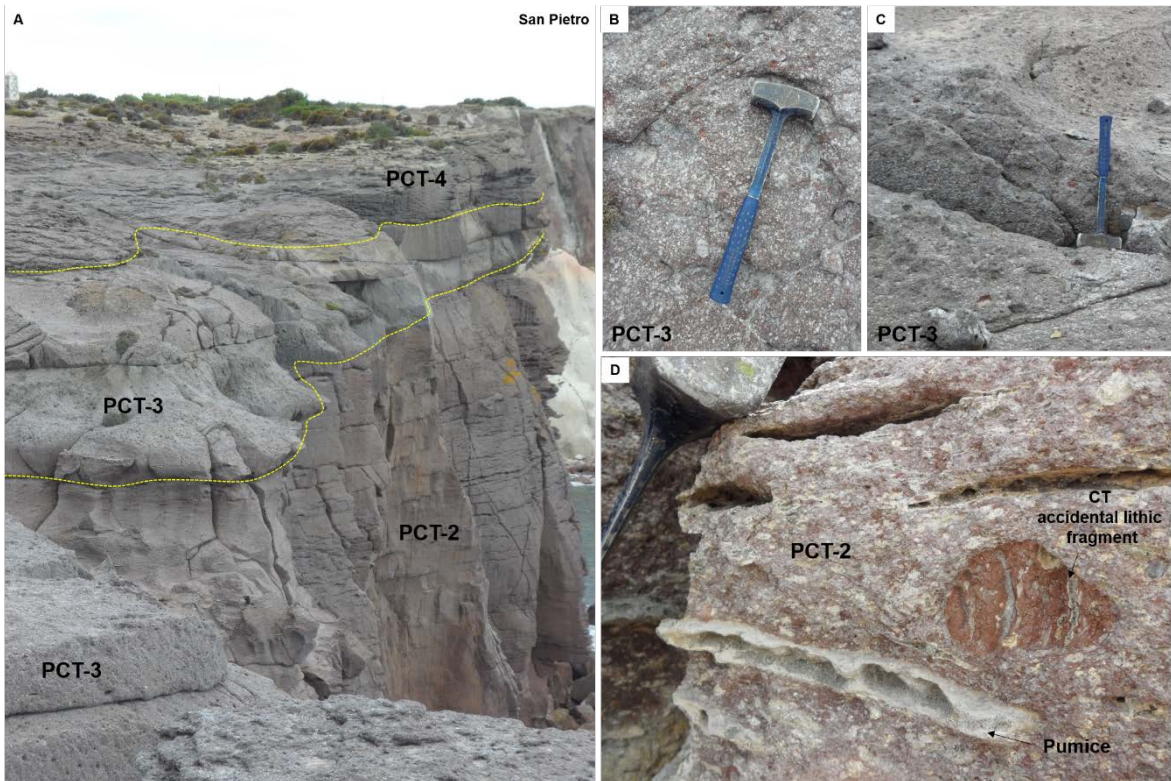


Fig. 6.31: A) Vista general de los afloramientos en posición estratigráfica para las subunidades de Post-Calasetta. B y C) Texturas de la subunidad PCT3 con ligeros cambios de coloración en función del incremento de componentes magmáticos juveniles. D) Características texturales de PCT2, con pumitas y fragmentos líticos accidentales de CT.

La subunidad PCT4 (Fig. 6.32), presenta una foliación muy marcada, es una ignimbrita soldada con fuerte reomorfismo, lo que dificulta en ocasiones, seguir su contacto basal con PCT3 (Fig. 6.32 C). Principalmente es de color gris-rojizo, pero en las zonas con mayor intensidad de reomorfismo se vuelve de color rojo; contiene fragmentos líticos accidentales y pumitas de color marrón decimétricas a métricas (alcanzando algunas a medir entre 1-2 m).

Esta subunidad PCT4 alberga estructuras circulares denominadas *Blisters* (ver Rosselló-Espuny, 2005 y Mundula et al., 2013). Estos *Blisters* alcanzan grandes dimensiones del orden de 15 a 20 m de diámetro y muestran hacia sus bordes más externos texturas de alteraciones por circulación de fluidos, con precipitación de óxidos de hierro y argilización intensa. Hacia techo de esta subunidad, y de manera muy localizada se presenta un flujo de cenizas de color blanco que se ha denominado PCT5.

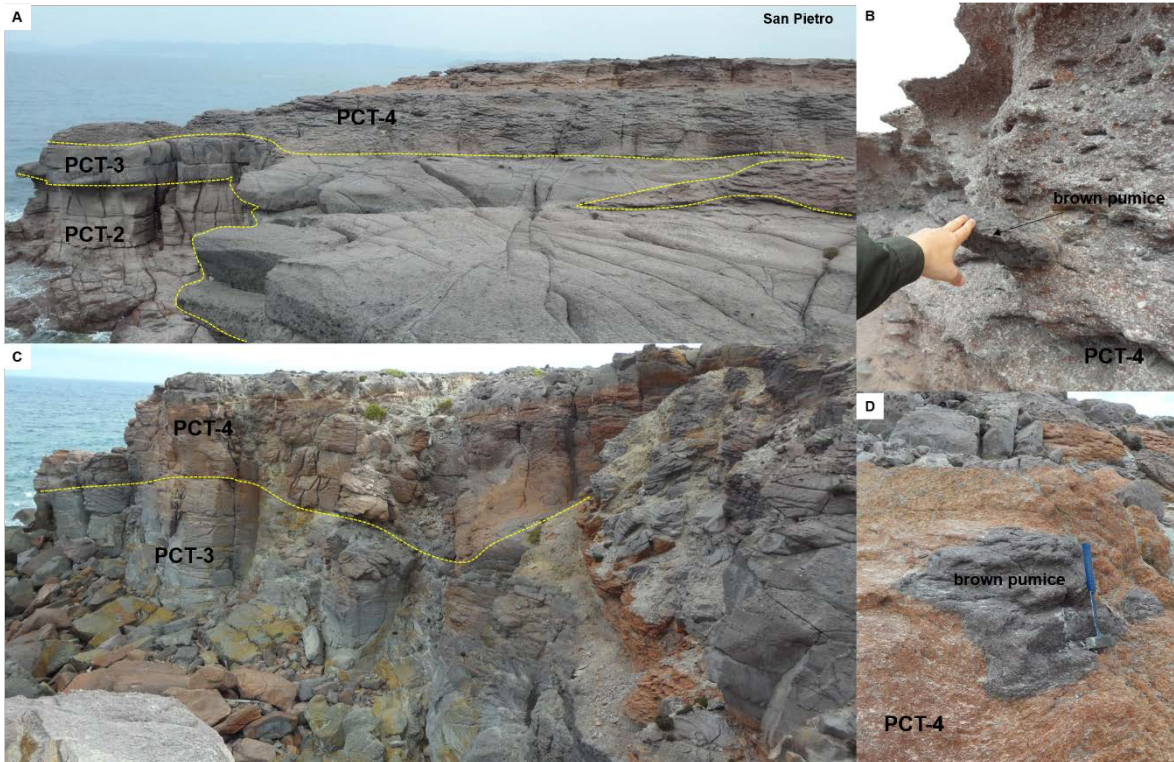


Fig. 6.32: A) Contactos entre PCT2, PCT3 y PCT4 en San Pietro. B) Detalle de textura de PCT4 con pumitas decimétricas. C) PCT4 con reomorfismo intenso. D) Aspecto de PCT4 en zonas de fuerte reomorfismo, donde la roca presenta una coloración más rojiza; detalle de pumita métrica.

Esta subunidad PCT5 podría ser producto de elutriación de PCT4 durante su circulación por la atmósfera, o bien corresponder a procesos más locales por efecto de estructuras de desgasificación (*elutriation pipes*) asociados con el reomorfismo y los *Blisters* (Fig. 6.33). Finalmente, el cierre de la sucesión volcánica con las Unidades Punta Mingosa, Le Colonne y Geniò contiene modificaciones cartográficas menores entre los contactos litológicos de las diferentes unidades, hacia el sur de la isla de San Pietro. Se mantienen los patrones de mapas previos, pero con ajustes y mejoras observadas durante la revisión de los rasgos estructurales y mineralizaciones de Mn-Fe asociadas.



Fig. 6.33: Unidad Post-Calasetta en San Pietro. A) Intenso reomorfismo en subunidad PCT4 con un conducto central que acumula material fino (ceniza) que se puede correlacionar con PCT5. B) Estructura tipo *Blister*. C) Flujo de ceniza PCT5 a techo de PCT4, corresponde al último evento piroclásticos de la Unidad Post-Calasetta..

6.5.3 Estructuras

6.5.3.1 Fallas y fracturas

La incorporación de estructuras en los mapas tiene su base en cartografías previas mencionadas en la metodología, el uso de información de sondeos y de fotografías de afloramientos, secciones, columnas estratigráficas y mapas esquemáticos de numerosas campañas de campo desarrolladas para este proyecto. Además, se ha realizado un trabajo de fotointerpretación y medición de algunas nuevas estructuras durante los trabajos de campo de esta tesis. Es importante mencionar que se carece de datos tectónico-estructurales detallados (principalmente referidos a buzamientos), sólo se cuenta con pocas mediciones, ya que el modelo estructural de la zona no era un objetivo central de esta tesis, y posiblemente sólo la tectónica del SO del Cerdeña, requiera una tesis por si misma.

Fuertes evidencias geológicas de afloramientos, sugieren discontinuidades entre unidades volcanoestratigráficas que en muchas ocasiones son difíciles de medir porque quedan fosilizadas por los flujos piroclásticos, sin embargo las relaciones de contacto y direcciones de flujo con marcadas pendientes, sugieren la presencia de fracturas importantes durante el depósito de las unidades. Estas fracturas sinvolcánicas para determinados flujos han sido reactivadas para eventos sucesivos, y también han servido como canales alimentadores de fluidos hidrotermales. A su vez, muchas han definido sistemas normales generando bloques de tipo horst-graben y hemigraben, que configuran el estilo deposicional de flujos lávicos e ignimbríticos. También se observan evidencias de fracturas post-volcánicas un ejemplo se muestra en el sur de San Pietro entre las unidades Punta Mingosa, Le Colonne y Geniò (Fig. 6.34).

En la cartografía (mapas en Anexo I) se presentan cuatro tipos de estructuras con terminología diferente. En general todas las fallas son normales y se han remarcado con un trazo rojo más grueso a las consideradas principales (o más importantes) y con trazo rojo más fino a las secundarias. En color azul con línea discontinua se presentan las estructuras inferidas en campo y por su posible continuidad con las fallas principales. Por último en color negro y con trazas discontinuas se presentan las fracturas hipotéticas, aquellas que se han definido por criterios de fotointerpretación, geomorfológicos y su relación con el afloramiento de las unidades.

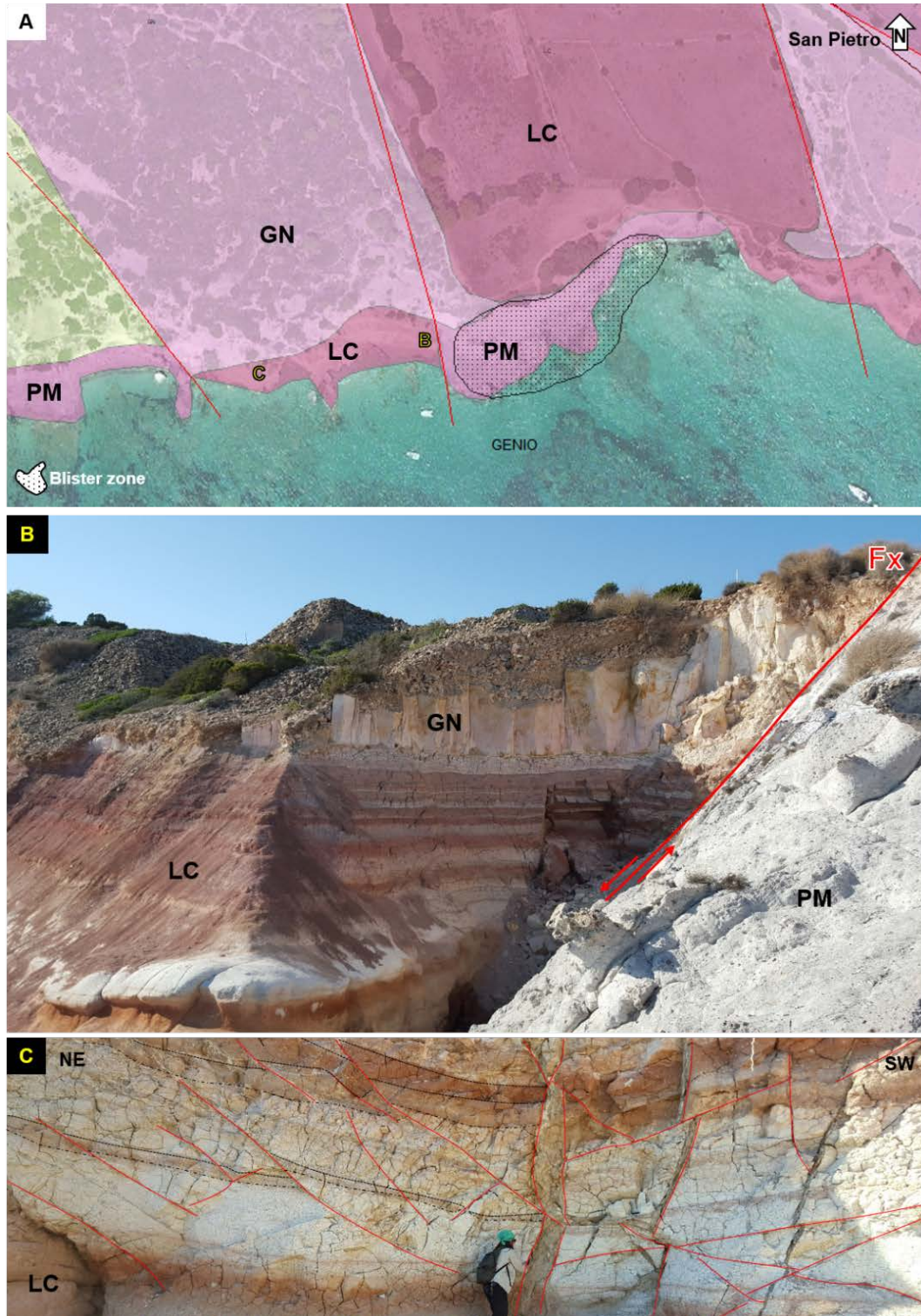


Fig. 6.34: Estructuras en la serie URH. A) Contacto de la Unidad Punta Mingosa (PM más antigua) con Le Colonne (LC) y Geniò (GN). Las letras amarillas indican la posición de las fotos inferiores. B) Falla normal entre unidades, LC y GN corresponden al bloque hundido. C) Intensa fracturación en la unidad LC, las líneas rojas representan algunas de las direcciones principales de fallas y fracturas, los contactos en negros sirven de guía para observar el desplazamiento de los niveles cineríticos. Estas fallas se interpretan como producto de compactación de LC por el depósito de GN, ya que esta última no se ve afectada por fracturas.

En San Pietro, un fuerte control estructural configura distintos bloques. Las fracturas principales corresponden a lineamientos casi N-S, con ligera tendencia hacia el NNE, algunos planos medidos tienen rumbos N355° a N10° y buzamientos de 65°-75°E; un segundo juego importante tiene dirección ONO (algunas estructuras en este set tienen rumbo N300°/70°SO) y un tercer set de fracturas con dirección NO (rumbos aproximados N140° a 170° y buzamientos entre 65°-70°NE). Los dos primeros sets estructurales pueden seguirse mediante las distintas formas de emplazamiento de domos y coladas, además de importantes desplazamientos de unidades ignimbríticas que no responden a un control estrictamente paleotopográfico (relleno de valles y canales) sino más bien tectónico. Por ejemplo los domos de la zona de Cala Fico, que tienen direcciones de flujo hacia el E, terminan abruptamente contra un lineamiento que los separa de las coladas lávicas de Becco, Montagna di Ravena y Nasca; todas ellas con dirección de flujo hacia el O y NO. Otro ejemplo importante se observa en Monte Tortoriso, donde los flujos lávicos se desplazan hacia el NO, pero terminan abruptamente contra un lineamiento de tendencia casi E-O. El sector de La Piramide y Macchione muestra un importante desnivel o escalón topográfico que desciende hacia el E y pone en contacto a las unidades ignimbríticas de Monte Ulmus y Paringianu (en el bloque hundido). También al N de Monte Tortoriso, donde hay un cruce importante de fracturas de dirección NE-SO, NO-SE y casi E-O, se puede observar como la Unidad Calasetta (CT) se deposita sobre la subunidad Paringianu rosa (PA-R), con una marcada inclinación ESE hacia el bloque hundido (Fig. 6.35). Una situación similar se observa un poco más al norte de la zona de Taccarossa. Estas direcciones de flujo del vitrófiro basal (CT-v) indican fuerte control estructural de una de las fallas (y menores asociadas) importantes que atraviesan de N a S la isla de San Pietro.

En el sector de La Punta, en dirección a la Tonnara en San Pietro, se pueden observar importantes controles estructurales de bloques escalonados que se hunden hacia el E-NE, en este sector se definió la Unidad Post-Calasetta (Fig. 6.36), donde se observa cómo las subunidades que a techo de PCT están en el bloque hundido en contacto con el techo de la Unidad Calasetta (nivel rico en pumitas grandes).

En Sant'Antioco fue muy difícil medir lineamientos estructurales, por lo que la mayor parte de la cartografía corresponde a mapas previos y fotointerpretación. Muchas fracturas se infieren por las direcciones de flujo de algunas unidades como en el caso de la costa O a la altura de Su de Serra, donde los flujos de Calasetta se depositan como lenguas ascendentes desde el mar hacia el interior, y pueden haber estado controlados por una paleotopografía en forma de canales. Esta característica geomorfológica, incluso permite su rápida identificación cartográfica a escala de imagen satelital (Fig. 6.37).

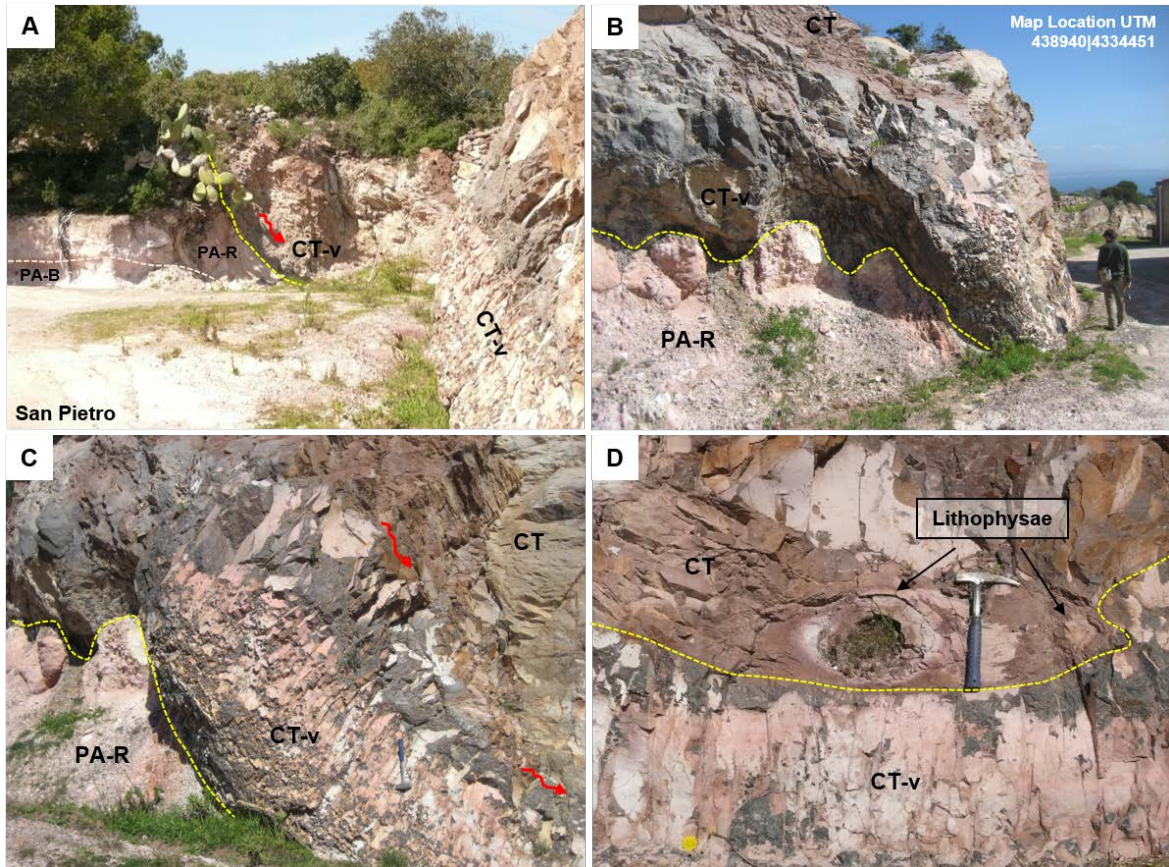


Fig. 6.35: Evidencias de marcado paleorelieve producto de lineamientos estructurales. A) Contacto casi vertical entre subunidad Paringianu rosa PA-R y el vitrófiro basal de la Unidad Calasetta CT-v. B) Estructuras de carga entre la base del vitrófiro CT-v y la subunidad PA-R. C) Vitrófiro basal CT-v con disyunción columnar. D) *Lithophysae* de tamaño decimétrico (dm) en la subunidad CT, en contacto con el vitrófiro basal CT-v.

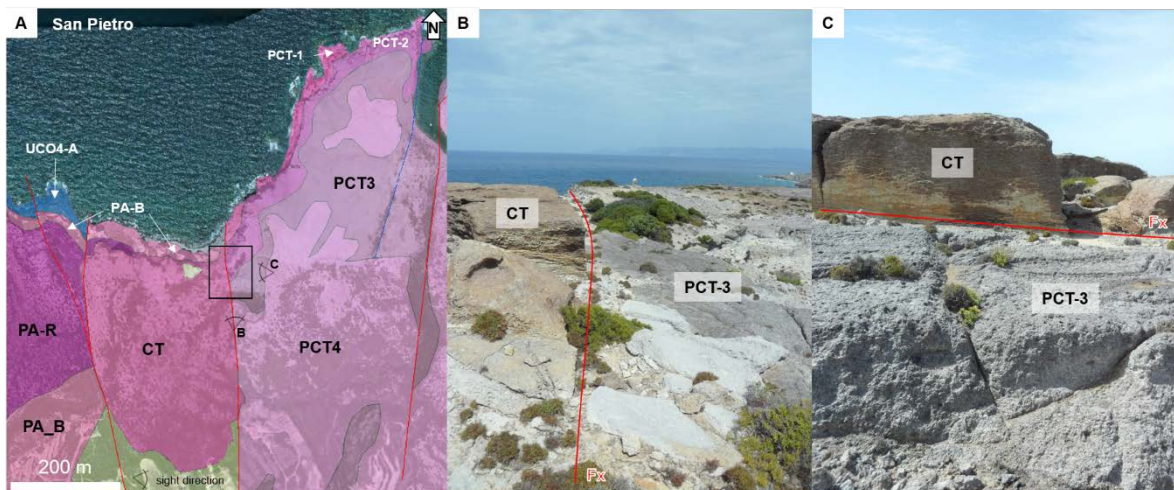


Fig. 6.36: Norte de la isla de San Pietro. A) Fallas de dirección casi N-S que generan escalones que se hunden hacia el ENE. B) Vista N-S de la falla marcada con el recuadro negro en la foto A. Contacto entre el techo de la Unidad Calasetta y la subunidad PCT3 de Post-Calasetta. C) Vista E-O de la misma situación.

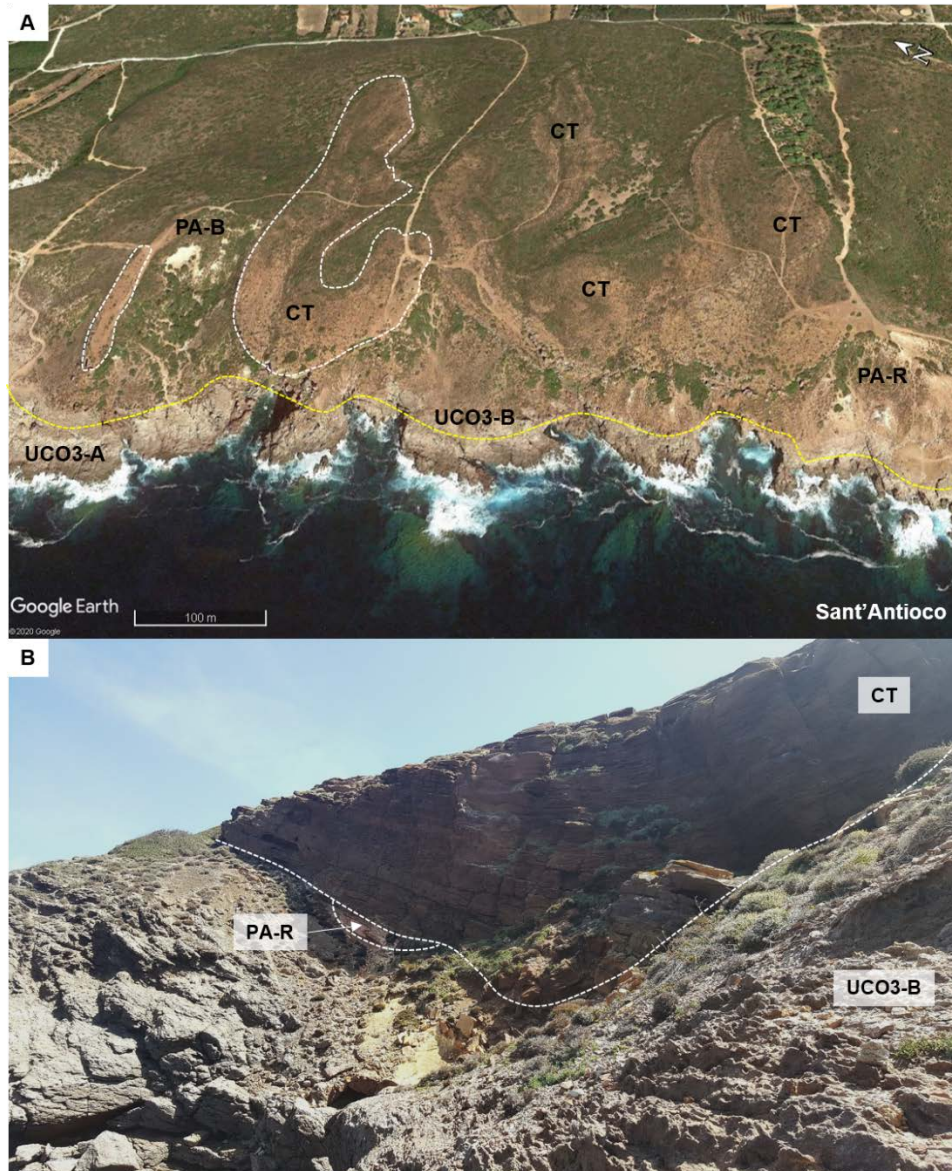


Fig. 6.37: Sant'Antioco. A) Direcciones de flujo de la Unidad Calasetta (CT). Se interpreta que los puntos de emisión provienen desde una fractura ubicada en el mar. B) Paleorelieve en forma de canal fosilizado por las unidades PA-R y CT.

Hacia el N de Sant'Antioco también se observa una interrupción rectilínea abrupta de Nuraxi contra Calasetta de dirección NNE, hacia el sur de esta fractura afloran depósitos comendíticos, mientras que hacia el norte están completamente ausentes.

En pequeños afloramientos ha sido posible medir algunas fracturas menores con la misma orientación (por ejemplo zona de Su Cuccu de Su Sensu). En el Sulcis la cartografía previa, durante los trabajos de la empresa minera CarboSulcis proveyó de una notable contribución en la identificación de estructuras. Muchas fallas se pudieron definir por la profundidad a la que se atravesaron las unidades volcánicas en los sondeos, mostrando en algunos casos un desplazamiento de hasta 200 m, por ejemplo en el depósito de la

unidad Nuraxi, donde se observa la influencia y control de fallas sinvolcánicas (Falla de Paringianu). La fluidalidad de la unidad NUR quedó registrada en los sondeos con cambios de ángulos importantes (desde verticales a horizontales) a medida que el flujo piroclástico se acomodaba a la fractura (Fig. 6.38). Las líneas de flujo respecto al eje vertical de la perforación, se mantiene casi 90° al inicio de la unidad hasta casi 0° en la base. El salto vertical de la falla es de 250 m aproximadamente. Otro importante control estructural se da en las mineralizaciones de manganeso bien representado en la isla de San Pietro y que se expondrá en el capítulo 11 con más detalle.



Fig. 6.38: Evidencias de fallas sinvolcánicas en el sondeo FS19 (perforado a -90°), sector del canal de Paringianu. La Unidad Nuraxi aflora hacia el NO y luego desaparece hacia el SE, donde se identificó a partir de la cota -98 m. Las líneas amarillas marcan las direcciones de flujo.

6.5.3.2 *Blisters*

Además del carácter frágil que caracteriza a toda la región, se han incluido en el grupo de observaciones asociadas a estructuras, a unas particulares geoformas circulares que se denominan *Blisters*. Se puede considerar que corresponden a grandes burbujas que permiten desgasificar las cámaras magmáticas durante los eventos eruptivos. Estos *Blisters* fueron descubiertos y referidos por primera vez en las notas del mapa de Taricco (1934a, b) y mencionados posteriormente por Cioni et al. (2001). Se da un mayor enfoque en la tesis de Mulas (2012) y finalmente en un estudio detallado en Mundula et al. (2013), aunque este último trabajo se ha enfocado en describir estos *Blisters* como diapiros reomórficos, sólo para la Unidad Serra di Paringianu, que en la cartografía actual presentada aquí, corresponde a la Unidad Post-Calasetta. En Gioncada et al. (2019) se propone a éste último sector, como un *Geosite* con fines turísticos y didácticos, manteniendo el concepto de Mundula et al. (2013) sobre un origen diapírico, aunque mencionan que éstos no están tan expuestos como las ampollas propiamente dichas.

Durante esta tesis se han podido identificar, en primer lugar, por imagen satelital, más de 50 geoformas circulares, que van desde 3-50 m de diámetro, y que se han verificado en campo en una gran proporción (70%). Este control no es completo ya que algunos *Blisters* están bajo el mar, pero en estrecha relación con sus homólogos en la costa (Fig. 6.39). Principalmente se pueden observar los de mayor tamaño en Sant'Antioco, en la costa oeste entre Cala Lunga y Cala Saboni alojados en la Unidad Monte Ulmus (subunidad ignimbrítica reomórfica UCO3-A). Al norte de San Pietro entre Punta delle Oche y La Punta también (Fig. 6.40), alojados en las Unidades Carloforte (UCO4-A) y más reconocidos en la literatura, los *Blisters* de la Unidad Post-Calasetta (subunidad PCT4). En ésta última unidad, en general se observa una fuerte alteración de las rocas en donde se presentan estos *Blisters*, con aureolas concéntricas que van desde menos alteradas en el centro hacia una mayor alteración en los bordes de la burbuja, mostrando evidencias de circulación de fluidos que depositaron minerales como óxidos de hierro y manganeso, posiblemente producto de removilización de las mineralizaciones en las unidades inferiores. Por último, al sur de San Pietro en la zona de Geniò, dentro de la Unidad Punta Mingosa; antiguamente en el mapa de Garbarino et al. (1990a) se ha identificado un área llamada geiser fósil (Fig. 6.41). Los trabajos de muestreo durante esta tesis han permitido corroborar que se trata de una zona de *blisters* y fracturas por donde circularon fluidos que silicificaron intensamente la roca de caja, hasta casi obliterar por completo su textura original. Se pueden ver al menos 2 estructuras circulares y múltiples fracturas rellenas con los mismos productos de alteración que el centro del *blister* (Fig. 6.42). Principalmente se observan

ópalo, óxidos de hierro y arcillas como productos de alteración de la roca de caja. En muestras de mano se pueden ver planos de microfracturas en los que quedan parcialmente reconocible a simple vista la ignimbrita PM.

Esto se comprueba integralmente en secciones delgadas donde se ven las texturas típicas de la ignimbrita, aunque esté intensamente alterada (Fig. 6.43 y Fig. 6.44). Al menos cuatro muestras se tomaron desde el centro del *blister* principal hasta el borde más externo en contacto con la roca sin alterar; y una muestra se tomó del relleno de los planos de fractura que atraviesan la Unidad Punta Mingosa. Al microscopio se ven abundantes esferulitos de desvitrificación, pumitas vesiculadas, cristales de cuarzo y plagioclasa.

En todos los casos se observó la misma tipología; la ignimbrita intensamente silicificada en la zona central y argilizada hacia los bordes. En el contacto más próximo entre la roca fuertemente alterada y la zona menos alterada, la ignimbrita presenta pátinas de óxido de hierro que impregnan toda la matriz. No hay evidencias de microorganismos.

La composición mineralógica del sector argilizado está caracterizada por minerales del grupo de la esmectita. Una muestra del borde más externo del relleno de fractura en la zona de *blisters* de Geniò fue analizada en México mediante espectroscopía de infrarojo de onda corta (SWIR portátil) con equipo *oreXpress Spectral Evolution v.1.2.5324 EZ-ID*. El espectro de reflectancia obtenido muestra la presencia de montmorillonita con una correlación de 0.977 a 0.982 respecto a los patrones de referencia comparados con la biblioteca del [USGS \(Single Minerals\)](#). Controles comparativos de espectros también se realizaron con la librería [JPL Aster Spectral \(Jet Propulsion Laboratory\)](#). Las inflexiones características a longitudes de onda de 1415-1416; 1801; 1908-1910; 2206-2207 se pueden ver en la Fig. 6.45. Estos minerales indican fluidos de pH neutro y temperaturas de estabilidad de montmorillonita por debajo de 150°C (Okada et al., 2000). Una paragénesis de minerales del grupo de la esmectita y sílice sugiere temperaturas menores a 100°C y pH entre 5-6 según Corbett y Leach, 1998).

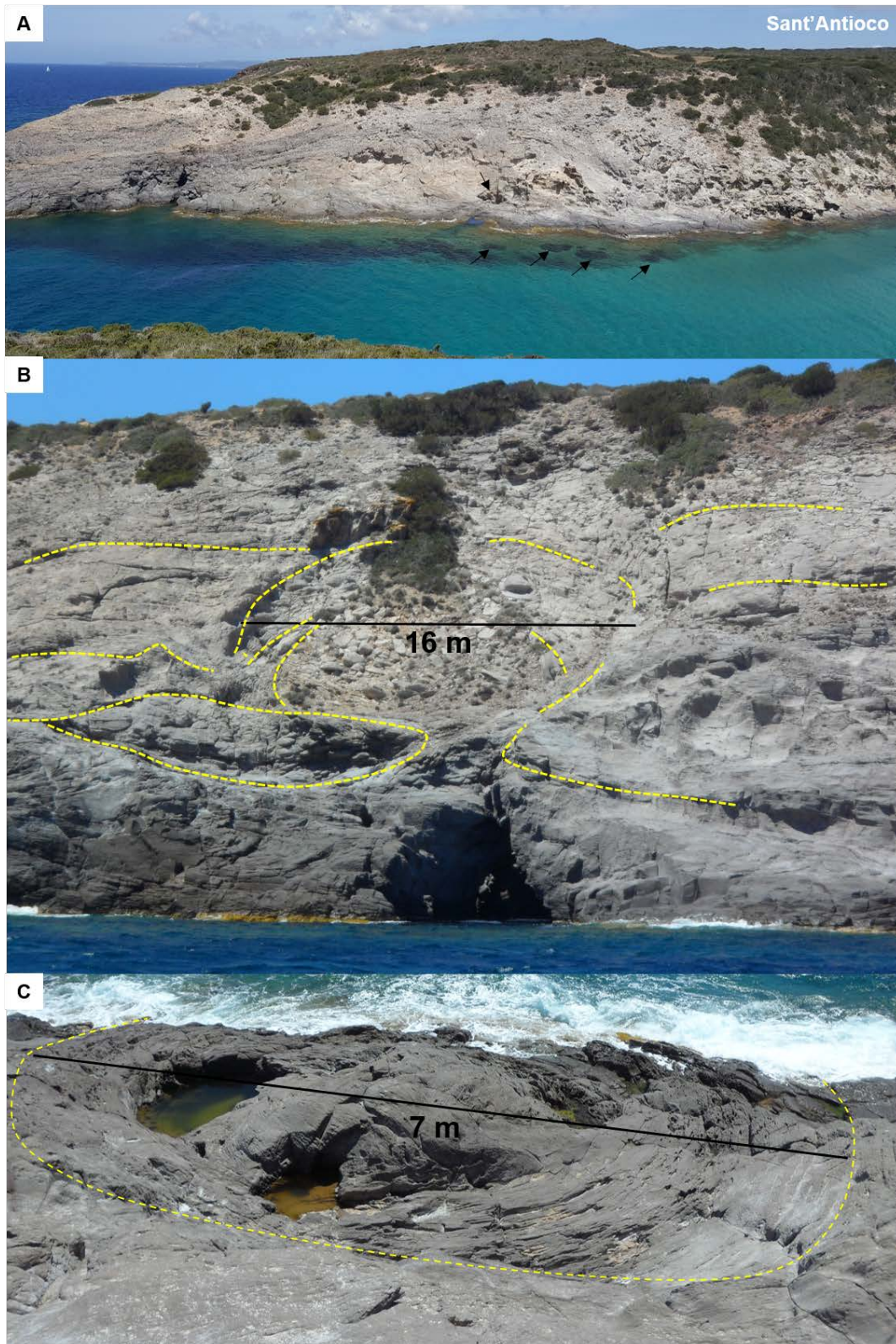


Fig. 6.39: Estructuras denominadas *blisters* en el área de Sant'Antioco. A) En Cala Lunga las formas circulares pueden observarse en la costa y también bajo el agua (ver flechas negras). B) Dimensión de un blíster en la Unidad Monte Ulmus donde también se pueden ver pliegues reomórficos. Las líneas amarillas indican las direcciones de flujo. C) Nótese la intensa foliación concéntrica en las partes más externas de los *blisters*.

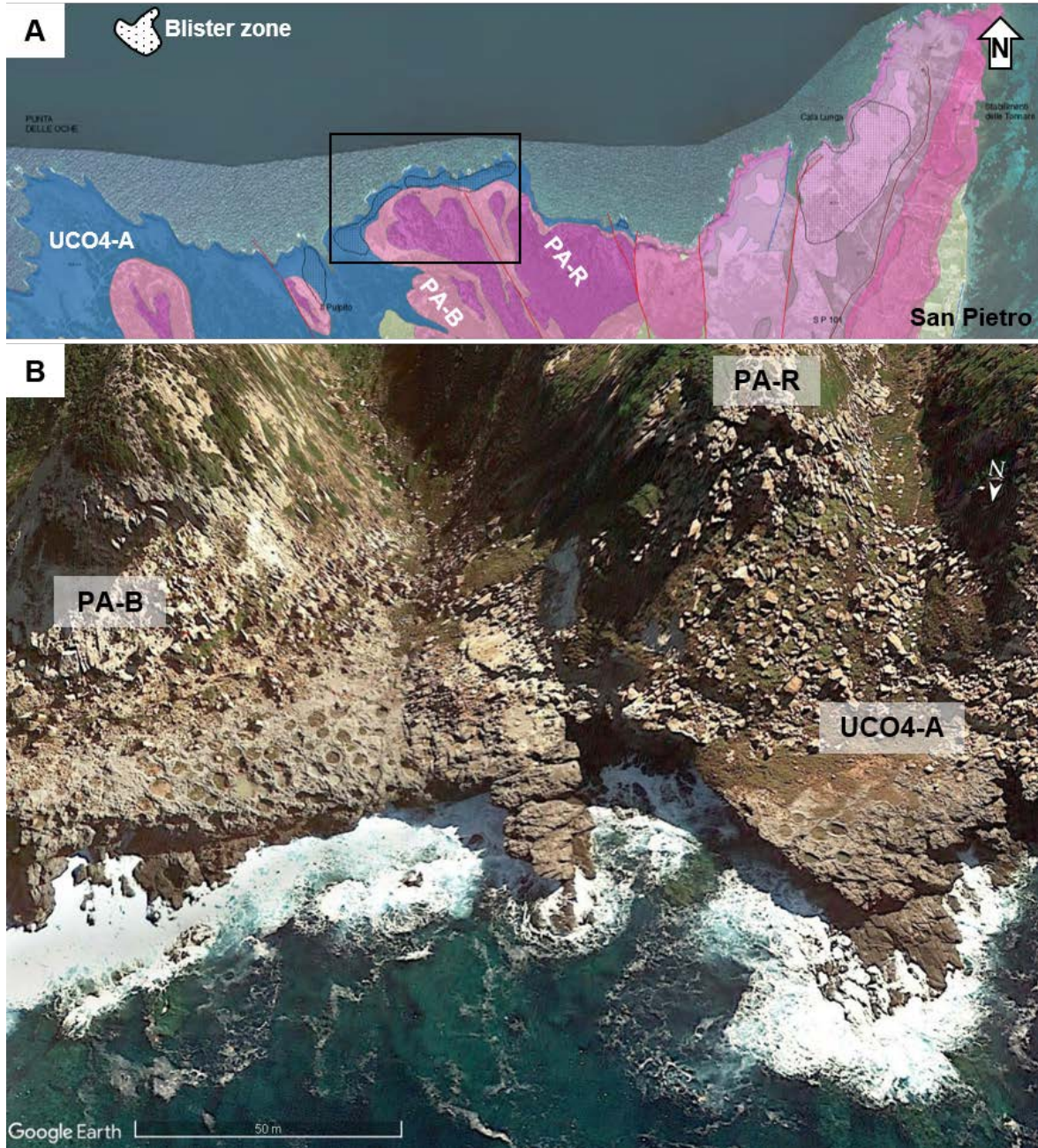


Fig. 6.40: Zona con posibles *blisters* identificados por imagen satelital en la isla de San Pietro, sobre la Unidad Carloforte (UCO4-A). En este sector las estructuras circulares son de menor diámetro, no superando los 3 m. Por encima se deposita la Unidad Paringianu (subunidades PA-B y PA-R), ambas con estructuras de tipo pipes (conductos de desgasificación)

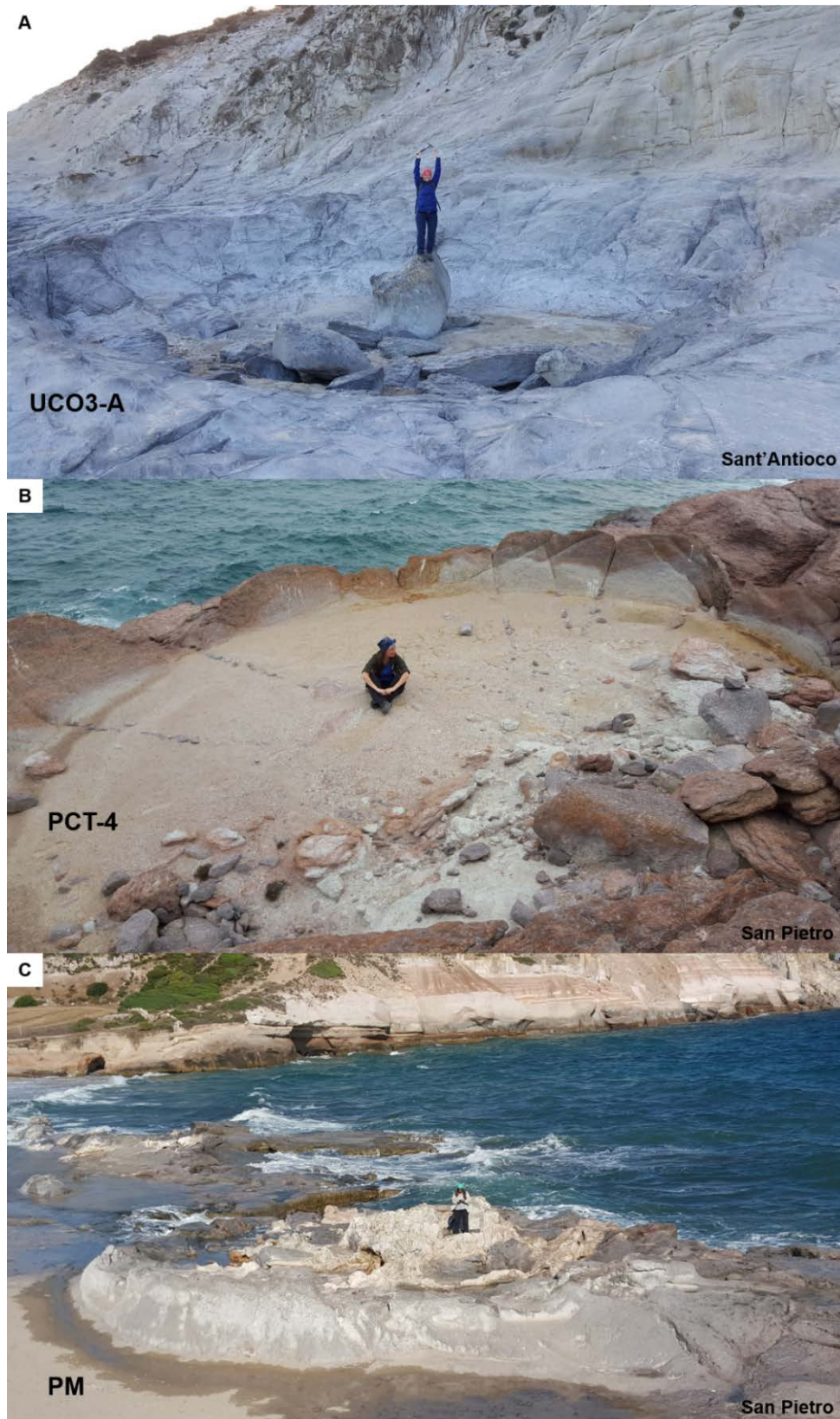


Fig. 6.41: Estructuras de desgasificación en diferentes unidades volcánicas en las islas de San Pietro y Sant'Antioco. A) *Blister* en la Unidad Monte Ulmus, concentrados en la subunidad UCO3-A. B) *Blister* en la Unidad Post-Calasetta, concentrados en la subunidad PCT4. C) *Blister* en la Unidad Punta Mingosa (en la literatura se encuentra esta zona como geiser fósil).

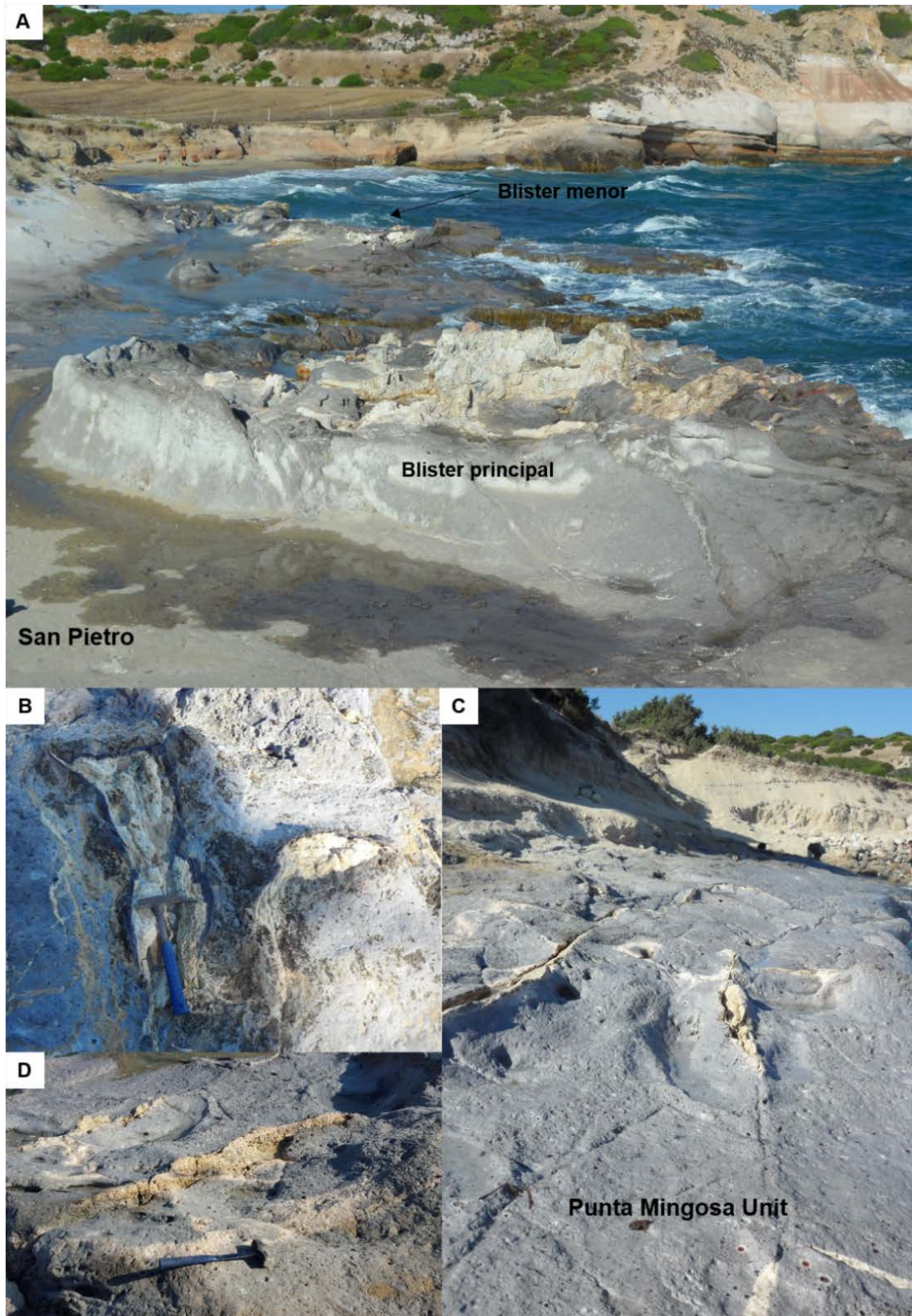


Fig. 6.42: A) Aspecto de la zona de *blisters* en Geniò, San Pietro. Observar que la silicificación se produce principalmente hacia la zona central y media de la estructura circular. B) Inyecciones dúctiles en la roca de caja con relleno de ópalo hacia la parte central y arcillas en los bordes. C y D) fracturas atravesando la ignimbrita PM entre ambos *blisters*.

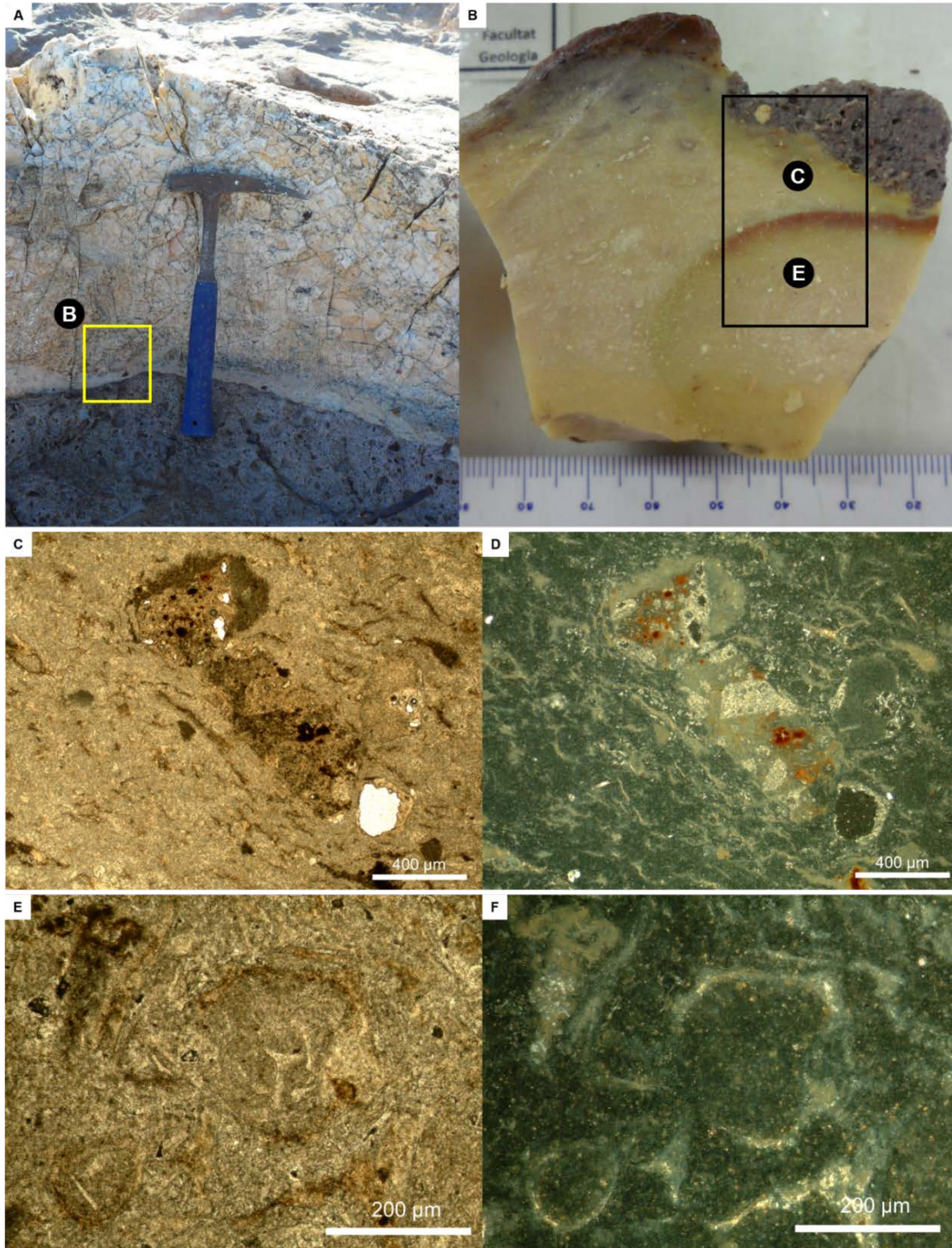


Fig. 6.43: Estudio detallado de muestras del *blister* en el sector de Geniò, Unidad Punta Mingosa. Las letras en círculos negros indican la posición sobre la observación descrita en las figuras sucesivas. A) Anillo externo del *blister* principal. B) Muestra para petrografía donde se analiza la zona próxima al contacto con la ignimbrita y una posición más interna. C) petrografía de la muestra en B, fragmentos líticos en una matriz afanítica, en D) la misma sección a nícoles cruzados donde se observa el reemplazo de sílice sobre la matriz vítrea y parte de los fragmentos líticos que presentan oxidación de minerales opacos. E) A mayor aumento se pueden distinguir *shards* tricúspides a nícoles paralelos. F) misma imagen que E, a nícoles cruzados observando el mismo patrón de silicificación de la matriz vítrea.

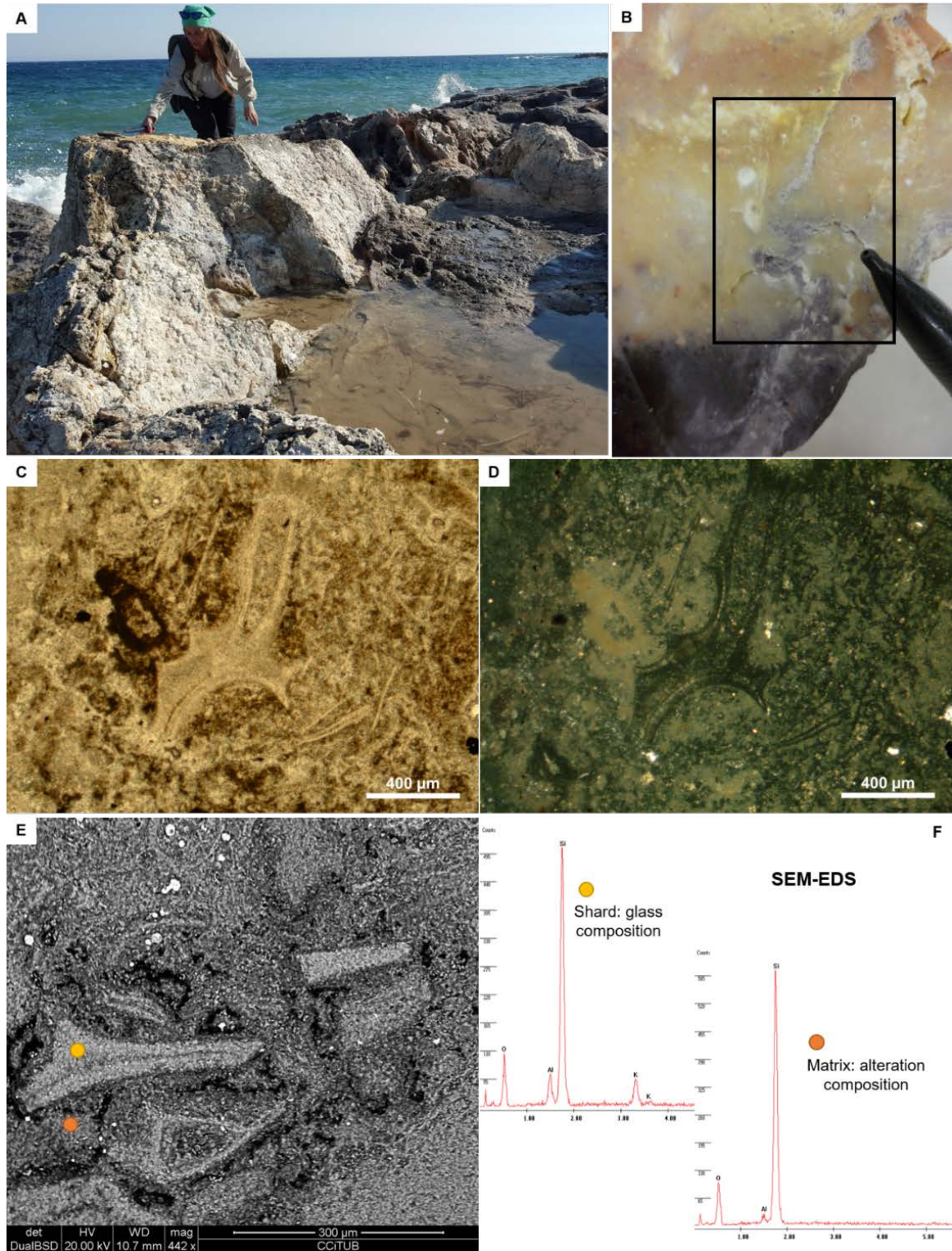


Fig. 6.44: Muestra de la zona central del *blister* en el área de Geniò. C y D) Análisis petrográfico en lámina delgada. E y F) Estudio de fragmento de roca con microscopio electrónico. En las 4 fotografías de escala de detalle se puede ver la matriz vítrea con texturas típicas de rocas piroclásticas, presencia de *shards* y silicificación intensa de la matriz vítrea. Los patrones EDS muestran composiciones de sílice, potasio y aluminio para el vidrio volcánico, y un claro patrón de sílice para la alteración alrededor del *shard*.

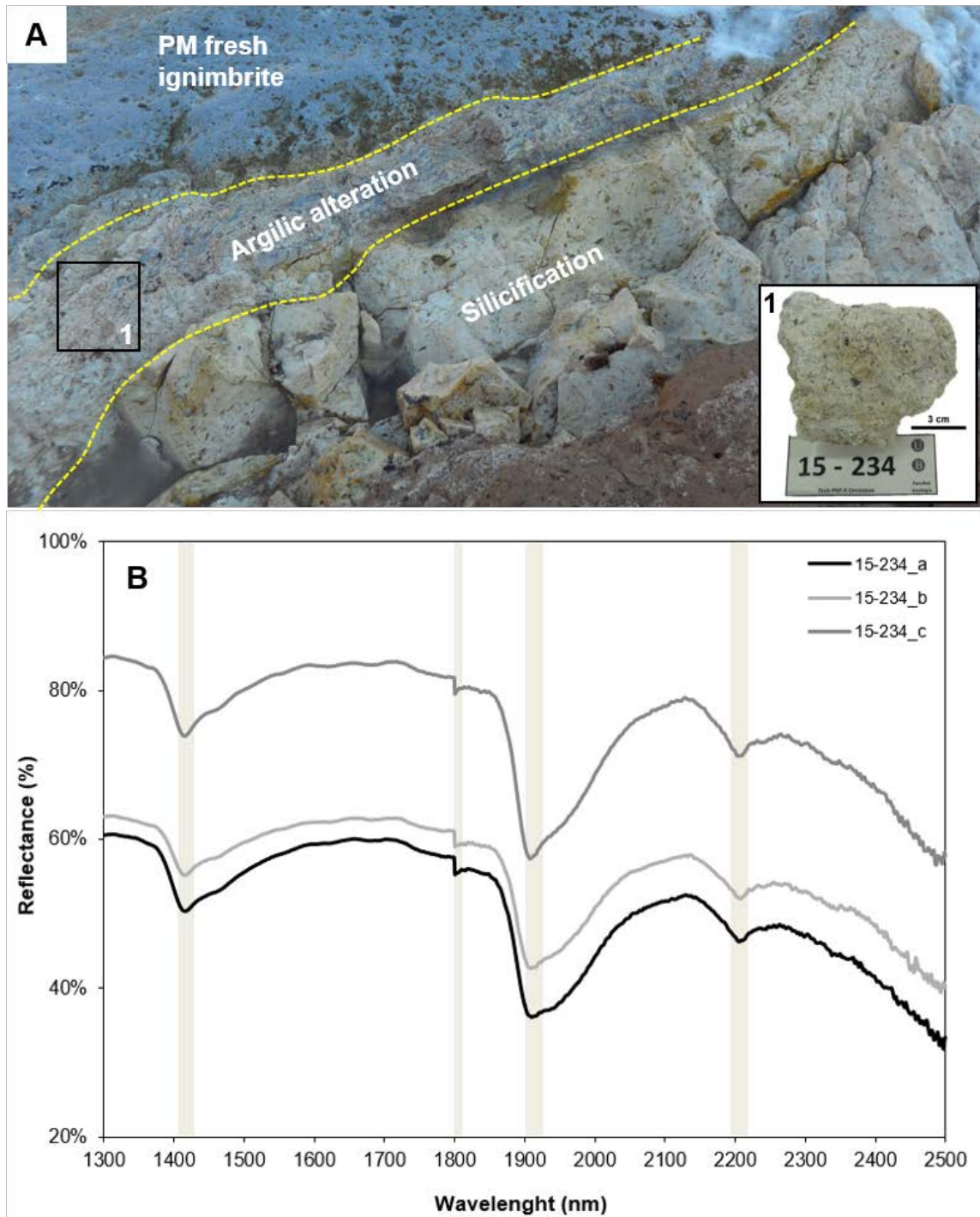


Fig. 6.45: Contacto entre la roca de caja (Punta Mingosa) y el borde más externo de los productos de alteración en fracturas que atraviesan la zona de Geniò en San Pietro. B) Espectro de reflectancia SWIR determinado para montmorillonita. Las medidas se realizan en 3 sectores diferentes de la muestra (15-234 a, b, c). Las bandas marrones corresponden a las principales características de absorción. Ver sección 11.2 para detalle de la metodología SWIR.

6.6 Discusión

6.6.1.1 Aspectos cartográficos relacionados al nivel de detalle

Desde el punto de vista cartográfico, los mapas presentados se optimizaron en función de sus predecesores a través de la delimitación detallada de unidades y subunidades a partir de la serie LCO hasta la serie URH y pueden correlacionarse en todas las áreas de estudio, Sulcis, Sant'Antioco y San Pietro. Pese a estas mejoras, no fue posible cartografiar las diferencias significativas encontradas en la serie MRH por limitaciones de tiempo y recursos, aunque se han podido diferenciar importantes subunidades para Matzaccara, Nuraxi y Monte Crobu a través de columnas volcanoestratigráficas en afloramientos puntuales y en correspondencia con la petrografía y geoquímica de muestras recolectadas durante esta tesis.

Otra excepción en los mapas se asume para la subunidad Genarbi (serie LCO) que en campo presenta al menos 6 subunidades, en una complicada secuencia deposicional, en ocasiones poco clara a escala de afloramiento. A esta complejidad se añade que los niveles hacia la base son epiclásticos y están retrabajados debido al crecimiento de los domos comendíticos, como por ejemplo en Cala Fico y a su posible emplazamiento en ambiente subacuático. Esta unidad desde el punto de vista de mineralizaciones es importante porque es portadora de manganeso. Sin embargo, el alto grado de alteración y una importante variación en la distribución lateral de facies no ha permitido a la autora hacer un mapa detallado para esta unidad.

En referencia a las subunidades que corresponden a vitrófiros basales, en general estos no superan los 50 cm y alcanzan hasta 3 m de potencia por lo que están incorporados en el mapa junto a la subunidad inmediatamente superior y de mayor espesor. En los casos en los que ha sido posible por resolución digital del mapa incorporar algunos de estos niveles (potencias entre 5-8 m), se ha tomado el criterio de representarlos con una ligera sobreexageración de espesor, principalmente donde marcaban un aspecto importante para la comprensión de la evolución tectono-volcánica.

A lo largo de este trabajo, las dificultades para caracterizar diferentes unidades volcanoestratigráficas durante la cartografía se han hecho evidentes, pero en la mayoría de los casos se han controlado mediante geoquímica, siguiendo los criterios propuestos por Gisbert, (2012) y Gisbert y Gimeno, (2017), y que en esta tesis han sido ampliados hacia la definición de subunidades. También se tuvo en cuenta la identificación de paleosuelos cuando era posible, aunque estos no están representados en la cartografía. Es bien conocido que los paleosuelos, las superficies de erosión y las inconformidades

estratigráficas, así como los datos geocronológicos, son buenos criterios para identificar la base y/o techo de las unidades eruptivas individuales (Martí et al., 2018), pero si estos elementos son difusos o no están presentes por controles topográficos durante el emplazamiento o debido a la componente direccional de ciertos productos volcánicos durante la erupción, es posible utilizar otros criterios como las diferencias o cambios en la petrología para separar unidades. De suma importancia fueron los datos geocronológicos, que como se verá más adelante, permitieron resolver algunas incertidumbres de temporalidad dentro de la columna, cuando todas las evidencias anteriores no fueron suficientes.

Por todo lo expuesto, el criterio asumido en este capítulo para realizar la cartografía está basado en la caracterización de aquellas unidades y subunidades que pueden ser representadas en un mapa a una escala de trabajo adecuada, asumiendo que existen cambios significativos en lateralidad y verticalidad de facies, y que estos cambios son frecuentes en los depósitos de rocas volcánicas extrusivas, principalmente en corrientes de densidad piroclásticas donde se producen cambios drásticos entre depósitos proximales y distales (Cas y Wright, 1987; Branney y Kokelaar, 2002; Németh y Martin, 2007; Stoppa 2012).

Por último, la falta de consenso en la terminología utilizada para definir las estratigrafía volcánica en general (ver algunas discusiones en Martí et al., 2018) y en particular para las rocas volcánicas extrusivas del área del Sulcis, no exime que la clasificación propuesta en este trabajo sea susceptible de modificación frente a interpretaciones de otros autores, por ello se ha intentado mantener en todo momento la terminología clásica de las unidades previamente definidas en 1990 y hasta los últimos trabajos de 2017, modificando sólo aquellas que se presentan como nuevas, o aquellas que merecen retornar a su denominación de origen por estar mejor expuestas en su localidad tipo de definición. Frente a la codificación de subunidades (descrita aquí por primera vez), se ha intentado que el acrónimo tenga un orden cronológico y de característica particular que hace distinguible a la subunidad por sobre otra; en el caso particular de las comenditas de la serie inferior, la sigla además señala el tipo de proceso, ya sea eruptivo o efusivo, de origen de la subunidad.

6.6.1.2 Sobre la revisión volcanoestratigráfica y el ambiente de depósito

Los mapas generados en esta tesis junto con la exhaustiva revisión volcanoestratigráfica del Sulcis e Islas menores, ha permitido constatar una mayor complejidad en la secuencia

volcánica del SO de Cerdeña, de la que se puede inferir en la bibliografía y la cartografía disponibles (ya presentadas en el apartado 6.2 y 6.3).

Este nivel de detalle se considera importante para comprender la evolución magmática asociada a los procesos geodinámicos del mediterraneo occidental que siguen en discusión hasta estos tiempos. La revisión detallada, principalmente de las rocas volcánicas alcalinas y peralcalinas, permitió generar un esquema de correlación estratigráfica entre 3 grandes áreas, que hasta hace poco no era tan evidente, como lo demuestran los mapas más actualizados de la región, a través del proyecto CARG (2001 a 2008). Es necesario mencionar que algunas simplificaciones en las unidades volcánicas de todas las cartografías previas, se han debido estrictamente a relaciones de escalas de trabajo de los mapas. Y esta no ha sido la excepción en esta tesis. El área del Entroterra Sulcitano precisa de una mirada diferente a partir del detalle logrado en San Pietro y Sant'Antioco, y aunque los afloramientos de rocas peralcalinas en este sector tienen menor extensión areal, la información de sondeo podría ser re-evaluada utilizando los criterios definidos para la columna volcanoestratigráfica generalizada, presentada aquí. Además llama la atención que no haya evidencias significativas de minerales de manganeso en este sector, con la excepción de evidencias menores en el norte, dentro de la serie MRH (Uras 1965; Mongelli et al., 2013). Se ha de suponer que podrían estar representados en el subsuelo ya que la mayoría de los flujos de rocas alcalinas y comendíticas pueden encontrarse en potentes secuencias descritas en las perforaciones. Aunque la mirada de estos sondeos era diferente en los años '90; por que los objetivos de exploración eran completamente diferentes; una revisión de la serie MRH y LCO bajo nuevos paradigmas podría ser importante.

El estudio de las relaciones existentes entre diferentes eventos eruptivos es clave para comprender el contexto en el que se generaron estas mineralizaciones de manganeso, pero lo es aún más, entender el contexto estructural en el que este volcanismo sucede, puesto que los yacimientos más importantes o de mayor potencia y continuidad lateral están estrechamente relacionados con grandes lineamientos estructurales que controlan la configuración general del área de estudio. Bajo este enfoque es necesario entender el contexto del encajante de la mineralización para avanzar en los estudios posteriores de alteraciones, menas y gangas.

En relación al ambiente de depósito de esta secuencia volcánica, la literatura disponible menciona un volcanismo subaéreo para la totalidad de rocas volcánicas miocenas aflorantes en el Sulcis e islas menores (Morra et al., 1994; Cioni et al., 2001; Gisbert y Gimeno 2017). Sin embargo, numerosas observaciones durante los trabajos de campo han

permitido constatar que existen afloramientos de inequívoco emplazamiento subacuático a lo largo de toda la columna volcanoestratigráfica. En este capítulo se han descrito estas evidencias para las unidades de la serie comendítica inferior (LCO), desde la base al menos hasta su tramo medio (LCO1 a LCO4), y también se han señalado para la unidad basal (PA-I) de la serie alcalina superior con la presencia de estructuras sedimentarias de bioturbación. Para algunas unidades aún no queda claro si este entorno subacuático puede corresponder con lagos, lagoons o directamente un ambiente marino somero.

En particular, los domos de comenditas y pantelleritas alineados a lo largo de la fractura E- O presentan las evidencias más contundentes de contacto con agua, tanto desde el punto de vista de afloramientos con presencia de hialoclastitas, brechas y oleadas piroclásticas características freatomagmáticas, como desde el punto de vista petrográfico con predominio de texturas propias de enfriamiento brusco. Estas observaciones tienen una extensión desde la costa oeste (Cala Fico, Cala Vinagra, hasta La Piramide). Bajo este supuesto las unidades inmediatamente inferiores deberían también mostrar alguna evidencia de emplazamiento subacuático. Esto no queda del todo claro para las coladas de la subunidad Ravenna-Becco-Nasca, es posible que la base de estas coladas pueda estar en contacto con agua, pero se carece de un muestreo sistemático que permita afirmarlo, y dado que la potencia de estas coladas supera por lo general los 50 m, es frecuente que siempre se tomen muestras en el sector medio y a techo de las mismas. También puede influir el ambiente tectónico, o la posición estructural del bloque donde estas lavas están presentes. En el caso de Genarbi, que es la subunidad que generalmente está en contacto entre los domos de comenditas y pantelleritas, su compleja estratigrafía interna parece sugerir que es posible un ambiente subacuático. Pero yendo más abajo en la serie, los domos de comenditas también se emplazan sobre Matzaccara, y en campo las evidencias subacuáticas para esta unidad no son tan claras, aunque petrográficamente algunas rocas al microscopio presentan texturas perlíticas (Fig. 6.46). Resulta difícil separar las interpretaciones que son estrictamente de origen de emplazamiento, sobre aquellas texturas de son producto de alteración hidrotermal. Como se mencionó anteriormente en los resultados, Matzaccara presenta una fuerte silicificación en contacto con las mineralizaciones de manganeso, además de mostrar texturas de desvitrificación muy intensa. En Montagna di Capo Rosso, unidad por debajo de Matzaccara estos aspectos no son observables con contundencia, aunque si se observan sectores con intensa desvitrificación. Esto llama la atención ya que se trata de la única unidad aflorando sólo en San Pietro, particularmente en el sector de mayor influencia de un ambiente subacuático y de procesos hidrotermales. Es posible que la baja población de muestreo

que se tiene sobre esta unidad no permita descubrir por ahora esta información relevante. Durante las revisiones petrográficas para ajustar la cartografía se han constatado otras unidades con texturas perlíticas que muestran claramente un contacto de los flujos piroclásticos y lávicos con agua.

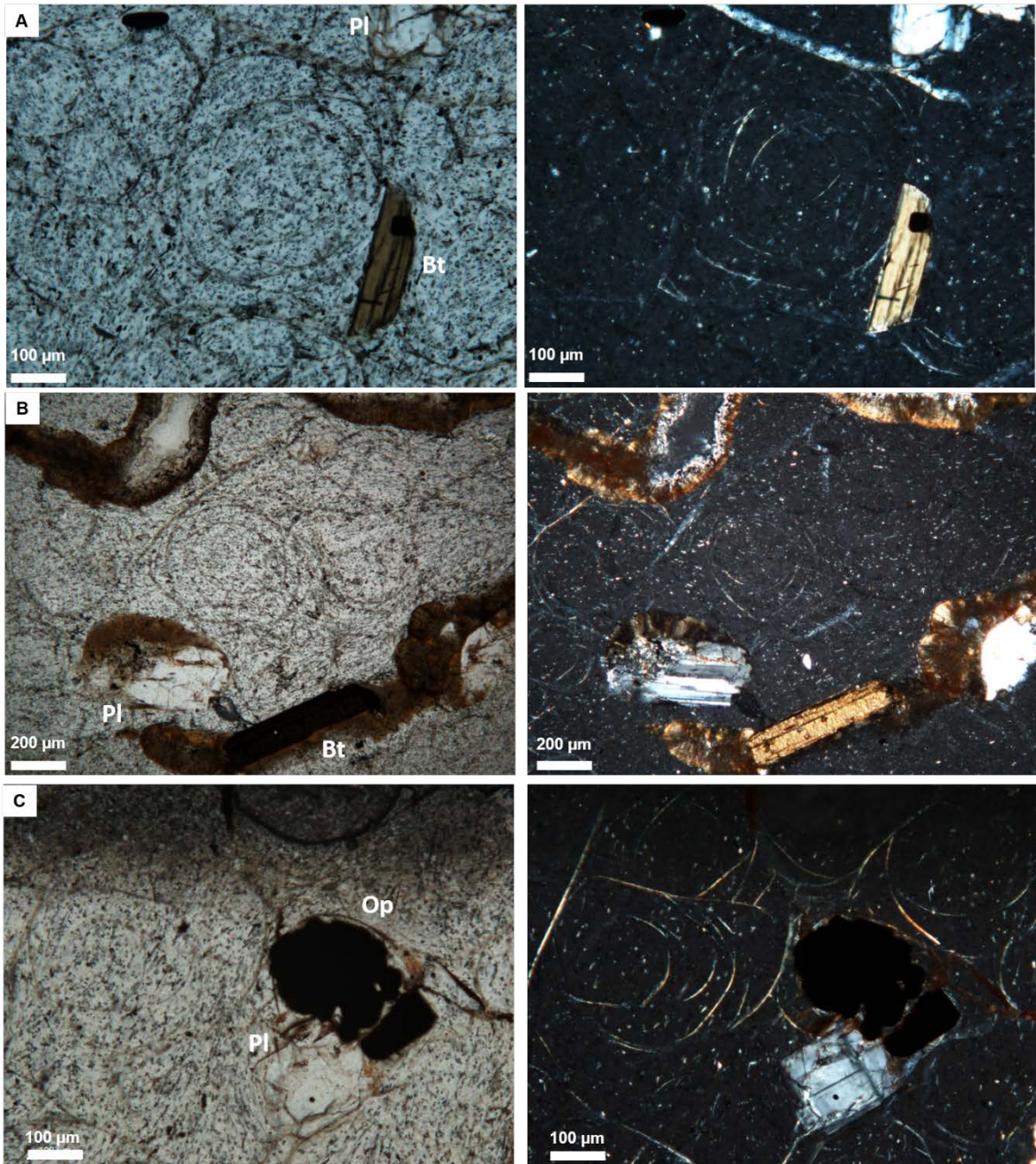


Fig. 6.46: Unidad Matzaccara. Muestra ubicada en San Pietro en contacto inferior con subunidad Genarbi en la zona de Minas del Becco, en el área principal de mineralizaciones y a 1.000 m en línea recta de los domos y hialoclastitas de Cala Fico (LCO1-D). Estas texturas perlíticas en la matriz vítrea no son frecuentes para esta unidad en las restantes áreas de estudio. Referencias: Pl-plagioclasa, Bt-biotita, Op-opacos.

Esto se identificó en algunas rocas andesíticas de la zona sur de Sant'Antioco y en el vitrófiro negro basal de Nuraxi (NUR-vp) con una extensión areal importante ya que cubre rocas en el subsuelo del Sulcis y afloramientos en San Pietro y Sant'Antioco (Fig. 6.47).

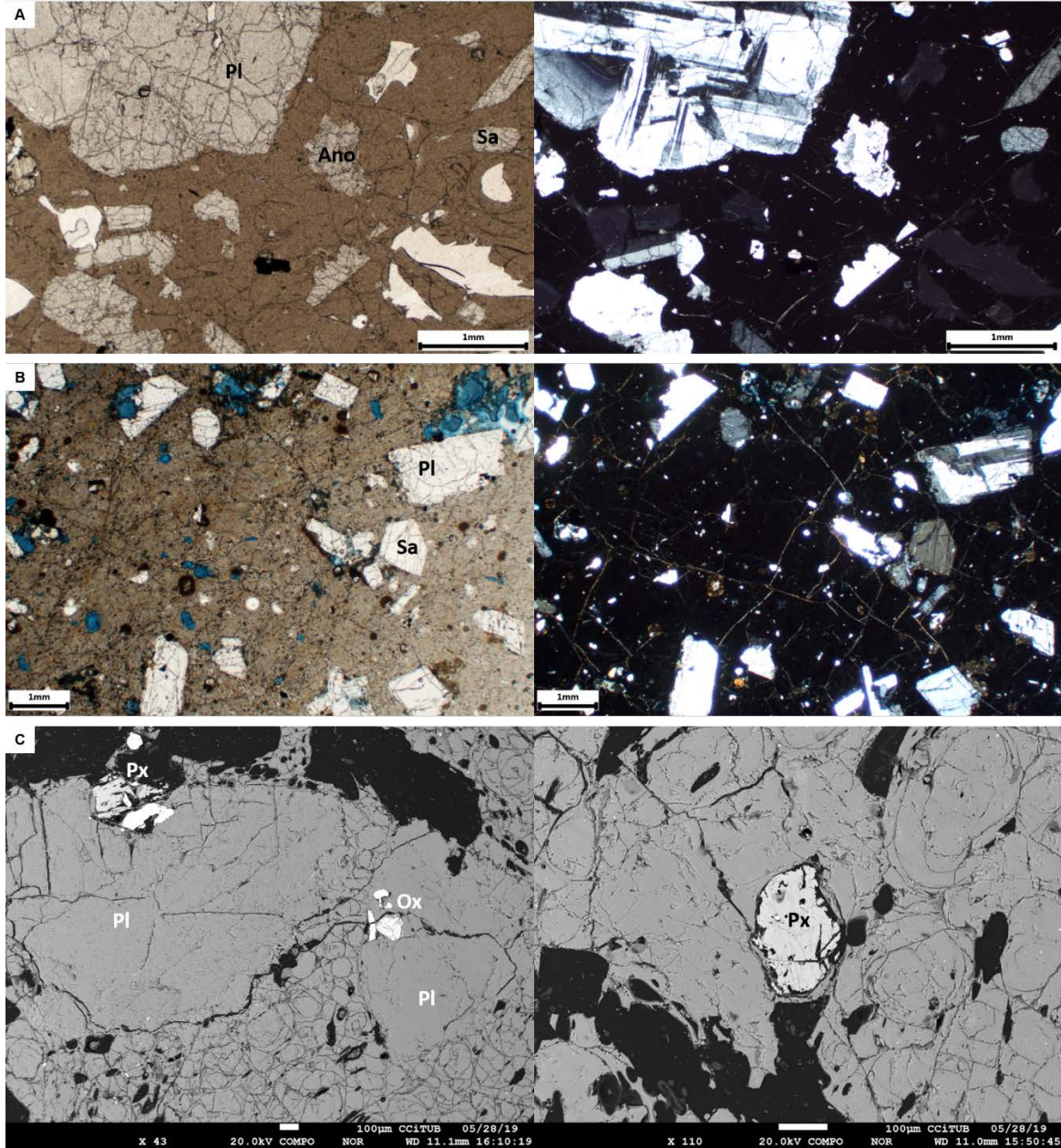


Fig. 6.47: Vitrófiro basal con textura perlítica (NUR-vp) de la Unidad Nuraxi. A) Muestra de sondeo en el Sulcis (FS22), a 200 m de profundidad. B) Muestra de afloramiento en Sant'Antioco al E de Su de Serra y próximo a las rocas andesíticas del sector S de la isla. Fotos A y B) izquierda a nícoles paralelos, derecha a nícoles cruzados. C) Muestra de afloramiento al centro-sur de la isla de San Pietro. Fotos con microsonda electrónica donde se ve muy bien la textura perlítica en el vidrio volcánico. Referencias: Pl-plagioclasas, Sa-sanidina, Ano-anortoclasa, Op-opacos, Px-piroxenos.

Guerrera et al. (2004) documentan nuevos intervalos estratigráficos dentro del sector sur de la Cuenca de Marmilla (en Villanovaforu), caracterizados por una sucesión vulcano-sedimentaria que se extiende desde el Burdigaliense temprano hasta el tardío con la presencia de microfósiles (foraminíferos planctónicos) que evidencian sedimentación hemipelágica de ambiente batial superior. Los autores argumentan que se genera una profundización de la cuenca coincidiendo con el inicio de la actividad volcánica y que se produce una transición de un entorno continental a un entorno marino durante la ruptura del Canal de Cerdeña (*Sardinia Trough*) y la deriva del bloque Sardo-Corso. Las evidencias de regresiones y transgresiones marinas en el Mioceno, en la Fm Cixerri que se consideraba estrictamente continental, también se ha discutido en Costamagna y Schäfer (2018). Esto cobra importancia desde el punto de vista volcanoestratigráfico, como guía de correlación y por su significado paleoambiental relacionado con los depósitos minerales de la zona, entendiendo en particular que las mineralizaciones de interés están alojadas entre la parte alta de la serie MRH (Nuraxi en adelante) hasta la parte media de la serie LCO (principalmente subunidades Cala Vinagra y Genarbi), por lo que se deberían presentar evidencias de formación en ambientes subácueos. Al respecto un trabajo reciente sobre las mineralizaciones de tipo vetiforme en San Pietro (Pitzalis et al., 2019) concluye que se trata de mineralizaciones epigenéticas (área de la Piramide y Cala Fico) con influencia marina posterior al emplazamiento subaéreo de las rocas ignimbríticas. Más sobre esto se discutirá en el capítulo 11 de mineralizaciones.

6.6.1.3 Una nueva interpretación para los blisters

Como se mencionó antes, los *blisters* están asociados a las Unidades Monte Ulmus, Carloforte, Post-Calasetta y Punta Mingosa. Por lo tanto podríamos decir que abarcan la parte superior de la secuencia volcánica y quizás este es uno de los motivos por los que no se hayan descrito en el Entrotierra Sulcitano después de numerosas revisiones cartográficas, puesto que es en este sector, donde la secuencia superior tiene menor expresión en volumen de afloramientos. Sin embargo no se descarta que hacia el sur del Entrotierra Sulcitano puedan encontrarse este tipo de geoformas, lo que deberá ser revisado en un futuro, con base en las observaciones aquí descritas. Que los *blisters* se concentren en una parte específica de la secuencia volcánica podría también ser un indicio para identificar que los magmas intervinientes en estas unidades peralcalinas y alcalinas (anorogénicas), contienen concentraciones especialmente altas de volátiles, ya que estas unidades parecen haber producido la mayor liberación de gases y circulación de fluidos hidrotermales de baja temperatura, a través de estas estructuras. Llama la atención la

ausencia de *blisters* en la serie de comenditas inferiores (LCO). En Mulas (2012) se interpretan a los *blisters* de la Unidad Monte Ulmus como el resultado de migraciones intrafoliales de gases durante movimientos reomórficos secundarios y se menciona una posible relación con la fase final de colapso de una caldera, donde las condiciones aún plásticas favorecieron la desgasificación formando este tipo de estructuras. En Mundula et al. (2013) se considera a los *blisters* como producto de la dinámica de formación de diapiros por contrastes de densidad en relación a la evolución temporal del estado térmico y reológico de una ignimbrita. Otra referencia relacionada con estructuras tipos *blisters* es presentada en Gibson (1974) para el volcán Cuaternario de Fantale en el Rift de Etiopía, allí hace referencia a burbujas o ampollas de hasta 100 m de diámetro relacionadas con efectos de vesiculación post-deposicionales en un ambiente de caldera. Recientemente, Hutchison et al. (2016) mencionan estructuras tipo *hummocky* que relacionan con *Blisters* dentro de unidades ignimbríticas peralcalinas, con diámetros de burbujas entre 15-20 m, vinculadas con la coalescencia de gases y deformación de las ignimbritas durante el emplazamiento y antes del enfriamiento y solidificación. Estas unidades con *blisters* en el volcán Aluto (también Rift de Etiopía) se formaron alrededor de conductos eruptivos.

En particular, en el SO de Cerdeña, no se ha mencionado antes, una relación de los *blisters* con los lineamientos estructurales que tienen una marcada importancia, justamente donde estas burbujas aparecen. Aquí se interpreta a la ubicación de los *blisters* como zonas que coinciden con las fallas principales que controlan los mecanismos eruptivos de las unidades hospedantes. Por lo tanto estas burbujas representan las zonas de mayor liberación de gases a través de las fracturas, independientemente del reomorfismo de la unidad eruptada, ya que en las unidades Carloforte (CF) y Punta Mingosa (PM) no se observan estructuras reomórficas, tampoco se describe reomorfismo en los ejemplos de Etiopía. Si pareciera existir una correlación entre el reomorfismo y el tamaño de los *blisters*, concordando que en Monte Ulmus y Post-Calasetta, ambas unidades con reomorfismo intenso; estos *blisters* alcanzan mayor diámetro y presentan una foliación interna circular muy marcada.

Otro aspecto a destacar sobre la formación de *blisters* es que en la literatura sólo se han reportado casos similares en rocas de composición peralcalina, por lo que es evidente que la geoquímica de estos magmas tienen una componente volátil importante y que el tiempo de transición entre el estado plástico al sólido es muy superior al de magmas de otras composiciones, ya que la elevada presencia de elementos alcalinos favorece este comportamiento reológico. Aquí se describen además, dos ejemplos de unidades riolíticas alcalinas (en la serie URH) posteriores al emplazamiento de la serie comendítica superior (UCO). Finalmente se interpreta que estos *blisters* representarían la acumulación y vía de

escape de grandes volúmenes de volátiles, que asociados a las estructuras de la caldera, servirían de canal de ascenso de fluidos mineralizantes durante los procesos eruptivos e hidrotermales asociados. Esto se ajusta con el esquema presentado en la Fig. 6.48, donde se puede apreciar en un perfil vertical la posible conexión entre distintos *blisters* a través de un conducto que puede permitir la circulación y ascenso de volátiles hacia el techo de la unidad.

6.6.1.4 La influencia del control estructural en la región

Se describieron varias fallas normales en la sección 6.5.3.1. Estas estructuras muestran evidencia clara de movimientos sinvolcánicos como el caso de la Falla de Paringianu para la Unidad Nuraxi, otro ejemplo importante se produce en Cala Saboni para la Unidad Monte Ulmus donde se observa el abrupto cambio de la dirección de flujo que se verticaliza en el plano de falla. Esta zona particularmente es la que concentra la mayor cantidad de estructuras de tipo *blisters* (Fig. 6.49). Estructuras menores muestran un control post-volcánico y en general, los buzamientos medidos corresponden a ángulos de 65° a 75°.

Las estructuras principales tienen una dirección NNO-NNE (entre 350° y 10°) mostrando patrones de tendencia curva en las tres áreas de estudio. Otras estructuras muestran un sistema radial respecto del primer grupo. Descripciones similares se pueden encontrar en Testa (1983) que señala mediciones de una falla en Cala Fico con dirección NO-SE y buzamiento de 70° al O, fallas subverticales con dirección NO-SE en Punta Fradellin y fallas N-S en la zona de Le Colonne con inclinaciones de 60-70°O. Este autor también midió una falla en Punta Nera de dirección N-S y buzamiento de 75° al O y resume que observa dos direcciones principales para toda la Isla de San Pietro, las de mayor importancia corresponden a las estructuras N-S que relaciona con la dirección de la fosa tectónica que separa a la isla de la costa sulcitana, y las denominadas secundarias de dirección E-O.

A grandes rasgos estos lineamientos con geometría de tipo anillos presentan bloques con tendencias de horst-grabens y hemigraben en la dirección E-O, y en líneas generales los tres sectores tienen los bloques internos deprimidos hacia el área central ocupada hoy por el mar. El sistema secundario radial también juega un rol importante ya que presenta bloques escalonados que, en particular, en la Isla de San Pietro tienen hundimiento hacia el N, aunque en el Entrotterra Sulcitano generan una depresión importante entre las fallas de Paringianu y Monte Ulmus. El sistema en anillo muestra un control principal en la salida de flujos piroclásticos, dómicos y lávicos, evidenciado por los domos que están sobre los planos de fracturas; sin embargo, el sistema radial marca fuertemente el control estructural de emplazamiento y dirección de las coladas lávicas y algunas ignimbritas.



Fig. 6.48: Detalle en sección transversal de la costa O de Sant'Antioco donde se pueden observar una serie de *blisters* casi alineados o conectados por un posible conducto que canaliza el escape de gases hacia el techo de la unidad ignimbrítica. Esta sección corresponde a la Unidad Monte Ulmus, (subunidad UCO3-A, ignimbrita reomórfica). La escala vertical es de aproximadamente 40 m.

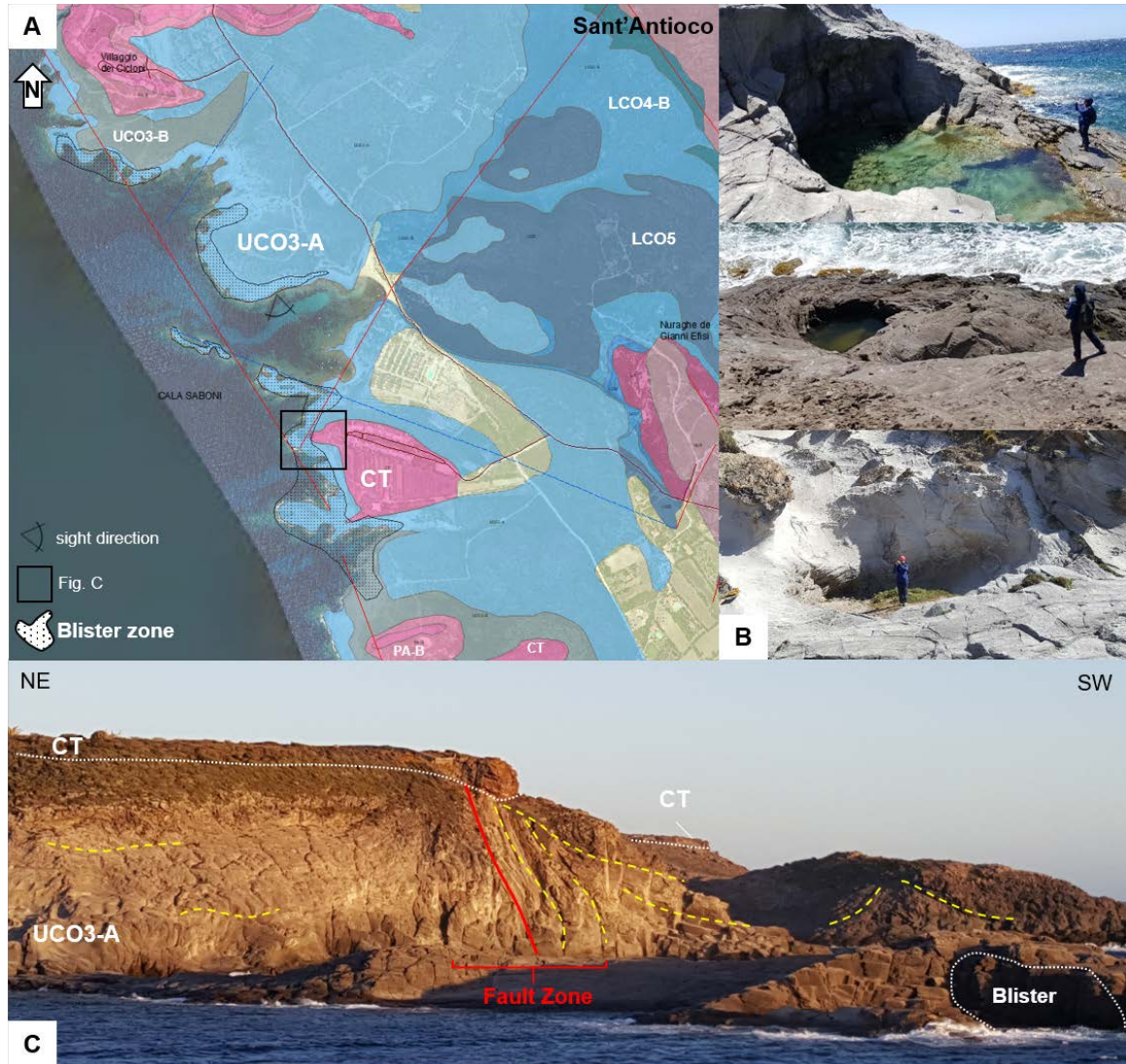


Fig. 6.49: Sector de Cala Saboni en Sant'Antioco. A) Se observa la intersección de los dos sistemas de Fallas importantes. B) Este sector es el que concentra la mayor cantidad de *blisters*. C) Zona de Falla evidenciada por la verticalización de las lineaciones de flujo de la ignimbrita. La geometría en forma de cuña indica que la falla es sinvolcánica para la Unidad Monte Ulmus.

Lineamientos menores tienen impacto en la interrupción abrupta de algunas unidades, como por ejemplo al sur de San Pietro con los flujos de cenizas de las unidades Le Colonne y Geniò. Otra observación clave respecto a las estructuras es que las mineralizaciones están concentradas en las intersecciones de estos dos grandes sistemas. Todos estos patrones son muy marcados en San Pietro. En la Fig. 6.50 se expone una posible interpretación simplificada de los dos sets estructurales más importantes a partir de la cartografía de superficie presentada en los mapas.

No se han determinado fallas inversas durante la cartografía, por lo que el régimen tectónico en las tres áreas es de tipo extensional.

En consecuencia, todos estos supuestos y posibles interpretaciones sobre la evolución tectono-volcánica tienen su fundamento en las observaciones superficiales. Por este motivo, estos y otros aspectos se discutirán con mayor detalle en el capítulo 12 con el desarrollo de un modelo 3D para las unidades en subsuelo, a fin de comprender si es posible definir con sustentos fuertes la existencia de una caldera que ha sido postulada previamente en la región del Entrotierra Sulcitano, por Gimeno (1991, inédito).

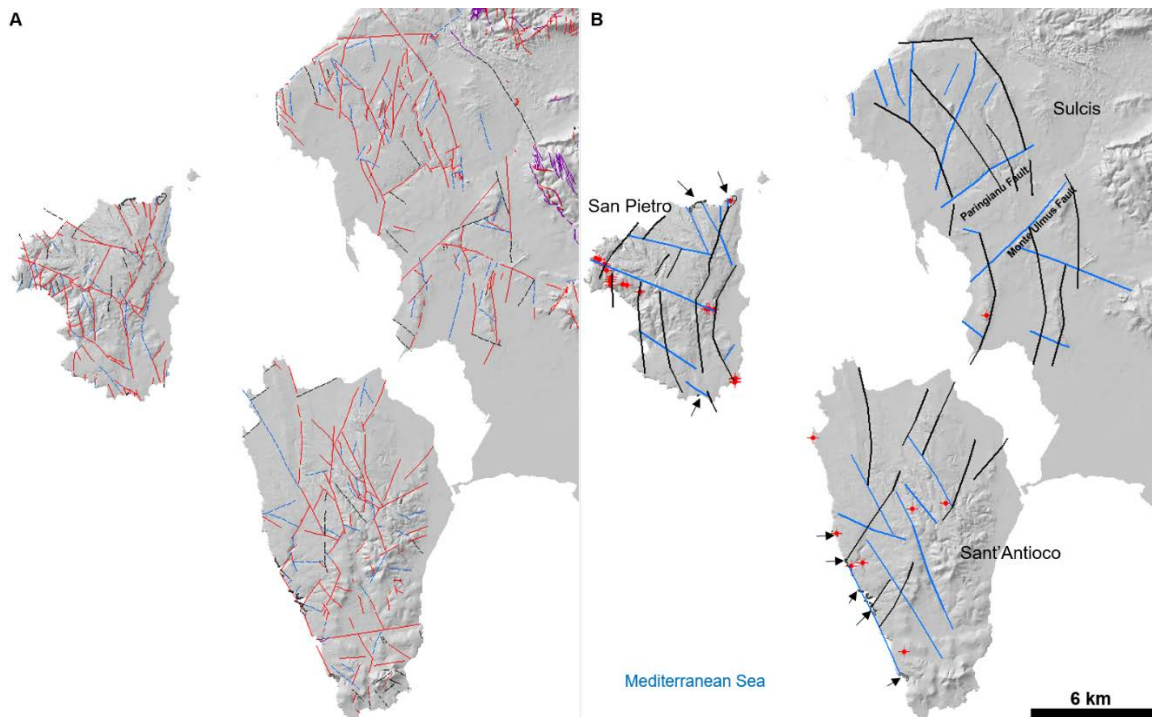


Fig. 6.50: A) Estructuras presentadas en los mapas de cada sector. B) Interpretación de los lineamientos estructurales que tienen fuerte control sobre la secuencia volcánica del Sulcis. En trazos negros se representan las fallas principales y en trazo azul el sistema radial asociado a estas fracturas de tipo anular. Las flechas negras indican las zonas con *blisters* y los puntos rojos las manifestaciones de manganeso.

6.7 Conclusiones del Capítulo 6

- Se aportan 3 nuevos mapas para el SO de Cerdeña, en la región del Sulcis con especial atención en la delimitación detallada de las rocas peralcalinas y alcalinas de la parte superior de la secuencia volcánica del Mioceno. Un mapa para la Isla de San Pietro a escala 1:30000, para la Isla de Sant'Antioco a escala 1:50000 y para el Entrotierra Sulcitano a escala 1:45000.
- En función de la afinidad magmática y geoquímica de las rocas del Sulcis, se divide la secuencia volcánica en 6 series. Estas series se denominan de base a techo de la secuencia (según denominación en inglés) como: andesitas (*basaltic-andesites and andesites*, AND), riolitas inferiores (*lower rhyolites*, LRH), riolitas medias

(*middle rhyolites*, MRH), comenditas inferiores (*lower comendites*, LCO), comenditas superiores (*upper comendites*, UCO) y riolitas superiores (*upper rhyolites*, URH). La serie traquítica (TRQ) con la Unidad traquiandesita necesita mayor estudio petrológico y geoquímico para establecerla finalmente como una nueva serie que sea independiente de MRH y/o LCO.

- A partir de la cartografía de detalle, la correlación estratigráfica, el control litogeoquímico y petrográfico, se presenta una columna volcanoestratigráfica actualizada con 25 unidades representadas en los nuevos mapas. Se definen 3 nuevas unidades (traquiandesita de Cala Fico, comendita de Acquedotto y riolita de Post-Calassetta). Se modifica la cronoestratigrafía de la Unidad Punta dei Cannoni, pasando de estar representada en la parte media de la serie MRH a ser la unidad basal que muestra un carácter menos evolucionado que las unidades sucesivas. Además, a partir de las observaciones de campo se crean 42 subunidades para detallar los eventos eruptivos y efusivos dentro de cada unidad de enfriamiento, de las cuales 23 se han incorporado a la cartografía.
- Se re-define formalmente la Unidad Pantellerita (PT) en el tramo medio de la serie comendítica inferior. Estas pantelleritas corresponden a domos lávicos y un flujo ignimbrítico moderadamente soldado, sólo aflorantes en la Isla de San Pietro.
- El estilo tectono-volcánico de la zona de carácter extensional está delimitado por dos grupos importantes de fracturas, el primero con fracturas N-NE y tendencias curvas que controlan bloques de tipo horst-graben y hemigraben en el sentido E-O, y un segundo grupo con fracturas O-NO mostrando un patrón radial respecto del primer grupo y un escalonamiento de bloques que se hunden hacia el N. Se evidencia un fuerte control estructural sineruptivo en la geometría de los depósitos volcánicos, principalmente asociados a la extrusión de domos y lavas y a la terminación abrupta de algunos cuerpos de ignimbritas. La tectónica tiene un control fundamental, también en el patrón de distribución de las mineralizaciones de manganeso.
- La existencia de *blisters* en las unidades superiores de la secuencia volcánica (desde Monte Ulmus hasta Punta Mingosa) indican un período de desgasificación importante de la cámara magmática en los estadios terminales relacionados con el magmatismo de la región del Sulcis.
- Importantes evidencias de volcanismo de tipo subacuático se presentan en el tramo final de la serie MRH, desde Nuraxi hasta Matzaccara, seguidamente de la base de las comenditas inferiores, con la descripción de hialoclastitas y brechas en las

subunidades Cala Vinagra y Genarbi, y el mismo ambiente caracteriza la extrusión del domo de pantellerita en el sector de La Piramide, aunque sin tener evidencias claras de si el nivel de agua era continuo en el tiempo entre las unidades inferiores y las medias. El lineamiento estructural de dirección aproximada E-O, en donde esta situación es evidente para San Pietro, tiene un papel importante en cuánto a restringir este entorno acuático hacia el norte. Ya más adelante en el inicio de la serie URH, la subunidad Paringiano inicial (PA-I) también muestra emplazamiento en contacto con agua, en las dos islas menores.

- La Isla de San Pietro representa un entorno particular dentro del volcanismo de la región del Sulcis, ya que es el único sitio en donde se encuentran aflorando unidades de carácter traquiandesítico, además de estar presentes unidades menos evolucionadas como Punta dei Cannoni o la particularidad de la Unidad Montagna di Capo Rosso en la base de las mineralizaciones de óxidos de manganeso más importantes. También en esta isla es donde hay mayor extrusión de domos y coladas comendíticas y la única zona que presenta rocas de tipo pantellerita. Finalmente, marcando aún más su singularidad es el único sector donde se pueden estudiar los eventos eruptivos finales del ciclo magmático del Mioceno medio de la región, representados por las Unidades Punta Mingosa, Le Colonne y Geniò.

7. PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS VOLCÁNICAS

Clasificación de riolitas peralcalinas en función de las nuevas subunidades incorporadas en la cartografía y análisis de la unidad traquiandesítica de San Pietro.

7.1 Introducción

Las asociaciones magmáticas de rifts continentales han sido ampliamente estudiadas y generalmente están representadas por una sucesión de rocas volcánicas y plutónicas de carácter alcalino y peralcalino desde miembros básicos, a intermedios y ácidos que suelen ser bimodales. Las rocas asociadas a estos ambientes suelen ser traquibasaltos, traquiandesitas, traquidacitas, traquitas, comenditas, pantelleritas, sienitas y granitos peralcalinos y ocurren en todas las épocas geológicas, desde el Precámbrico y el Paleozoico (Kozlovsky et al., 2007; Hutchison et al., 2016) hasta el Cuaternario (Houghton et al., 1992; Macdonald et al., 1994; Marshall et al., 2009; El-Gameel et al., 2020). En contrapartida, los trabajos relacionados con asociaciones magmáticas alcalinas y peralcalinas en ambientes post-orogénicos y de retro-arco en etapas distensivas, como es el caso del SO de Cerdeña, son menos frecuentes en la bibliografía, aunque los productos ígneos poseen el mismo carácter químico.

Las rocas volcánicas peralcalinas son volumétricamente menos significativas que las rocas subalcalinas y los procesos petrogenéticos asociados a su origen pueden ser muy complejos (véase p.ej., Mahood, 1984; Mungall y Martin, 1995; Scaillet y Macdonald, 2001, 2005; Kozlovsky et al., 2007; White et al., 2009; Markl et al., 2010; Marks y Markl, 2017).

Los estudios de sistemas magmáticos silícicos peralcalinos siguen unos modelos generales que proponen que los magmas máficos actúan como un magma parental, vinculado al magma silícico peralcalino principalmente por cristalización fraccionada en cámaras magmáticas intermedias, o actúan alternativamente como una fuente de calor que genera fusión parcial de rocas básicas de la corteza que luego pueden diferenciarse mediante cristalización fraccionada. Los modelos pueden verse afectados por diversos grados de asimilación de la corteza y mezcla de magmas (Mahood y Stimac, 1990; Bohron

et al., 1996; Bohrsen y Reid, 1997; Lowenstern, 1994; Civetta et al., 1998; Peccerillo et al., 2007; Macdonald, 2012; Macdonald et al., 2015; Jeffery et al., 2016).

Los modelos de cámaras de magma están disponibles a todas las escalas, desde campos de domos de riolita hasta los que alimentan a supervolcanes y la comprensión de los procesos petrogenéticos que generan variaciones en la composición de los productos eruptivos, denotan diferentes sistemas magmáticos que combinan fraccionamiento de cristales, mezcla de magma, asimilación de la corteza y adición de nuevos lotes de magma, como principales mecanismos de diferenciación, con una naturaleza rica en volátiles y generalmente una fuente de magma enriquecido (Macdonald et al., 2014; Jeffery y Gertisser, 2018).

Los sistemas peralcalinos parecen estar impulsados por entrada de magmas básicos y cuando ocurre una disminución en la entrada de calor en alguna etapa de la evolución del sistema, empieza a predominar la cristalización inducida por enfriamiento y prevalece la etapa plutónica. Es posible que los plutones cristalizados no contengan un registro evidente de una fase evolutiva volcánica. Esta menor entrada de calor en el sistema podría estar en función de las tasas decrecientes de extensión local. (Macdonald, 2012; Macdonald et al., 2014).

El modelo petrogenético del volcanismo del Sulcis ha sido afrontado recientemente dentro del grupo de trabajo (Gisbert 2012; Gisbert y Gimeno, 2017; Gisbert et al., 2019), aportando algunas conclusiones que no varían substancialmente en esta tesis; entre ellas el modelo geodinámico general en el que los magmas peralcalinos no se generan en ambientes compresivos sino distensivos, ya anorogénicos, el carácter calcoalcalino de la secuencia inferior en el que claramente hay diferentes fuentes de magma y diferentes líneas de evolución magmática (a diferencia p.e. del modelo propuesto por Morra et al., 1994). Además, se consideran aspectos claves de la geoquímica de las unidades de la serie de riolitas medias (MRH) como eventos volcánicos predecesores de la secuencia peralcalina y se discute más detalladamente si este volcanismo riolítico (MRH) rico en K a shoshonítico, debe ser considerado en sentido estricto orogénico (Morra et al., 1994; Pecerrillo, 2005; Lustrino et al., 2013, Gisbert et al., 2019) o más bien constituye ya un evento post-orogénico. El aporte más significativo de este capítulo radica en el cambio de mirada de la geoquímica de las rocas peralcalinas, con base en la nueva cartografía aportada detalladamente para las series de comenditas inferiores (LCO) y superiores (UCO) y la incorporación de nuevos datos de isótopos radiogénicos que permiten interpretar el proceso petrogenético que da lugar a este magmatismo tan particular de la isla de Cerdeña.

7.2 Antecedentes

Las rocas peralcalinas se definen por la relación molar $(Na+K)/Al > 1$ (Shand, 1927) y se dividen en miaskíticas y agpaíticas según su mineralogía, acumulando principalmente en zircón, titanita y minerales poco comunes con Na, elementos HFSE, REE y alógenos (Marks y Markl, 2017). Aunque las rocas agpaíticas son relativamente raras y a menudo se consideran mineralógicamente exóticas, son de gran interés económico ya que representan algunas de las fuentes más prometedoras para el suministro futuro de HFSE y REE (Smith et al., 2016; Marks y Markl, 2017). Generalmente los depósitos minerales más explorados corresponden a rocas alcalinas y carbonatitas, en zonas de rift intracontinental, aunque en los últimos años se ha empezado a prestar atención a las rocas peralcalinas en ambientes post-colisionales y de retro-arco, que pueden dar lugar al enriquecimiento de REE por procesos magmáticos e hidrotermales (Goodenough et al., 2016). El volcanismo peralcalino del SO de Cerdeña es reconocido desde fines del siglo XIX, aunque nunca ha recibido una mirada desde el punto de vista de su potencialidad como recurso de REE.

Las definiciones de pantelleritas y comenditas fueron introducidas por Foerstner (1881) y Bertolio (1895) por primera vez, tanto en la isla de Pantelleria como en la isla de San Pietro, respectivamente. Una recopilación de más de 400 muestras de rocas peralcalinas fueron estudiadas tempranamente por Macdonald y Bailey (1973) y posteriormente por Macdonald (1974) a través de la composición química de roca total por óxidos mayoritarios, proponiendo, éste último autor, un esquema de clasificación basado en los contenidos de FeO y Al_2O_3 para simplificar las clasificaciones normativas. En este trabajo Macdonald (1974) define la ecuación $Al_2O_3 = 1.33*(FeO) + 4.40$ que separa geoquímicamente las comenditas de las pantelleritas y a su vez la ecuación $Al_2O_3 = -0.68*(FeO) + 17.65$ que separa traquitas de riolitas peralcalinas, generando así el diagrama clásico de uso actual. Para la región del Sulcis, Bertolio (1895, 1897) describe un nuevo grupo de riolitas con aegirina y anfíboles sódicos de tipo arfvedsonita en la zona de San Pietro y hace referencia a su similitud con rocas de tipo pantellerita, aunque no las define como tales. Posteriormente Araña et al. (1974) exponen que las rocas de Monte Tortoriso y Capo Sandalo eran pantelleritas, y Cioni et al. (2001), hacen referencia a esta interpretación agrupando a las pantelleritas dentro del grupo de domos y lavas de la Unidad Ravenna-Becco-Nasca (LCO3-L). A pesar de estas referencias, ninguno de los trabajos publicados en los '90 y tampoco los recientes han dedicado esfuerzos en clasificar estas rocas con técnicas modernas. Desde el punto de vista de la evolución de la peralcalinidad, en Cioni et al. (2001) se hace referencia sobre la Unidad Nuraxi como riolitas transicionales hacia

las comenditas, aspecto que Gisbert (2012) aborda en su tesis doctoral y en Gisbert y Gimeno (2017). Un gran aporte al conocimiento de la secuencia volcánica del Sulcis se produce en estos trabajos, con un amplio y detallado estudio petrográfico y geoquímico de 19 unidades ignimbríticas y lávicas, desde las andesitas en la base de la secuencia hasta las riolitas a techo de la misma. En esta línea de trabajo los autores definieron las bases geoquímicas de discriminación de unidades complejas desde el punto de vista cartográfico y petrográfico, separando dentro de las rocas peralcalinas, muy acertadamente, la nueva Unidad Carloforte, de la Unidad Monte Ulmus, mientras que la Unidad Comendita fue estudiada en su sentido más amplio sin una estratigrafía de detalle.

Este capítulo se apoya en las bases mineralógicas y geoquímicas de Gisbert (2012) que fueron el punto de partida para separar las subunidades peralcalinas y el sucesivo refinamiento general de toda la columna volcanoestratigráfica. Como ya se mencionó en la sección 6.7 del capítulo 6 durante la cartografía de detalle, se subdividieron 42 eventos volcánicos eruptivos que pueden ser discriminados desde el punto de vista cartográfico y geoquímico. Una descripción detallada de cada uno de ellos excede a este capítulo, por lo que las descripciones que se abordan aquí están enfocadas en resolver las hipótesis que permanecían abiertas sobre el magmatismo peralcalino en trabajos anteriores (Assorgia et al., 1990a, b, c, 1992a, b, 1993, 1994; Garbarino et al., 1990a, b; Maccioni et al., 1992; Morra et al., 1994; Gimeno et al., 1996, 2003; Cioni et al., 2001; Pioli, 2003; Pioli y Rossi, 2005; Ronga, 2011; Gisbert, 2012; Gisbert y Gimeno, 2017; Gisbert et al., 2019).

7.3 Metodología

La petrografía de rocas volcánicas se desarrolló en la Facultad de Ciències de la Terra-UB, Barcelona con diferentes microscopios, entre ellos el modelo Zeiss Axioskop 40 con *software* Elements Imaging de Nikon y objetivos desde 2.5 hasta 40x, el modelo Zeiss Axiophot con objetivos hasta 1.25x hasta 63x, y el modelo Zeiss. Scope A1 dual, con objetivos hasta 100x. También se utilizó lupa binocular Zeiss SteREO Discovery v.12 con aumento hasta 100x. Para revisión de fases minerales detalladas antes del uso de la microsonda, se utilizó el microscopio electrónico de barrido (SEM-WDS, EDS y BSED) modelo ESEM (bajo vacío) Quanta 200 FEI, XTE 325/D8395 y Microscopio SEM modelo Jeol J-6510 (unidad de congelación GATAN ALTO-1000, detector EDS, con detector de electrones retrodispersados). La microsonda electrónica (EPMA) modelo JEOL JXA-8230 (con cinco espectrómetros WDS y un EDS).de los laboratorios CCiT-UB.

La preparación de muestras se realizó en el laboratorio de Geoquímica i Petrologia de la Facultat de Ciències de la Terra-UB. Durante la etapa de trituración primaria que se realizó

de forma manual se tuvo la máxima precaución de separar pumitas y fragmentos líticos de las muestras ignimbríticas para poder realizar las determinaciones analíticas de cada fase de manera independiente. Las muestras fueron pulverizadas a $<75\ \mu\text{m}$ en molino de anillas de carburo de tungsteno y secadas en estufa 24 hs a 105°C . En esta etapa de preparación se realizó también un control adicional para determinar la contaminación de W en muestras con alto contenido de sílice y en consecuencia muy abrasivas, El valor umbral de contaminación es de 36 ppm (ver resultados en Anexo IV, sección 19.6).

Los análisis geoquímicos de roca total y elementos trazas fueron realizados en dos laboratorios: CCiT-UB (Barcelona, España) y ALS *Laboratory Group* (Sevilla e Irlanda).

Los análisis por FRX (equipo de lectura WDXRF, AXios advanced mAX de PANalytical) del laboratorio CCiT-UB, Barcelona, se realizaron para óxidos mayoritarios a través de perlas vítreas (Norrish y Hutton, 1969; Leake et al., 1969; Ogasawara et al., 2018). El protocolo del laboratorio de FRX CCiT-UB se define como sigue: se pesan 0.3 g de muestra y se añade tetraborato de litio (6 g) hasta alcanzar una dilución de 1:20. Se funde con 30 ml de yoduro de litio (usado como tensoactivo) a temperaturas de $1120^\circ\text{--}1160^\circ\text{C}$ con una potencia del 75% en un tiempo aproximado de 8-11 min (Perl'X3 de PANalytical). Las muestras se analizan por duplicado. La pérdida de volátiles por calcinación (LOI) se realizó con 0.5 g de muestra en crisoles de porcelana, que se colocaron en estufa de ambiente oxidante a 950°C durante 5 hs. La preparación de pastillas para determinación de los elementos trazas se hizo en el mismo laboratorio pesando 6 g de muestra con 3 ml de Elvacite® disuelto en acetona (solución al 20%) y homogeneizado en mortero de ágata. Se coloca la mezcla en una cápsula sobre una base de ácido bórico y se compacta con una prensa (HERZOG) a presión máxima de 200 kN durante 1 min. Se insertaron algunos estándares internacionales de rocas ígneas, del Servicio Geológico de Japón (GSJ), para controlar la preparación y análisis, estos son JR-3, JA-2 y JSy-1 (Imai et al., 1995, 1999). El laboratorio de FRX CCiT-UB utiliza 12 patrones internacionales de referencia para su calibración (ver sección 19.5.2.1). Los límites de detección de la técnica se presentan en la secciones 19.5.2.2 y 19.5.2.3 del Anexo IV en función de los parámetros de calibración. En el laboratorio de vía húmeda CCiT-UB, también se realizó el proceso de digestión con ataque ácido (HNO_3 , HClO_4 y HF). Se procesaron 247 muestras (190 muestras de rocas y mineralizaciones y 57 muestras de control) para análisis de elementos trazas y REE. Primeramente, se realizó la limpieza de los materiales y reactores de teflón con HNO_3 y H_2O ultra-pura MQ. Se pesó 0.1 g de muestra previamente secada a 105°C durante 24 hs, con balanza de alta presión. Un primer ataque ácido se realizó con 2.5 ml HNO_3 , 5 ml de HF y 2.5 ml de HClO_4 dejando esta primera reacción en estufa durante 12 hs a 90°C .

Posterior a este ataque se colocaron las muestras en baño de arena hasta obtener humos de perclórico y se añadió 5 ml de HF y se dejó reposar, con reactores cerrados, 2 hs más en estufa a 90°C, para eliminar posibles trazas de silicatos de la primera digestión. Se repite el proceso en el baño de arena para evaporar HF, cuando se alcanzan humos abundantes se colocan 2 ml de HClO₄ evaporando nuevamente hasta alcanzar el punto de sequedad incipiente. Se retiran las muestras y se dejan enfriar para añadir 1 ml de H₂O MQ y 1 ml de HNO₃ (evitando la precipitación) Se transfiere la solución a un matraz y se enrasa a volumen de 100 ml. Se preparan dos tubos de 14 ml cada uno, para ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) e ICP-OES (*Inductively coupled plasma-optical emission spectrometry*) y se refrigeran hasta su lectura final. Los elementos formadores de rocas (Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Na, K, Ca, P) se analizan con ICP-OES (equipo PE Optima 8300). El resto de la tabla periódica con ICP-MS (equipo PE SCIEX ELAN 6000). Particularmente las concentraciones de Ba, Zn y Sr se analizan con ambos métodos y mediante análisis de Qa-Qc se determinó, en función de los límites de detección inferior y superior, que los resultados por ICP-MS son muy confiables, y sobre todo representan de manera muy ajustada los bajos valores de Sr para las rocas comendíticas. En el Anexo IV, sección 19.7 se presenta a modo de ejemplo el tratamiento estadístico de los datos para Ba y Zn analizados como duplicados de método. Los lotes de análisis fueron 5, y aproximadamente cada uno contiene 38 muestras originales que se controlaron con materiales de referencia certificados diferentes de los que usan los laboratorios como patrones internos (Roelandts, 1996). Once muestras corresponden a estándares certificados, 1 STD líquido 140-102-04x de *SCP Science* y 3 STD de rocas (mencionados arriba). También se insertaron duplicados (12) y blancos (34). En proporción cada lote contiene 7 blancos, 2 duplicados y 2 estándares.

Las restantes muestras (119) que fueron analizadas por ALS² se enviaron ya pulverizadas (2-5 g) para seguir con el mismo criterio de separación de componentes de las rocas ignimbríticas, por lo tanto, el laboratorio externo realizó el ataque por vía húmeda mediante cuatro ácidos con lectura final por ICP-MS (código de método ME-MS61r) y la fusión para obtener perlas y lectura final por FRX (código de método ME-XRF26). La pérdida por calcinación sigue el método OA-GRA05x (a 1000°C). Los límites de detección para cada método pueden consultarse en la sección 19.5.3 del Anexo IV. Junto con el lote de

² Protocolos del laboratorio ALS en su sitio [web](#)

muestras originales, se enviaron 3 muestras de los mismos estándares utilizados con el laboratorio de Barcelona; los resultados son satisfactorios, con una desviación estándar relativa (RSD) <4%, para los elementos mayoritarios, ya sea que su determinación se haga por FRX (óxidos) o por ICP-MS (elemental). Los únicos valores anómalos de %RSD corresponden a muestras con muy bajas concentraciones (próximas al límite de detección). Para los elementos trazas y REE. Los valores de %RSD por elemento deben analizarse en cada caso (ver Tabla 19.11 y Tabla 19.12 en la sección 19.5.4 del Anexo IV).

Este laboratorio utiliza por certificación internacional, los siguientes estándares para control en la lectura por ICP-MS: GBM908-10, MRGeo08, OGGeo08, OREAS-101a. Para lectura por FRX los estándares son: AMIS0104, AMIS0325, GBAP-3, [NCSDC79001](#)³, SARM-3, SARM-5, SY-4. Se introduce un blanco y 2 duplicados internos del laboratorio, además se analizan por duplicado 12 muestras del lote original de envío. En la sección 19.5.5 del Anexo IV, se adjuntan algunos certificados de control de calidad del laboratorio ALS para referencia

Particularmente resulta evidente la dificultad de determinar valores <20 ppm y >500 ppm para Zr, mediante el método seleccionado con ALS. Es por este motivo que la concentración de Zr se ha determinado en paralelo por el método de FRX en pastillas en los laboratorios CCiT-UB donde el límite inferior es de <16.8 ppm, mientras que el patrón máximo en la curva de calibración es de 1011 ppm, por lo que valores superiores son estimados y reportados por el laboratorio CCiT-UB mediante regresión lineal.

El análisis de isótopos radiogénicos se realizó en el Laboratorio SGIker de Bilbao en la Universidad del País Vasco (UPV). La preparación de las muestras se llevó a cabo en cabinas PP de flujo laminar vertical y extracción total Clase A (ISO-5), ubicadas en una sala blanca ISO-7. Las composiciones isotópicas de Sr-Nd-Pb se analizaron mediante un espectrómetro de masas de colectores múltiples (Thermo Neptune MC-ICP-MS). Para los análisis, se tomaron muestras alícuotas de 0.050-0.200 g por cada muestra. Estas se disolvieron en HF-HNO₃ 7N siguiendo un método simplificado de Pin y Gannoun (2017). Algunas muestras con relaciones más altas de Rb/Sr se disolvieron en HF-HNO₃-HClO₄ produciendo una segunda alícuota siguiendo los protocolos descritos en Pin et al. (1994). Los isótopos Sr y Nd se han separado aplicando resinas Sr-resin, TRU-resin y Ln-resin, siguiendo los métodos descritos en Pin y Gannoun (2017); Pin y Zalduegui (1997). En el caso de las muestras con relaciones Rb/Sr más altas mencionadas anteriormente, el Sr no

³ Algunos de los STD de ALS pueden consultarse en [TechLab](#)

se purificó eficazmente. Además, se detectaron trazas elevadas de Rb que no han validado la medición de isótopos del Sr. En este caso particular, se prepararon nuevas alícuotas aplicando 83 mg de resina Sr-resin, en lugar de los 20 mg aplicados en las sesiones anteriores de análisis. La metodología seguida para esta segunda preparación de alícuotas se describe en Pin et al. (1994). Las muestras de Sr-Nd se disuelven en 2 ml de HNO₃ al 3% y se diluyen hasta obtener concentraciones de 200 ng/g de Sr y Nd respectivamente. Estas diluciones se introdujeron en el equipo Thermo Neptune MC-ICP-MS. Los análisis se realizaron en 4 bloques y 13 ciclos en promedio para Sr y 4 bloques y 25 ciclos para Nd, con un tiempo de integración de 8s por ciclo en ambos casos. El fraccionamiento de masa instrumental y la interferencia de Kr para Sr se corrigieron aplicando los métodos de Balcaen et al. (2005). En el caso de Nd, el fraccionamiento de masa instrumental se corrigió con los protocolos de Russell et al. (1978). Los valores promedio de los estándares de referencia utilizados fueron NIST NBS-987 para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710276 \pm 1.6 \cdot 10^{-6}$ (n=6) y JNdi-1 para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512098 \pm 3 \cdot 10^{-6}$ (n=3) correspondiente a 0.512356 para el estándar internacional La Jolla. Todas las desviaciones se presentan como 2SD.

Todos los análisis de isótopos de Pb se realizaron en muestras que se purificaron con 20 mg de resina Sr-resin aplicando los métodos de Pin y Gannoun (2017). Las muestras purificadas se han diluido en 1.5 ml de HNO₃ 0.32N, hasta obtener una concentración final de 150-200 ng Pb/g de solución. Estas soluciones se introdujeron en el equipo Thermo Neptune MC-ICP-MS. Los resultados se obtuvieron después de la sustracción del blanco analítico (analizado durante 60 s), el número de ciclos fue de 105 y el tiempo de integración fue de 8 s. El fraccionamiento de masa instrumental se corrigió internamente con la adición del material de referencia NBS-997 y aplicando una relación $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ de 2.3889 (Thirlwall, 2002). El estándar NBS-981 de Pb arrojó un promedio (n=6) de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9425 \pm 8 \cdot 10^{-4}$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5007 \pm 8 \cdot 10^{-4}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7275 \pm 1.9 \cdot 10^{-3}$. Todas las desviaciones se presentan como 2SD.

7.4 Resultados

Los resultados que se exponen a continuación están basados en datos propios de 259 muestras de rocas volcánicas que pueden consultarse en la sección 19.8, Tabla 19.13, del Anexo IV. Para apoyar esta base de datos se sumaron muestras de la literatura (mayoritariamente del grupo de trabajo, de Assorgia et al., 1990; Gimeno, 1991; Morra et al., 1994; Pioli, 2003; Rosselló-Espuny, 2005; Ramon-Sala, 2009; Rodríguez-López, 2009; Ronga, 2011; Gisbert, 2012; Rodríguez-Buiza, 2016; Gisbert y Gimeno 2017) que también pueden consultarse en la sección 18.2 y 18.3 del Anexo III. Todas estas bases de datos

geoquímicas son anexadas en formato Excel en los materiales suplementarios (digitales). La decisión de utilizar datos de la literatura en los resultados está justificada en la redefinición de unidades y subunidades por esta autora durante la cartografía de detalle y en consecuencia por el uso de herramientas petrográficas y geoquímicas para validar el método desarrollados por Gisbert (2012) y Gisbert y Gimeno (2017). Debido al cambio sistemático de muchas de las muestras y la incorporación de esta nueva clasificación a los datos inéditos y publicados de la bibliografía se hace necesario reflejarlos dentro de la población estudiada con las muestras propias.

7.4.1 Petrografía

Aquí se presentan con mayor detalle, aspectos petrográficos para las series TRQA, LCO y UCO. Que corresponden a los avances más destacados de esta tesis. El resto de series y unidades pueden consultarse con una completa descripción en Gisbert (2012) y Gisbert y Gimeno (2017). La Unidad traquiandesítica como se definió en la cartografía aparece dentro de la secuencia de ignimbritas, domos y lavas en la base de la serie comendítica inferior. Estratigráficamente se colocó en la columna generalizada marcando el fin de la serie MRH y el inicio de LCO, aunque esto será determinado de manera más acertada con las dataciones en los siguientes capítulos. Petrográficamente está caracterizada por una matriz traquítica con fenocristales de plagioclasa y piroxenos, y xenocristales de sanidina y flogopita (Fig. 7.1). Presenta evidencias de desequilibrio químico entre los xenocristales, algunos piroxenos y en bordes de plagioclasas principalmente. Es frecuente encontrar acumulados de cristales de piroxenos y plagioclasas más cálcicas. La Unidad CO, en la base en la serie LCO está caracterizada por flujos ignimbríticos en contacto con la unidad MZ (fin de la serie MRH) y domos lávicos y coladas hasta que ocurre el cambio de quimismo y las rocas pasan a ser pantelleríticas en otra secuencia de flujos piroclásticos, dómicos y lávicos (Unidad PT). Posterior a esto el quimismo retorna a composiciones comendíticas con predominio de flujos piroclásticos solamente. Las subunidades en esta serie peralcalina inferior (descritas ampliamente en la cartografía) presentan rasgos petrográficos distintivos que se muestran a continuación. La subunidad dómica-lávica presenta varios domos, los más estudiados en esta tesis corresponden a Cala Vinagra LCO1-D (CV) y Cala Fico LCO1-D (CF), petrográficamente muy similares y con texturas de emplazamiento subacúatico muy características. Los fenocristales más abundantes corresponden a cuarzo y sanidina. Los minerales máficos como anfíboles y piroxenos están presentes en fases de cristalización tardía y son más frecuentes en los espacios porosos

de la matriz y en crecimiento dentro de las pumitas. Los minerales accesorios corresponden a opacos, zircones y menor medida apatito.

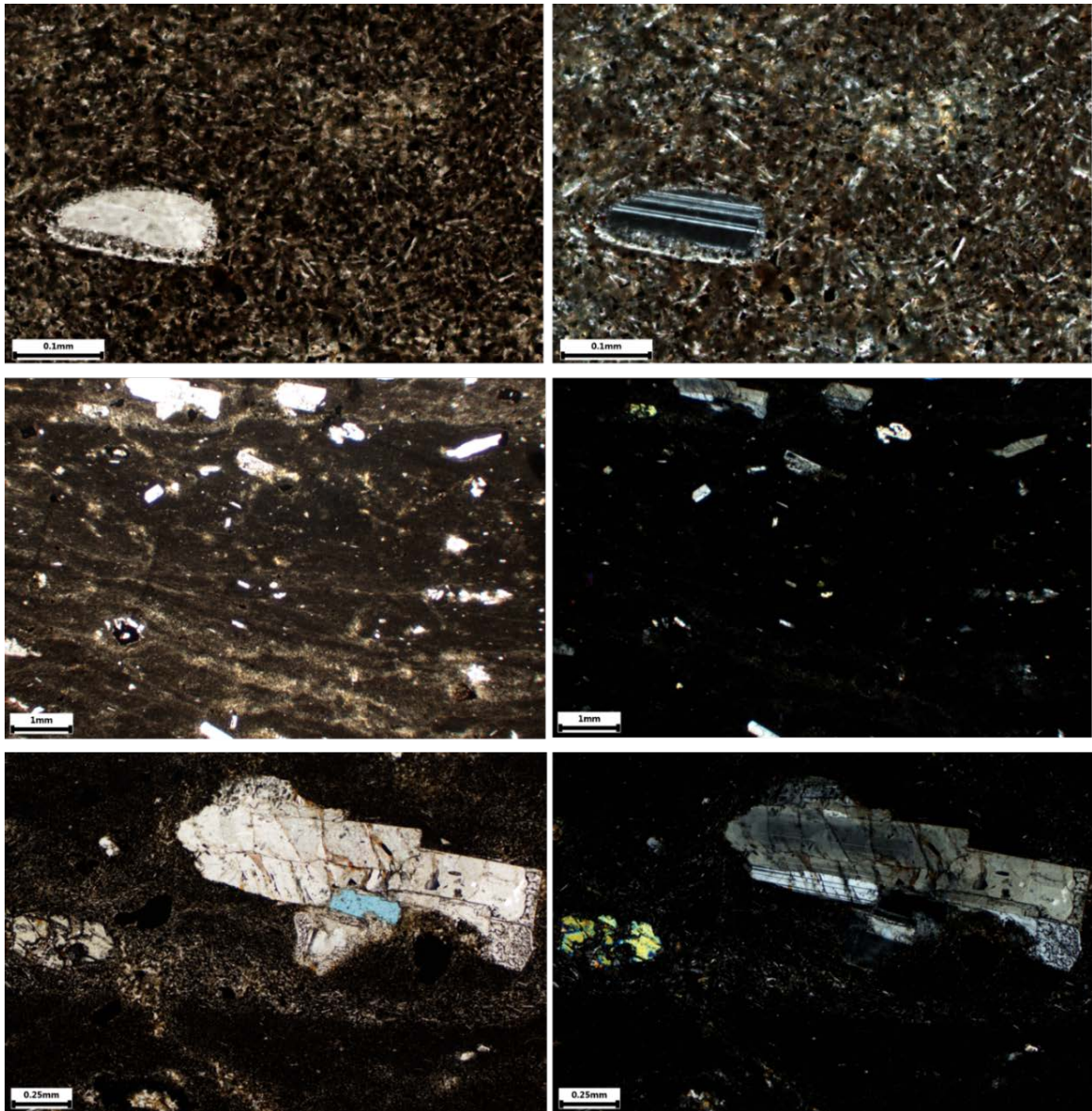


Fig. 7.1: Isla de San Pietro: características petrográficas de la Unidad traquiandesita (TRQA). Matriz microlítica y traquítica con fenocristales de plagioclasas y piroxenos. Se observan lineaciones de flujo y los fenocristales alineados en esa dirección. Son frecuentes las texturas de desequilibrio entre vidrio y cristal, los minerales accesorios corresponden a monacita, apatito y zircón, junto con minerales opacos abundantes. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).

Las texturas de desvitrificación y texturas perlíticas en la matriz vítrea son muy frecuentes, al igual que las fracturas curvas de cristales de cuarzo y rectas en feldespatos, con evidencias de desplazamiento in situ, también cristales de cuarzo esqueléticos debido a crecimiento acelerado por cambio abrupto de temperatura (*supercooling* Fig. 7.2). Estas características y las observaciones de campo sobre la presencia de brechas soportadas

por una matriz hialoclastítica, han permitido caracterizar el ambiente de emplazamiento de esta subunidad como subacuático. La subunidad piroclástica Genarbi (LCO2) con niveles de caída, flujos de cenizas, oleadas piroclásticas, niveles epiclásticos e ignimbritas tiene sus características petrográficas particulares propias de cada estilo eruptivo.

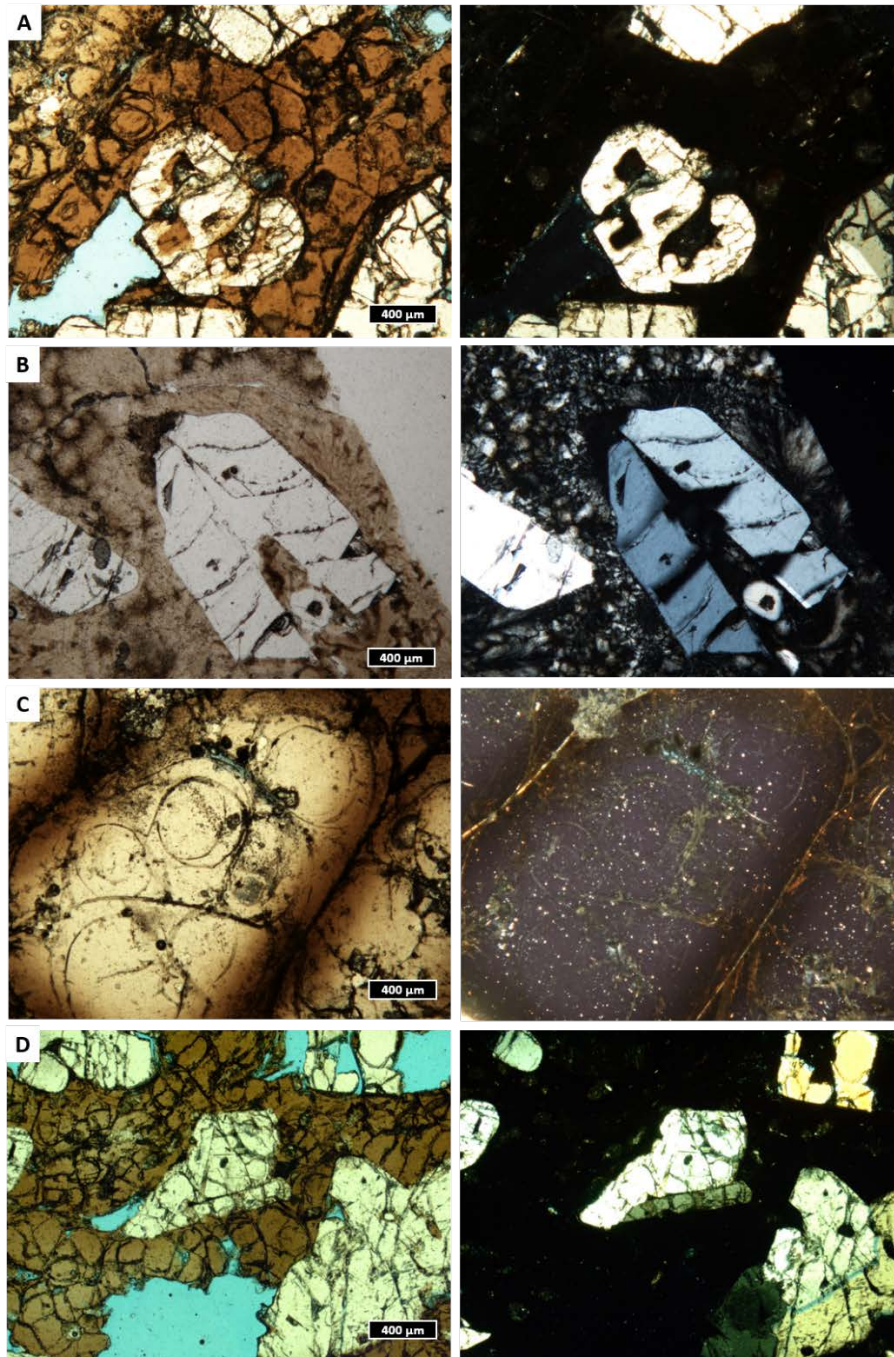


Fig. 7.2: Isla de San Pietro: domo de Cala Vinagra (LCO1-D). A) matriz vítrea con textura perlítica y cristal de cuarzo esquelético. B) matriz vítrea intensamente desvitrificada (estadio esferulítico) y cristal de sanidina fracturado y desplazado in situ. C) matriz de hialoclastita con textura perlítica. D) cristales de Qz y Sa fuertemente fracturados en matriz hialoclastítica con textura perlítica. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).

Los niveles de caída muestran pumitas redondeadas, están poco consolidados, no presentan evidencias de soldadura y son muy vesiculados, tienen menos cristales, la ceniza presenta una granulometría fina, y predomina el componente vítreo. Los niveles de oleadas presentan evidencias de rotura de cristales con fragmentos muy angulosos, principalmente muy marcado en los cristales de cuarzo, las pumitas están muy desvitrificadas, y los niveles retrabajados epiclásticos presentan muchos fragmentos líticos accidentales de diversa procedencia, entre ellos, líticos de NUR, MZ, LCO1-D y jaspes son los más frecuentes (Fig. 7.3).

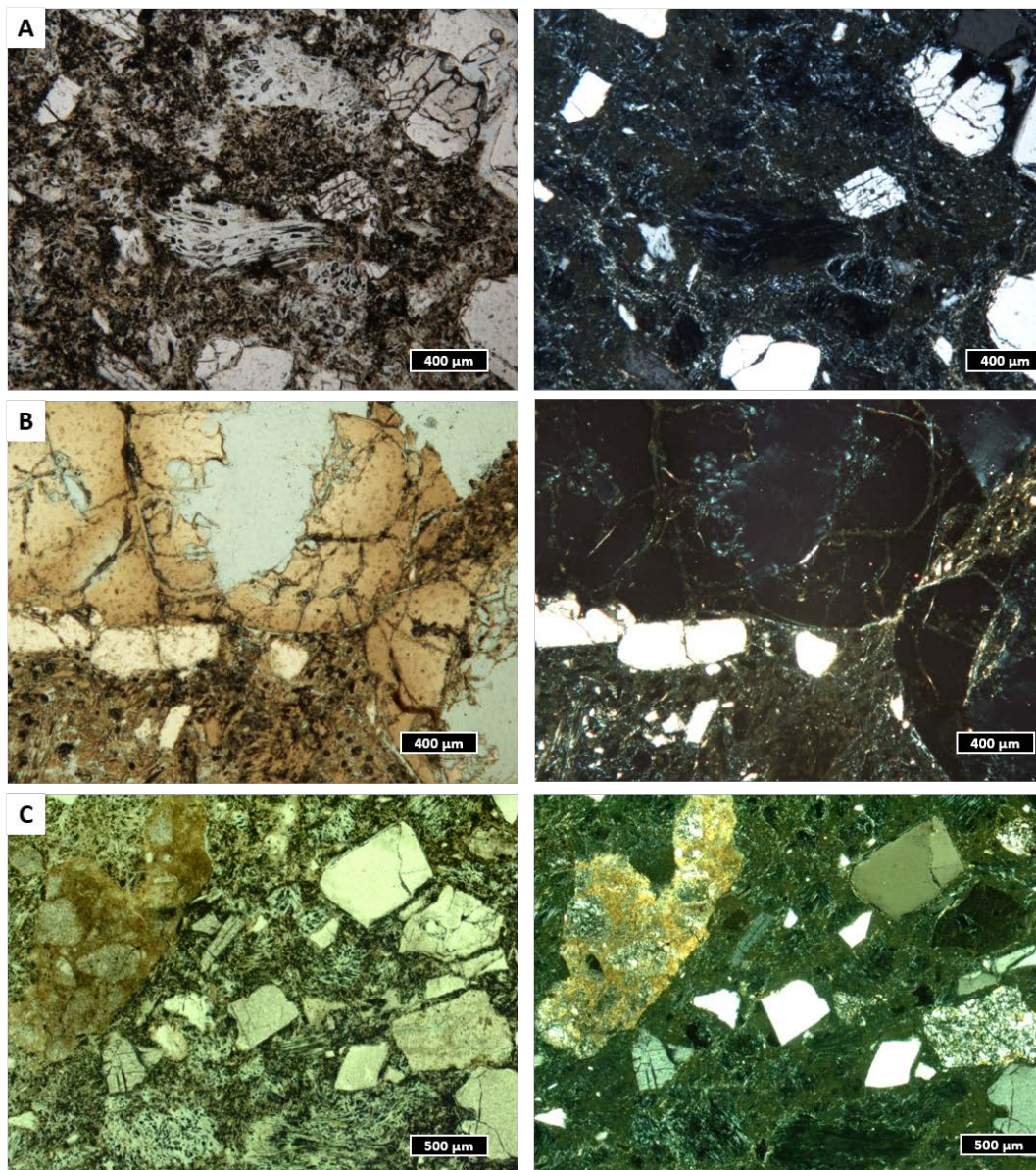


Fig. 7.3: Isla de San Pietro: subunidad LCO2 comendítica de Genarbi. A) nivel de caída. B) oleada piroclástica con fragmento del domo LCO1-D (nótese la textura perlítica del fragmento). C) nivel epiclástico con fragmentos líticos accidentales, pumitas y cristales. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).

La ignimbrita roja LCO3 (mayormente identificada en Sant'Antioco) pareciera ser coetánea con las lavas de Ravenna-Becco-Nasca (LCO3-L), aunque petrográficamente se diferencia mucho del resto de flujos ignimbríticos comendíticos dentro de toda la serie. Presenta una fuerte textura eutaxítica, abundantes pumitas oscuras, fenocristales de cuarzo, sanidina y una fase menor de mafitos amarillos (posiblemente anfíboles). Las coladas LCO3-L petrográficamente se parecen a los domos basales LCO1-D, con abundantes cristales de cuarzo, sanidina, y con la presencia de la fase máfica de anfíboles y piroxenos que confieren la típica textura agpaítica, además texturalmente presenta evidencias de contacto con agua al menos durante su emplazamiento, esto se manifiesta por la presencia de texturas granofíricas entre feldespatos y cuarzo y cristales de cuarzo con fracturas curvas. La misma textura granofírica también está presente en el domo pantellerítico del sector de La Piramide (LCO4-D), al inicio este domo fue identificado dentro de la subunidad Cala Vinagra, por su similar textura de desvitrificación (muy intensa), por estar brechado y por presentar texturas granofíricas que sugieren el contacto y emplazamiento con agua (Fig. 7.4), hasta que se modificó su clasificación con los resultados geoquímicos que son concluyentes con afinidad pantellerítica y quimismo idéntico a las rocas de Monte Tortoriso. En Punta Senoglio dos flujos ignimbríticos se superponen por encima de los domos de la subunidad de Cala Vinagra y por encima de la subunidad Genarbi. Uno de tipo pantellerítico (LCO4-A) que se denominó subunidad de Capo Sandalo y la subunidad LCO4-B, denominada Punta Senoglio propiamente. Esta última ignimbrita es más soldada y tiene pumitas negras centimétricas a decimétricas, mientras que la subunidad LCO4-A es menos soldada y tiene pumitas blancas de escala centimétrica. Geoquímicamente LCO4-B es de carácter comendítico y LCO4-A pantellerítico. Ambas subunidades en este sector O de San Pietro siguen mostrando evidencias de contacto con agua (Fig. 7.5 y Fig. 7.6). El domo LCO4-D y la subunidad lávica tiene la misma composición que la ignimbrita de Capo Sandalo, aunque las fases efusivas tienen mayor abundancia de piroxenos que la ignimbrita, mientras que LCO4-A tiene mayor proporción de un mineral máfico de difícil atribución que al parecer corresponde a un anfíbol (de color amarillo). Esto se discute más adelante, ya que la línea de trabajo en esta dirección, aún continúa. La subunidad Ventrishio (LOC5) es una ignimbrita comendítica verdosa, menos soldada y petrográficamente se distinguen dos grupos, uno con matriz vítrea con flujo muy marcado, y de textura mucho más fina, y el segundo que tiene una matriz sin evidencias de flujo y matriz cinerítica más gruesa. LCO6 es una ignimbrita comendítica de color blanco que en partes está muy silicificada, principalmente en zonas de borde de caldera y donde

interactúa con fluidos hidrotermales producto de la presencia de mineralizaciones de manganeso. (Fig. 7.7).

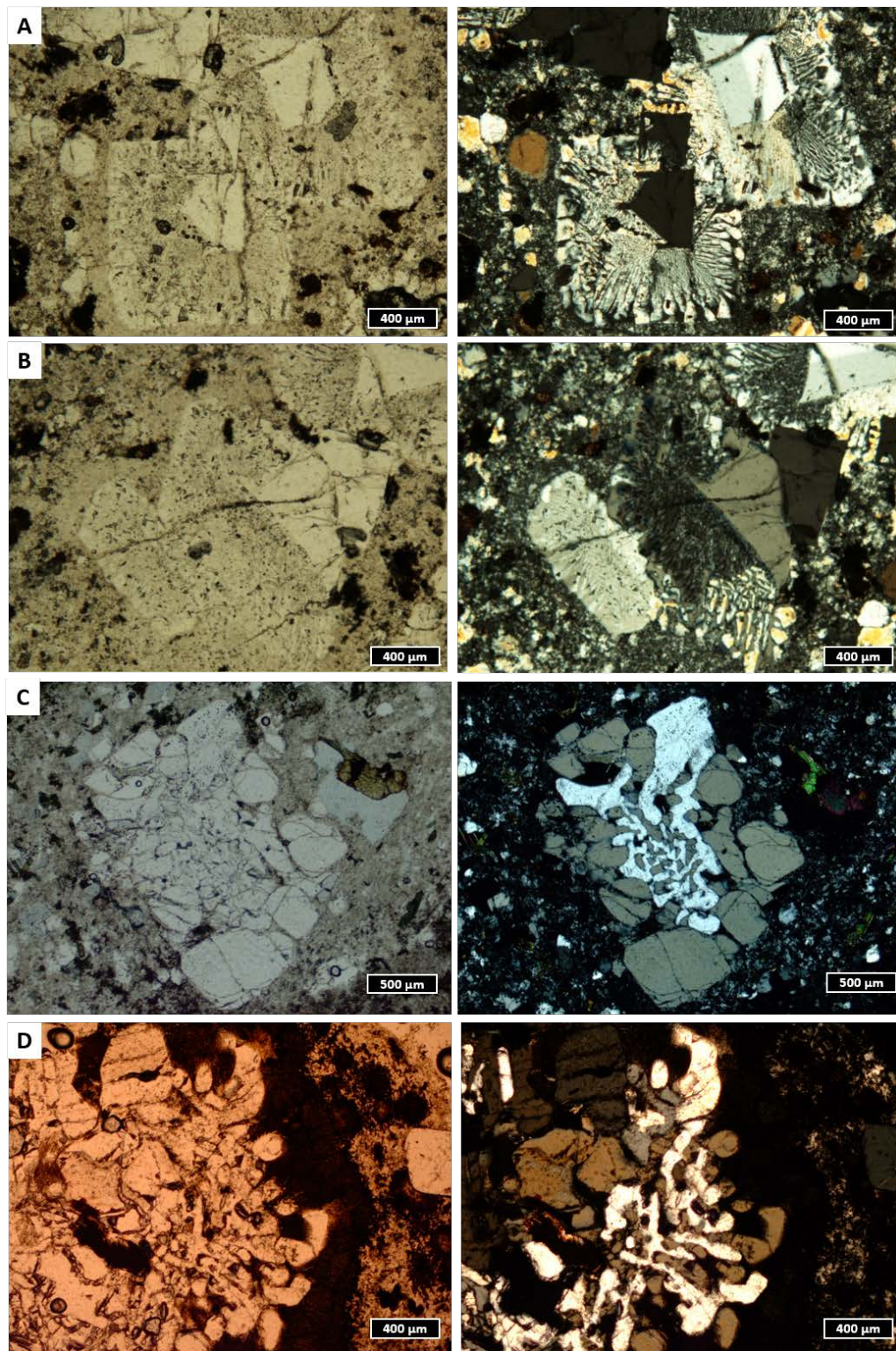


Fig. 7.4: Isla de San Pietro: texturas granofíticas de feldespato potásico (sanidina) y cuarzo en comeditas de las coladas LCO3-L Ravenna-Becco-Nasca (A y B) y pantellerita LCO4-D del domo de La Piramide (C y D). Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).

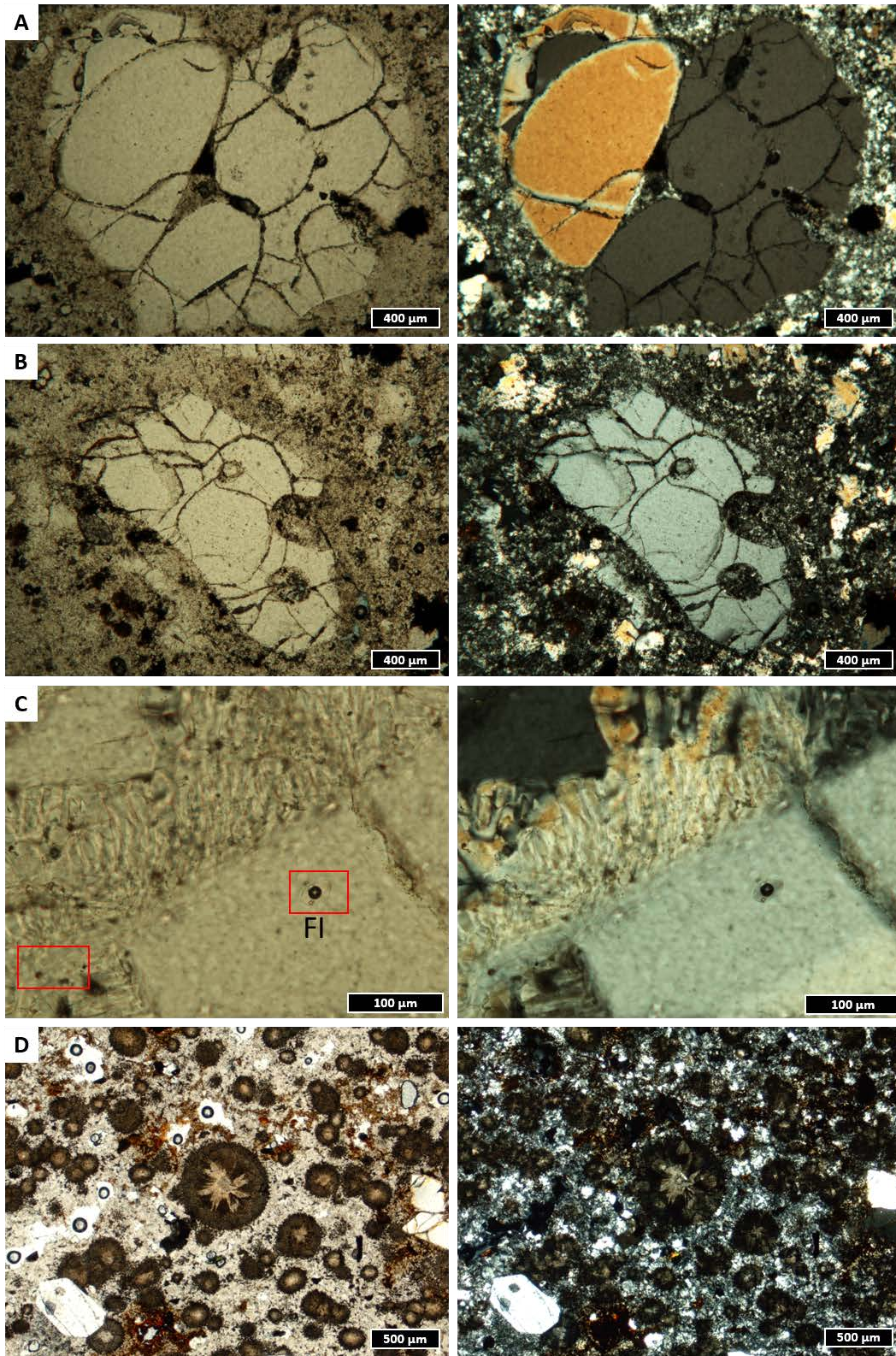


Fig. 7.5: Isla de San Pietro: texturas de cuarzos con fracturas curvas en coladas LCO3-L (A y B). C) Textura granofírica con inclusiones fluidas (cuadro rojo) trifásicas (L-V-S) en sanidina, nótese también una inclusión fluida bifásica en la zona granofírica. D) desvitrificación intensa del vidrio, texturas esferulítica y (en matriz) micropoiquilítica. C y D corresponden al domo LCO4-L de la zona de La Piramide. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).

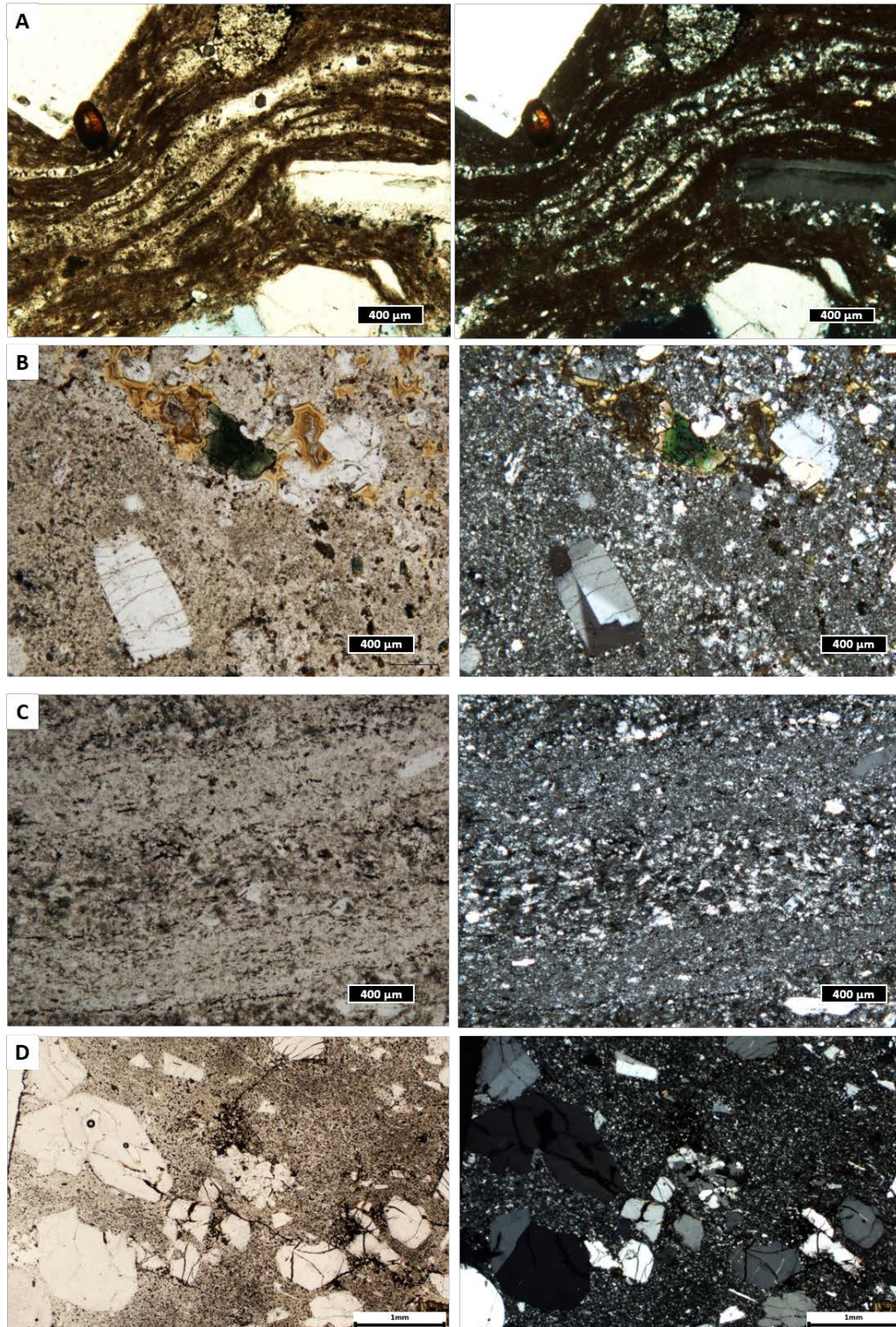


Fig. 7.6: A) Subunidad ignimbrítica comendítica LCO3 en Sant'Antioco con textura eutaxítica, grandes fenocristales de cuarzo y sanidina, fases menores de anfíboles marrones y amarillos. B) Pantellerita lávica LCO4-L de Monte Totoriso, con paragénesis de cuarzo, sanidinas y piroxeno-Na. C) Domo pantellerítico LCO4-D en Monte Totoriso, nótese la marcada foliación de flujo. D) Subunidad ignimbrítica de Capo Sandalo (pantellerita) se observan cuarzos con fracturas curvas y texturas granofíricas marcando contacto con agua (*supercooling*). Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).

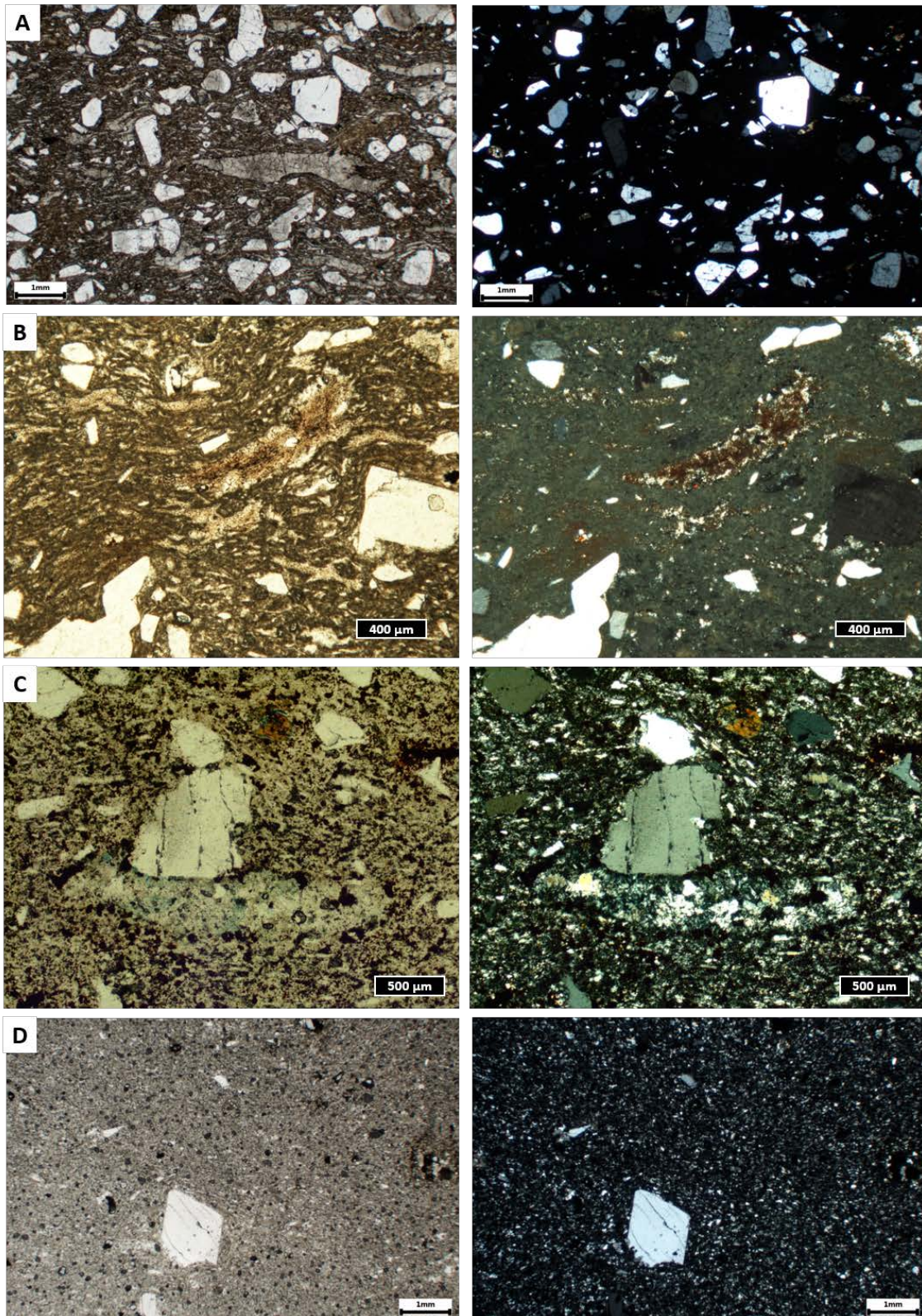


Fig. 7.7: A) Subunidad ignimbrítica comendítica Punta Senoglio en San Pietro, más soldada, con fuerte textura eutaxítica, nótese la pumita con textura perlítica y fracturas curvas en cuarzos. B) La misma unidad en Sant'Antioco, ya sin evidencias de ambiente subacuático. C) Subunidad LCO5 en Ventrishcio, San Pietro. D) Subunidad LCO6 en Cala Lunga, Sant'Antioco. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).

La serie UCO inicia desde UCO1 (A-B-C) con el vitrófiro de la unidad de enfriamiento Monte Ulmus, que se ha dividido internamente por su coloración (negro, marrón, rosado) y por mayor o menor presencia de xenolitos calcosilicatados que se explican detalladamente en el capítulo 10. Texturalmente muestra evidencias de intensa desvitrificación que disminuye en sentido ascendente hacia UCO1-B y UCO1-C. Geoquímicamente el vitrófiro en su conjunto se diferencia del resto de la unidad por su interacción y pirometamorfismo con las rocas del techo de la cámara magmática que corresponderían a materiales carbonáticos probablemente del basamento. Por encima del vitrófiro se encuentra la subunidad UCO2 que se corresponde con una ignimbrita fuertemente soldada de color rosado muy característica en todo el Sulcis, este nivel junto con el vitrófiro son muy buenos marcadores de correlación estratigráfica (Fig. 7.8). En posición estratigráfica sucesiva se deposita la subunidad UCO3-A, reomórfica, caracterizada por contener abundantes minerales máficos concentrados en las zonas de pumitas, esta subunidad no se ha depositado en San Pietro, y su mayor potencia aflora en Sant'Antioco en la costa O entre Cala Lunga y Cala Saboni, en el Entrotterra Sulcitano aflora en su localidad tipo, el cerro Monte Ulmus, aunque la mejor representación de esta unidad de enfriamiento, en secuencia completa se encuentra en la isla de Sant'Antioco. Esta subunidad como se mencionó en el capítulo 6 está fuertemente afectada por *blisters* de gran extensión areal, representando probablemente el sistema con mayor contenido de volátiles dentro del magmatismo peralcalino de la región. Presenta una paragénesis representada por fenocristales de sanidina en mayor proporción que cuarzo, pumitas aplanadas y matriz vítrea con textura de desvitrificación micropoiquilitica (sensu Lofgren, 1971a, b), se suele encontrar también como textura esferulítica en donde se observa desvitrificación en parches. Esto es muy característico sólo para esta subunidad UCO3-A y permite una rápida identificación al microscopio. Texturalmente en los sectores de *blisters* se observa un aplanamiento en bandas paralelas de esta textura esferulítica y recristalización de bandas micrométricas de cuarzo en un continuidad lineal con la reorientación de la matriz, los cristales y el flujo general de la zona afectada por el *blister* (Fig. 7.9). Por encima de UCO3-A se deposita el último miembro de esta unidad que corresponde a UCO3-B, caracterizado por intensa silicificación y con un nivel de explosividad superior al resto de toda la serie peralcalina inferior, esto queda evidenciado por la presencia de bombas. Esta subunidad sólo se ha encontrado en Sant'Antioco. También presenta abundantes xenolitos calcosilicatados y se han encontrado además xenolitos de tipo granítico. La mineralogía es idéntica al resto de la serie, cuarzo, sanidina, mafitos amarillos menores y abundante calcedonia y ópalo relleno vesículas en pumitas bombas (Fig. 7.10).

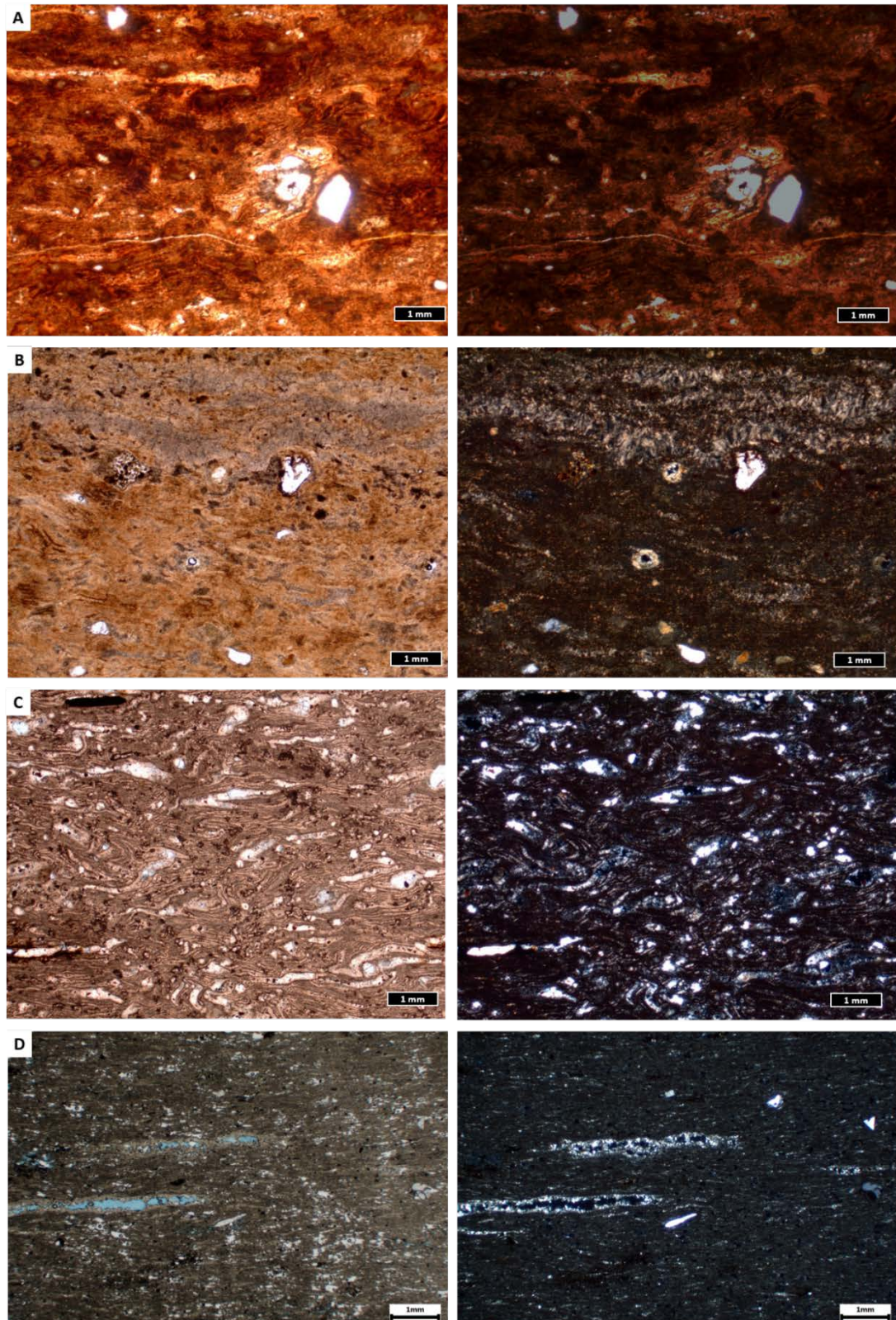


Fig. 7.8: Serie UCO, con vitrófiro basal que consta de 3 miembros. A) UCO1-A vitrófiro negro intensamente desvitrificado. B) UCO2-B vitrófiro marrón. C) UCO3-C vitrófiro rosa. D) Subunidad UCO2, nivel ignimbrítico intensamente soldado, color rosado, con predominio de sanidina sobre el cuarzo. Ambos niveles presentan textura eutaxítica muy marcada. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).

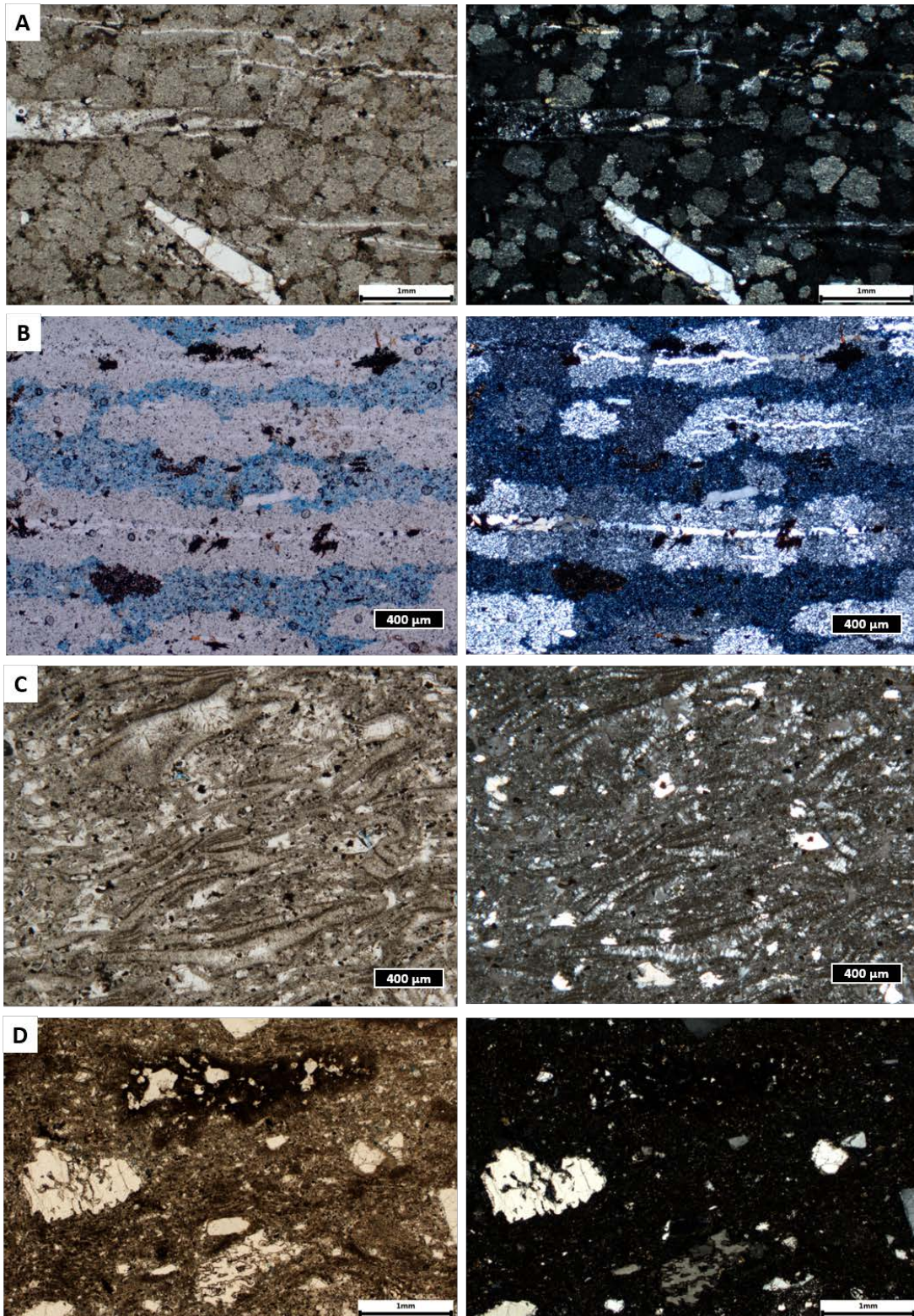


Fig. 7.9: Serie UCO. A) Subunidad ignimbrítica UCO3-A reomórfica con textura de desvitrificación micropoiquilítica en mosaico. B) UCO3-A, muestra en la zona más foliada de la pared interior de un *blister*, nótese como se deforman los mosaicos hasta unirse en bandas paralelas a la foliación. C) Subunidad UCO3-B con textura eutaxítica e importante silicificación. D) Unidad Acquadotto (AQD) con pumitas negras y fenocristales de feldspatos esqueléticos y corroídos, también presenta cuarzo. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).

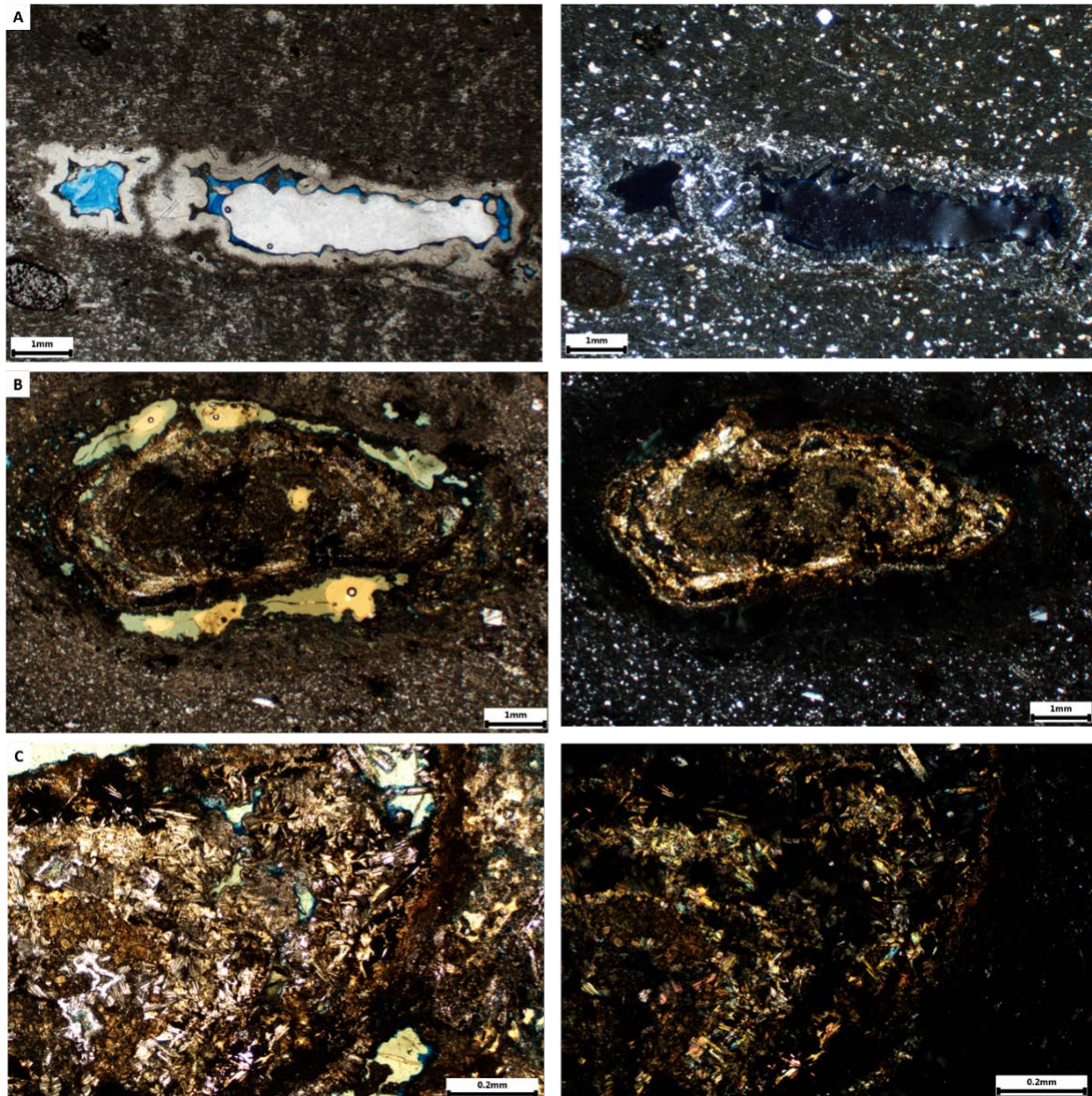


Fig. 7.10: Serie UCO. Subunidad UCO3-B. A) Precipitación de calcedonia-ópalo CT en las áreas vesiculares de una pumita. B) Xenolito calcosilicatado, nótese el espacio o porosidad que se genera en contacto con la roca de caja (resina color verdosa) por la digestión parcial del xenolito y la liberación de gases (CO_2). C) Ampliación de fotografía en B, donde se puede observar una fase mineral acicular amarillenta que a nícoles cruzados presenta fuerte colores de interferencia. Minerales silicatados formados por reacciones pirometarmórficas ricos en Mg, K, F, Na y Mn en orden de importancia. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).

Evidentemente su fuerte explosividad logró incorporar rocas del techo y paredes de la cámara magmática, que junto con la producción de gases por asimilación de las rocas carbonatadas y la llegada a la cámara de un nuevo magma más profundo dieron lugar a la erupción explosiva. Estratigráficamente sigue la Unidad Carloforte que fue definida por Gisbert (2012) y Gisbert y Gimeno (2017). A techo de esta unidad, se presenta la subunidad Acquedotto (AQD) definida en esta tesis, y que tiene más afinidad geoquímica con el final

de la serie UCO, aunque no es estrictamente peralcalina y aflora por encima de CF en el sector del Acquedotto sólo en la isla de San Pietro. Esta subunidad ignimbrítica tiene dirección de flujo hacia el mar con pumitas marrones a negras centimétricas y cristales de plagioclasa en evidente desequilibrio con el vidrio volcánico. Esto se revisa en detalle en el siguiente apartado.

7.4.1.1 Biotitas y Anfíboles en la serie MRH, TRQ, LCO y UCO

Este apartado se presenta de manera particular, enfocado no sólo en las rocas peralcalinas, sino también en algunas unidades de la serie media de riolitas (MRH), debido a la presencia importante de minerales hidratados, los cuales están presentes de manera más abundante en este grupo de rocas, no así en las riolitas inferiores (LRH) y superiores (URH). Estos minerales, constreñidos sobre todo en este entorno geoquímico en el que se produce un cambio gradual de magmatismo alcalino rico en K hacia un magmatismo peralcalino, tienen un significado importante desde el punto de vista del mayor contenido de agua y volátiles en la o las cámaras magmáticas.

Los resultados preliminares obtenidos en biotitas (bt) y anfíboles (Amph) para las unidades Monte Crobu, Nuraxi, Comenditas, Pantelleritas y Traquiandesitas (Fig. 7.11) tienen un potencial interés, primero por la presencia de elementos trazas y REE contenidos en estos minerales, segundo por un elevado contenido de F y menor Cl en los anfíboles, y tercero por la presencia de flogopitas ricas en Ti y F (2.5 wt%) con >6 wt% TiO₂ medido con microsonda electrónica (en traquiandesita). La relación Mg/(Mg+Fe²⁺) es de 0.75-0.77, y el valor de Ti en Apfu de 0.33-0.49, el H₂O calculada en wt% está entre 2.7-2.8 (Tabla 7.1). El cálculo de T°C con el termómetro de Wu y Chen (2015), se realizó para diferentes presiones, como una aproximación, ya que no está claro aún la profundidad de los magmas intermedios: con 1 Kb la temperatura obtenida es de 786°C, a 3 Kb la temperatura es 742°C y a 5 Kb la temperatura es 767°C. El termómetro para contenidos de Ti normaliza la fórmula estructural con Fe total como FeO.

Particularmente en MC se identifican algunas fases que podrían corresponder con fluoro-ferro-gedrita (Locock, 2014), que llegan a reportar valores en microsonda electrónica de hasta 7 wt% de F con un 14 wt% de MgO y 29 wt% de FeO, y otro grupo de anfíboles que parecen corresponder con grunerita con contenidos de CaO de hasta 1.5 wt%.

Las fases más conocidas de anfíboles Na-Fe también se estudiaron detalladamente en las unidades, desde la base de la serie LCO hasta la subunidad UCO3-A de Monte Ulmus (MU). Algunas fases hidratadas anfibólicas muestran la presencia de anomalías de Nb-Ti, Ce, Zr, con abundante presencia de F y Cl en minerales tales como fluoro-riebeckita y

fluoro-arfvedsonita (Locock, 2014), principalmente en la Unidad Pantellerita (Fig. 7.12). Es importante mencionar que el cálculo de fórmulas estructurales se ve dificultado por el sumatorio total de elementos mayoritarios que no suele superar el 85-87 wt%. Es posible que se deban incorporar más oligoelementos en la determinación de estos anfíboles (se sugiere explorar La, Zr, Y).

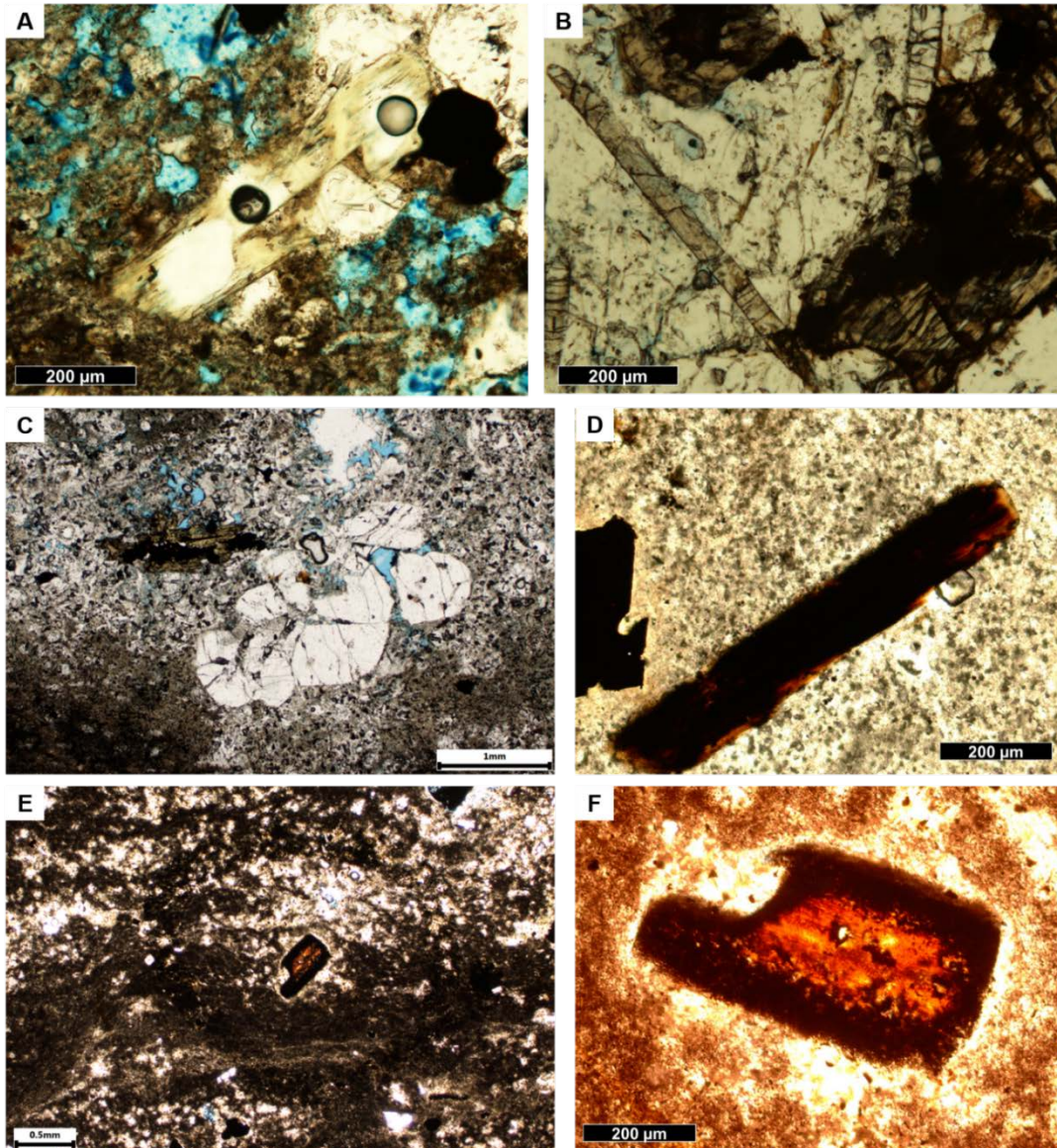


Fig. 7.11: Minerales hidratados de las rocas riolíticas de la serie intermedias MRH y la serie TRQ (traquiandesita). A) Unidad Punta dei Cannoni (PC), presenta el mineral máfico amarillo, bastante alterado y en claro desequilibrio con el líquido. B) Otra muestra de PC con un anfíbol de color marrón y abundantes cristales de apatito, prácticamente de la misma longitud que los anfíboles. C) Subunidad Monte Crobu rica en pumitas anfíboles marrones. D) Unidad Matzaccara con las biotitas características para este flujo ignimbrítico, siempre en paragénesis con zircones. E) Unidad traquiandesita con presencia de flogopita (rica en Ti), también se observa en desequilibrio con el líquido y no es frecuente en la roca por lo que parece corresponder a un xenocristal. F) detalle a mayor aumento de E. Todas las fotos a nícoles paralelos.

Tabla 7.1: Fórmula estructural para flogopita rica en titanio de la Unidad traquiandesita (TRQA).

Mineral Sample	Phlogopite 17-399b-bt2-069	Phlogopite 17-399b-bt2-070	Phlogopite 17-399b-bt2-071
<i>Main element oxide contents in weight percent [wt%]</i>			
SiO ₂	38.02	38.77	36.91
TiO ₂	8.64	5.76	6.38
Al ₂ O ₃	13.61	14.70	14.36
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	3.12	3.41	3.30
FeO	6.56	7.15	6.94
MnO	0.07	0.05	0.06
MgO	12.58	12.18	12.95
CaO	0.15	0.30	0.10
ZnO	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.81	0.47	0.43
K ₂ O	9.12	6.32	7.19
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00
F	2.45	2.47	2.14
Cl	0.20	0.37	0.28
O = F,Cl	-1.08	-1.12	-0.96
Sum	94.26	90.83	90.08
<i>Numbers of cations in atoms per formula unit [apfu] based on 110</i>			
Si	2.83	2.94	2.84
Al ^{IV}	1.17	1.06	1.16
P	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00
Σ T	4.00	4.00	4.00
Ti	0.48	0.33	0.37
Al ^{VI}	0.03	0.25	0.15
Cr	0.00	0.00	0.00
V	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.18	0.19	0.19
Fe ²⁺	0.41	0.45	0.45
Mn	0.00	0.00	0.00
Mg	1.40	1.38	1.49
Zn	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00
Σ M	2.50	2.61	2.65
Ca	0.01	0.02	0.01
Na	0.12	0.07	0.06
K	0.87	0.61	0.71
Sr	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00
Σ A	1.00	0.71	0.78
F	0.58	0.59	0.52
Cl	0.03	0.05	0.04
OH ⁻ (calculated)	1.40	1.36	1.44
Σ W	2.00	2.00	2.00
<i>Calculated parameters</i>			
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.77	0.75	0.77

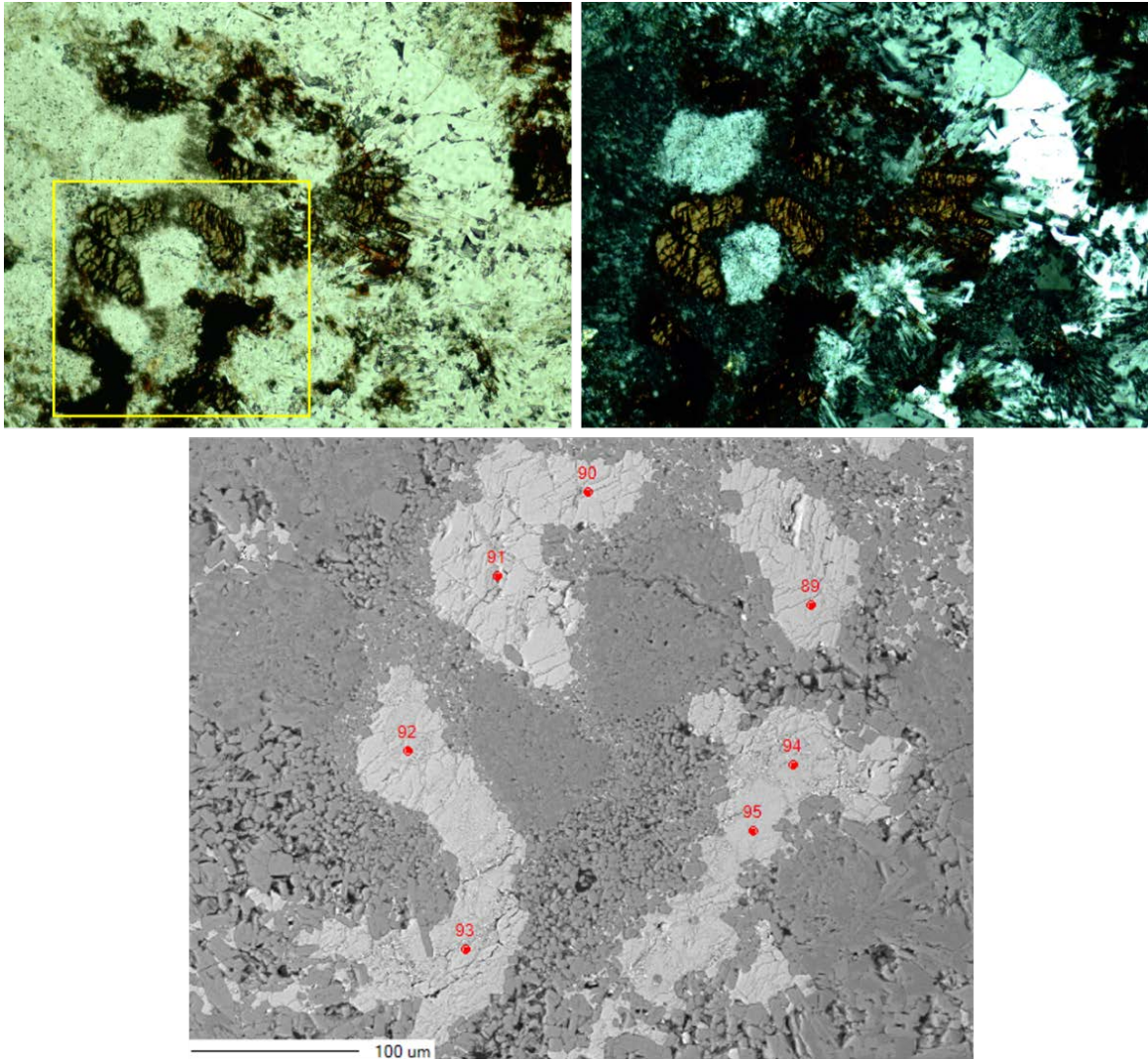


Fig. 7.12: Fluoro-riebeckita en Pantellerita lávica de Monte Torsoriso. Imágenes superiores a nícoles paralelos (izda.) y nícoles cruzados (dcha.). Imagen inferior de electrones retrodispersados (BSE) obtenida con microsonda electrónica.

Las subunidades comendíticas, principalmente dómicas y lávicas, presentan anfíboles más ricos en Fe en comparación con Na. En Ronga (2011) se identifican para las comenditas anfíboles tales como katoforite, ferro-richterita, arfvedsonita, eckermanita (rica en Fe), ferro-winchita, barroisita (rica en Fe). En Gisbert (2012) para esta misma unidad se identifican solo arfvedsonita y ferro-richterita. Aquí se ha identificado la fase fluorada de muchos de estos anfíboles, principalmente en las rocas pantelleríticas (ver p. ej. arfvedsonita rica en fluor en Fig. 7.13). También se determinó astrofilita en las comenditas de la base de la serie LCO, principalmente en las lavas LCO3-L de Ravenna-Becco-Nasca (Fig. 7.14).

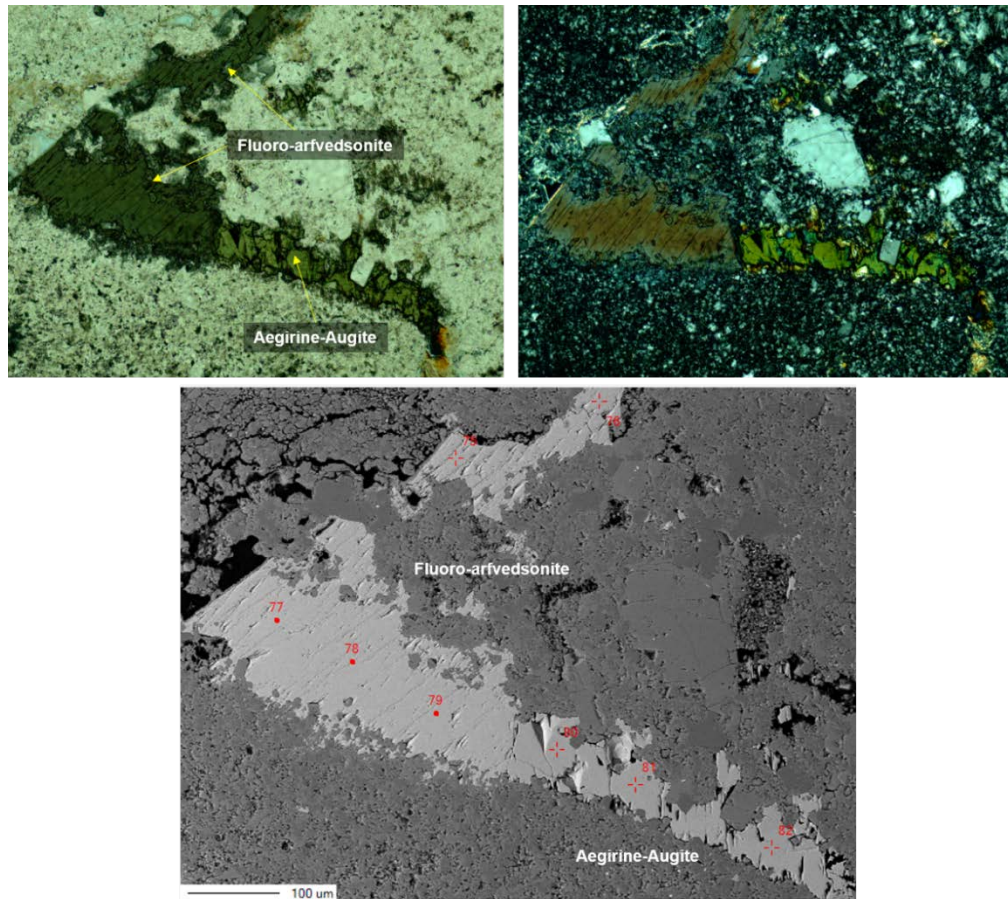


Fig. 7.13 Arfvedsonita rica en fluor en Pantellerita lávica de Monte Torsoriso. Imágenes superiores a nícoles paralelos (izda.) y nícoles cruzados (dcha.). Imagen inferior de electrones retrodispersados (BSE) obtenida con microsonda electrónica.

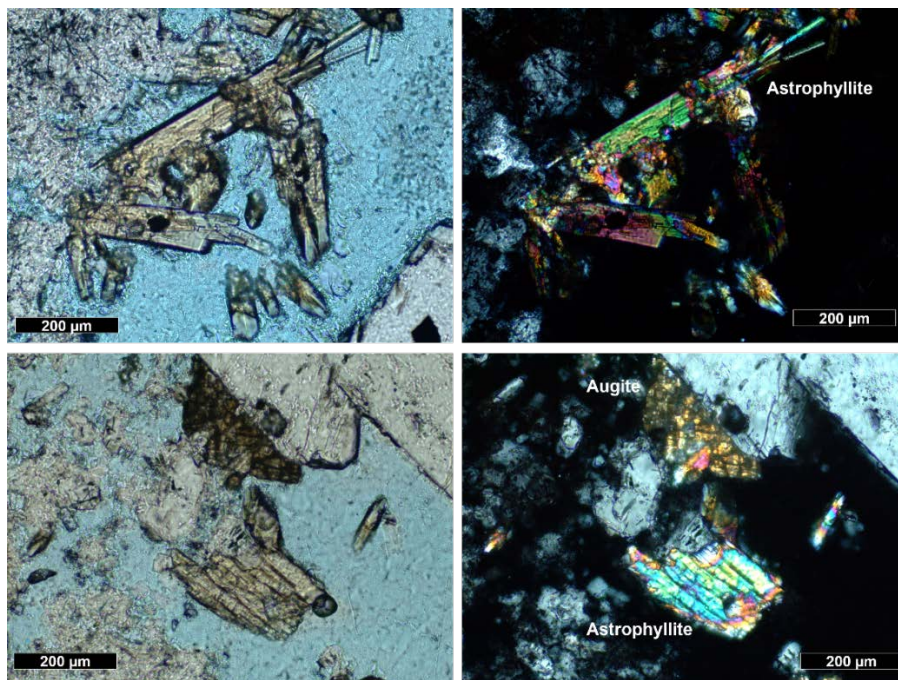


Fig. 7.14: Colada de Ravenna-Becco-Nasca (LCO3-L) con augita y astrofilita. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.)

Existe en particular un mineral máfico de color amarillo ampliamente presente en las rocas pantelleríticas (rasgo distintivo de la ignimbrita de Capo Sandalo), que no ha sido descrito hasta ahora en los trabajos previos y que también se ha observado en PC, NUR y LCO1- D como fase accesoria, de difícil identificación (Fig. 7.15) y prácticamente nula información en la bibliografía mineralógica. Esto ha motivado la realización de numerosas técnicas de identificación, aún sin éxito. Actualmente se trabaja con su fórmula estructural ya que se hicieron análisis de DRX en polvo no orientado, en agregados concentrados y monocristal de una muestra de la ignimbrita de Capo Sandalo (LCO4-A), en los laboratorios CCiT-UB con el Dr. Xavier Alcobe, pero no se obtuvieron buenos resultados debido a la aparente baja cristalinidad de la muestra. Sin embargo, en el difractograma se ha podido identificar una fase minoritaria de wilkinsonita [$\text{Na}_4\text{Fe}^{2+}_8\text{Fe}^{3+}_4(\text{Si}_{12}\text{O}_{36})$], mineral descrito por ejemplo en traquitas peralcalinas eruptivas del volcán Warrumbungle en Australia (Min.Dat.org; Duggan, 1990; Gaeta y Mottana, 1991; Burt et al., 2007) y que corresponde a un mineral del grupo de la aenigmatita, esto aporta un nuevo dato a estas rocas pantelleríticas de San Pietro (Fig. 7.16). Otros intentos se realizaron en los laboratorios de difracción de rayos-X del CSIC-ICTJA con el Dr. Jordi Ibáñez y sus colaboradores con el siguiente resultado: -la muestra no da señal, por tanto, no corresponde a nada que pueda considerarse cristalino. Por lo tanto, no es un mineral *sensu stricto*, siguiendo los criterios de la IMA- (Ibáñez, com. pers). A su vez se abordaron estos minerales máficos amarillos con estudios complementarios en el microscopio electrónico de barrido (SEM-WDS, EDS y BSED) modelo ESEM (bajo vacío) Quanta 200 FEI, XTE 325/D8395 con muestra sin recubrimiento y mapeo composicional con el Microscopio Electrónico de Barrido (JEOL J-6510) en condiciones de alto vacío y el sistema EDS (Oxford Instruments, INCA) donde la muestra fue recubierta con una fina capa de grafito para mejorar su conductividad eléctrica. Se observa una estructura en capas muy marcada, con las áreas grises más claras enriquecidas en Fe-Ti-Na con un pico menor de Mn y Ca, y empobrecidas en Al (Fig. 7.17). Las capas grises más oscuras contienen más Al, disminuye el Ti, desaparece el Mn y Ca y aparecen unos picos de K y Cl. Es notoria la presencia de abundantes exsoluciones de silicatos de Ti-Nb (en nódulos de $<10 \mu\text{m}$) en planos perpendiculares a la orientación preferencial de las capas. En vistas de los resultados de microsonda (Fig. 7.18) para los elementos mayoritarios y algunos elementos trazas (Ce, Nb) el total expresado en óxidos generalmente cierra en 84 a 87 wt%, existe la posibilidad que se trate de un anfíbol alterado en alguna fase retrógrada, y que posea un contenido de $\text{H}_2\text{O} >10 \text{ wt}\%$. O que realmente esté incorporando otro oligoelemento que no se ha medido aún, aunque no se ha detectado

en SEM-EDS y eso es lo que genera desconcierto, por lo que sólo se podría asumir que es un mineral muy hidratado.

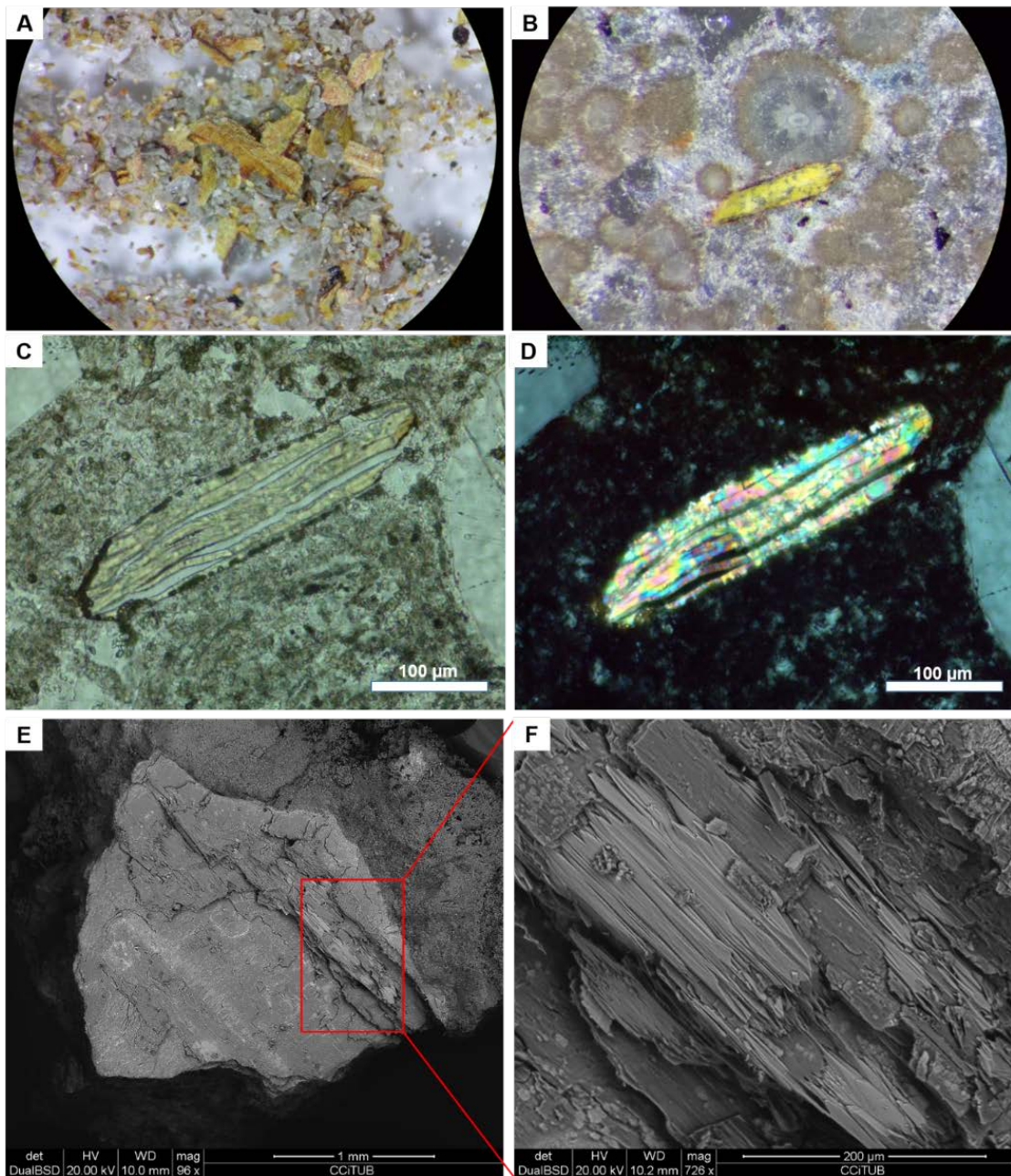


Fig. 7.15: Mineral máfico amarillo característico en pantelleritas ignimbríticas. Muestra de Capo Sandalo en San Pietro. Los cristales tienen <math><2\text{ mm}</math> de tamaño en su eje más largo, generalmente se presentan elongados en una relación máxima de 1:6, frecuentemente 1:3. A) separación de cristales para DRX monomineral con lupa binocular. B) Detalle del mineral amarillo en sección delgada, visto con lupa binocular, aumento 100x; nótese los esferulitos de desvitrificación en la matriz vítrea. C) Vista en microscopio petrográfico a nícoles paralelos. D) Vista a nícoles cruzados con altos colores de interferencia. El cristal nunca extingue por completo. E) Microscopio electrónico de barrido, imagen de electrones retrodispersados (SEM-BSE) del cristal en contacto con la matriz vítrea. El cuadro rojo muestra el área ampliada en la foto F. Mineral en capas alternas grises claras y grises oscuras.

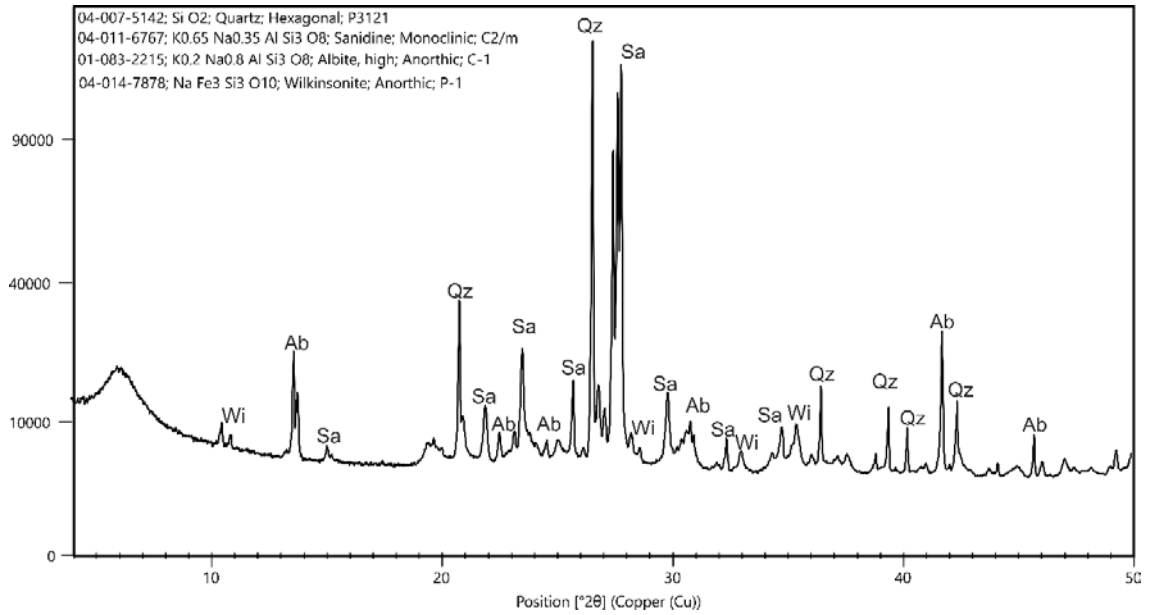


Fig. 7.16: difractograma de muestra en polvo de la unidad LCO4-A (pantellerita) de Capo Sandalo.

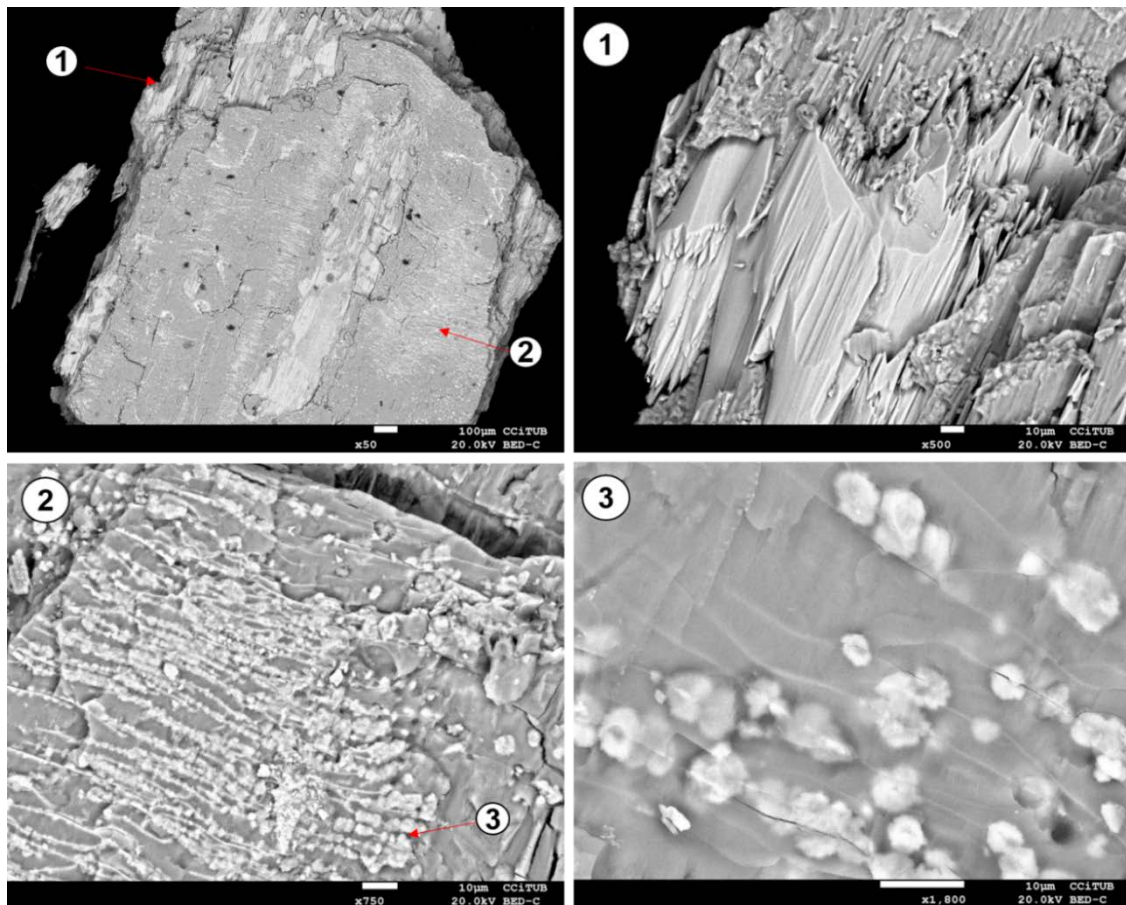


Fig. 7.17: Imagen de electrones retrodispersados del microscopio electrónico de barrido, del mineral amarillo. Estructura de un cristal individual (subunidad LCO4-A). En 1 se observan en detalle las capas que conforman el cristal. En 2 se muestran las abundantes exoluciones del Si-Ti-Nb perpendiculares a la orientación preferencial de las capas. En 3 detalle de los nódulos de exolución. Se presentan como esferulitos a partir de planos o lineaciones. Las exoluciones sólo se producen en las capas grises oscuras.

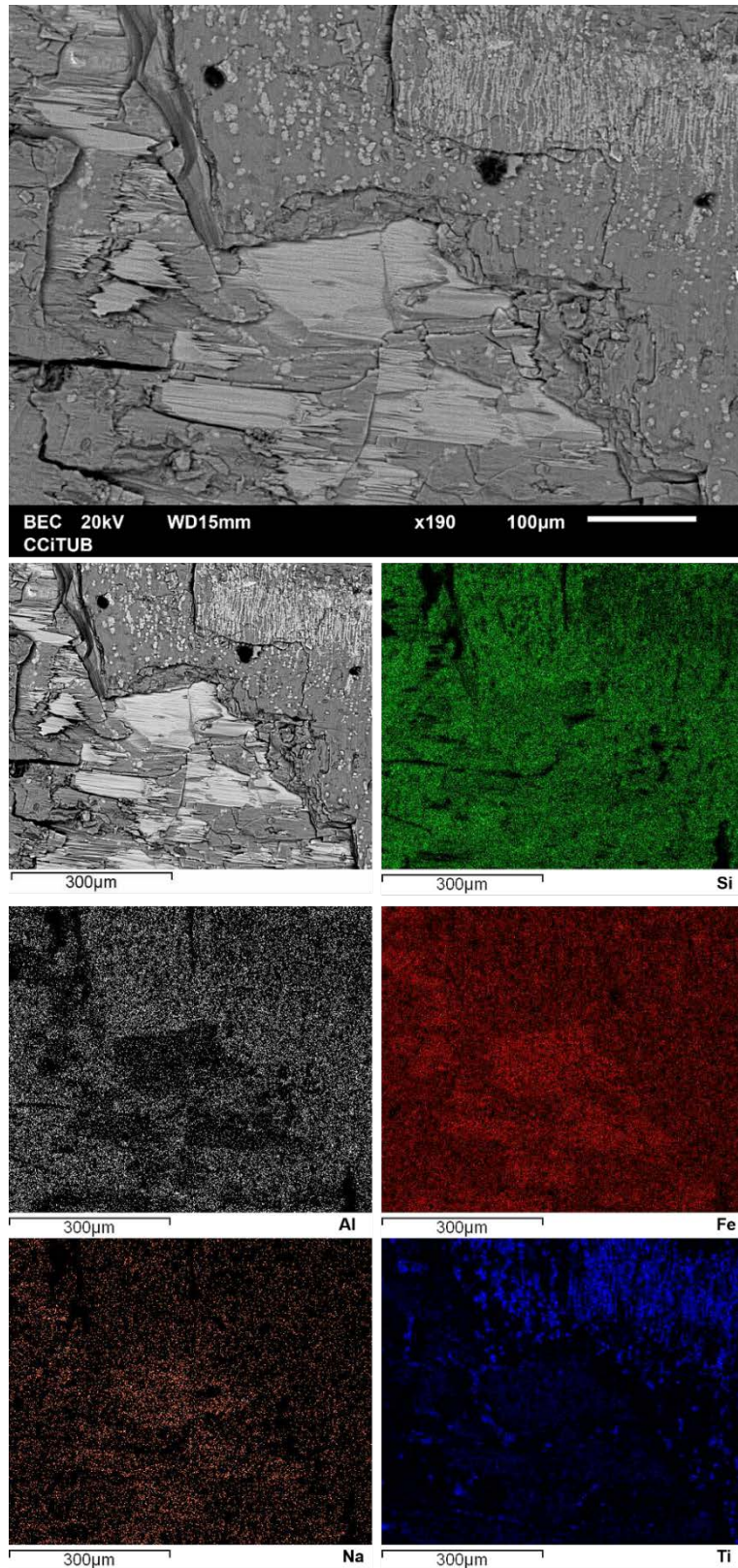


Fig. 7.18: Microscopio electrónico de barrido, imagen de electrones retrodispersados (arriba) y mapas composicional de los diferentes elementos detectados (Si, Al, Fe, Na, Ti) en el mineral máfico amarillo de LCO4-A (Capo Sandalo), San Pietro. Otros elementos no se exponen por presentar baja resolución de mapeo.

En promedio la composición química mineral (Fig. 7.19) queda determinada por 47.3 wt% SiO_2 , 0.54 wt% TiO_2 , 8.32 wt% Al_2O_3 , 26.39 wt% FeO , 2.07 wt% MgO , 0.66 wt% CaO , 0.34 wt% Na_2O , 1 wt% K_2O . Aún, asumiendo que el mineral no cierre a 100% y calculando la fórmula estructural, existe la posibilidad de que se trate de grunerita, además por comparación petrográfica con este mineral encontrado en la formación de hierro IronWood, en Gogebic Iron Range, Wisconsin, USA, en la tesis de maestría de Green (2017) disponible en [internet](#). Allí se presenta la petrografía de diferentes anfíboles para este depósito de hierro y se encontró similitud petrográfica con un mineral identificado como una fase retrógrada producto de alteración de piroxenos entre 300-350°C caracterizado como grunerita por el autor. Aún siguen abiertos muchos interrogantes para este mineral por lo que se continuará investigando.

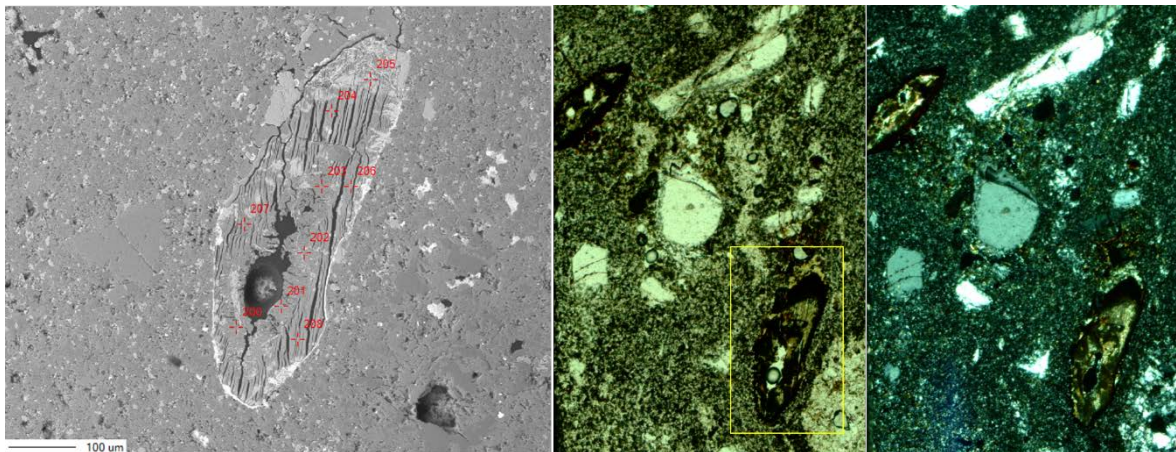


Fig. 7.19: Imagen de electrones retrodispersados de microsonda electrónica (izda.) para determinar química mineral del mineral máfico amarillo en la ignimbrita LCO4-A de composición pantellerítica. En el centro foto a nícoles paralelos (el cuadro amarillo se corresponde con el mineral analizado con EPMA). A la derecha foto a nícoles cruzados con microscopio petrográfico.

La información que aportan estos minerales será clave para comprender como funcionó la fase vapor en el proceso de cristalización de las rocas volcánicas, principalmente en las comenditas, ya que se han medido concentraciones de F de hasta 3.58 wt% en la mayoría de los anfíboles. Este trabajo se está desarrollando en colaboración con el Dr. Gianluca Lessi de la Università degli Studi d'Anunnzio en Chieti, Pescara, Italia y forman parte de la continuidad en la línea de investigación para la comprensión de los fluidos en las cámaras magmáticas de la región del Sulcis.

7.4.2 Química Mineral

Para completar el extenso trabajo de Gisbert (2012) desarrollado sobre química mineral de las principales unidades volcánicas, aquí se presentarán los resultados de algunas nuevas unidades (TRQA y AQD), en lo que respecta a su paragénesis félsica y máfica, ya que cambian significativamente respecto de la mineralogía conocida, y también se presenta la caracterización de minerales máficos de la Unidad NUR, que aunque ya conocida por su paragénesis félsica (sanidina-anortoclasa) en Gisbert (2012), no se describió lo suficiente en el nivel vitrofírico basal perlítico (NUR-vp) rico en cristales máficos (Fig. 7.20).

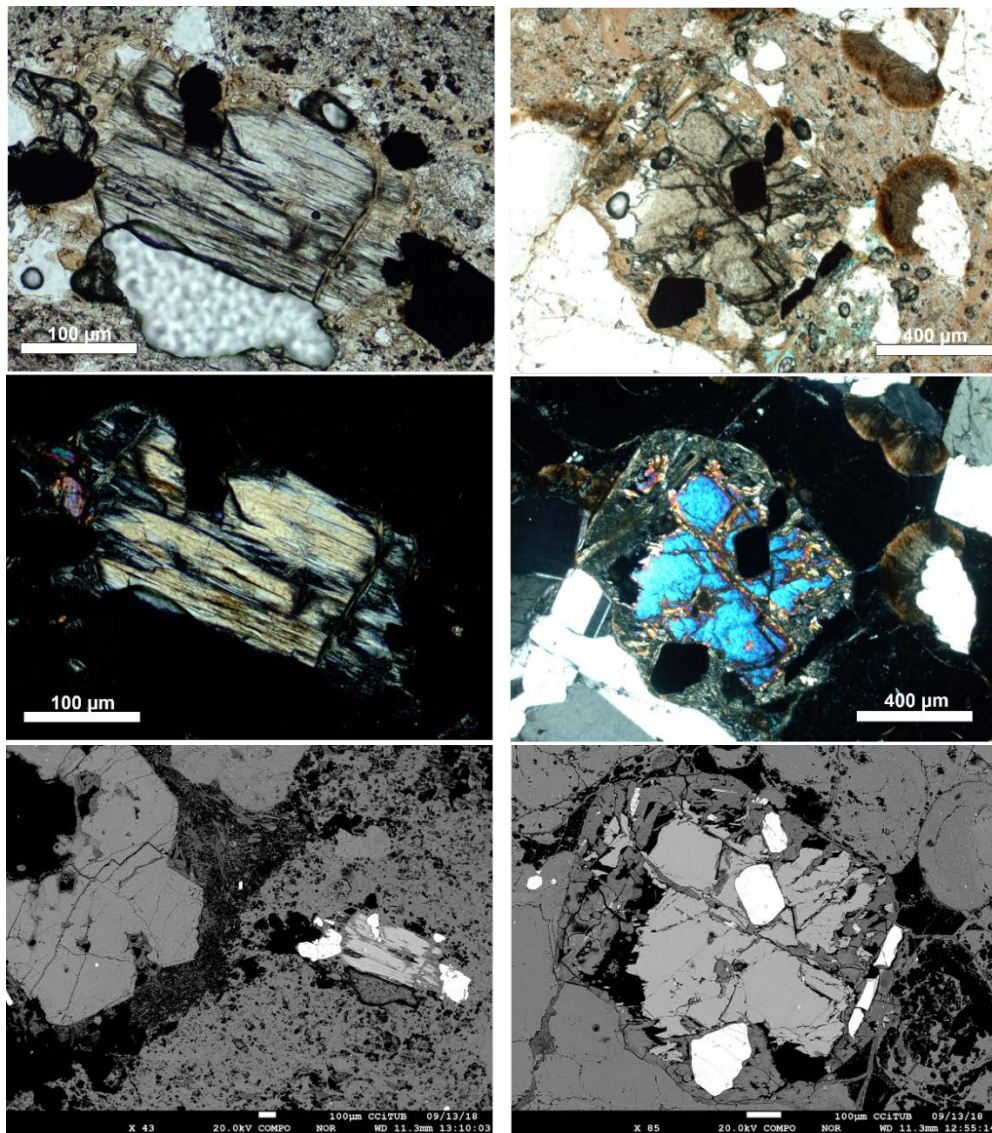


Fig. 7.20: Unidad Nuraxi, vitrofiro basal con textura perlítica (NUR-vp). Los minerales están alineados en fila. Ambos cristales se muestran en nícoles paralelos (foto superior), nícoles cruzados (foto central) y con imágenes (inferiores) de electrones retrodispersados en la microsonda. Corresponden a enstatita en paragénesis con óxidos de hierro y zircón. Se observa el desequilibrio con el líquido al estar en ambos casos los bordes corroídos.

Esto aporta un nuevo enfoque al conocimiento sobre cómo se comportan los magmas, con anterioridad a las erupciones. Un estudio importante que se comentó en el capítulo sobre cartografía está enfocado en detallar mediante petrografía y microsonda electrónica los fenómenos de *mixing* y/o *mingling* magmático en la cámara riolítica de la Unidad Nuraxi. El magma potencialmente implicado en el vitrófiro basal de NUR-vp, tiene una composición intermedia-básica, y la presencia de esta contribución se manifiesta principalmente con cristales de piroxenos (augita y estantita) en desequilibrio con la riolita. La composición de la enstatita se desplaza hacia el centro del diagrama demostrando un mayor contenido de Fe, respecto de Mg, para estos fenocristales (Fig. 7.21). La presencia de augita introduce la componente Ca al magma de NUR que en las subunidades sucesivas está ausente. Se espera poder trabajar en un futuro con modelamiento petrogenético por lo que se han recolectado ya todos los datos sobre composición de cristales y vidrio.

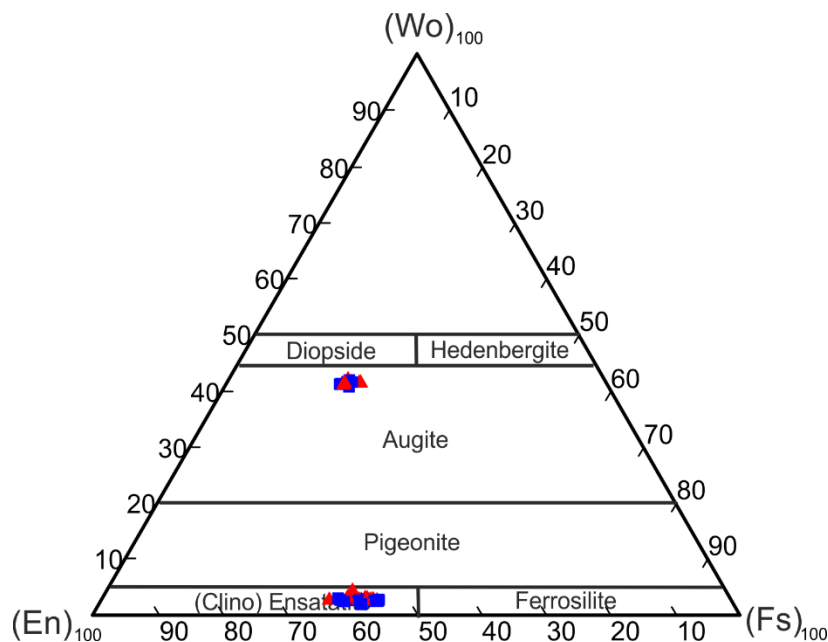


Fig. 7.21: Composición de piroxenos de la subunidad NUR-vp. Vitrófiro basal perlítico de la Unidad Nuraxi. Puntos azules medidos en borde de cristal, puntos rojos en el centro.

A continuación, se presenta la composición química de los feldespatos de la Unidad Acquedotto, la cual como se ha visto en la petrografía mostraba feldespatos esqueléticos y muy corroídos, entre algunos cristales mejor preservados. Estos últimos, en el diagrama de clasificación ternario para feldespatos se corresponden con sanidina y los cristales esqueléticos con anortoclasas (Fig. 7.22). Es posible que estas anortoclasas sean xenocristales de un magma menos evolucionado mezclado con el líquido que origina esta unidad (Fig. 7.23). Esta ignimbrita tiene en algunos sectores abundantes pumitas negras, muy pequeñas que recuerdan a las pumitas del mismo color de la unidad Carloforte, la cual

claramente representa un ejemplo de mezcla de magmas (*mingling*). La unidad AQD es monótona en cuanto a su mineralogía, no presenta otros minerales más que cuarzo y opacos como accesorios.

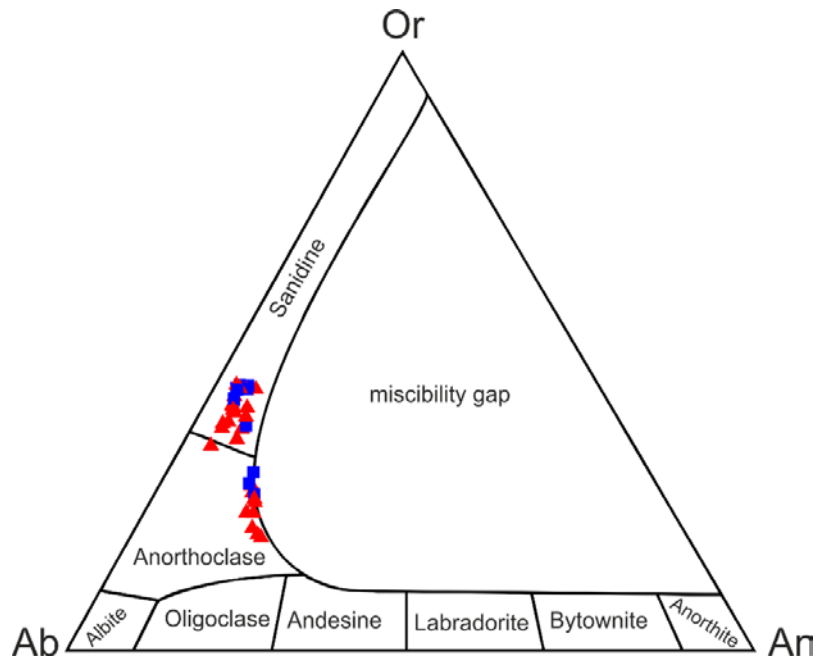


Fig. 7.22: Composición de feldespatos de la Unidad Acquadotto (AQD). Puntos azules medidos en borde de cristal, puntos rojos en el centro.

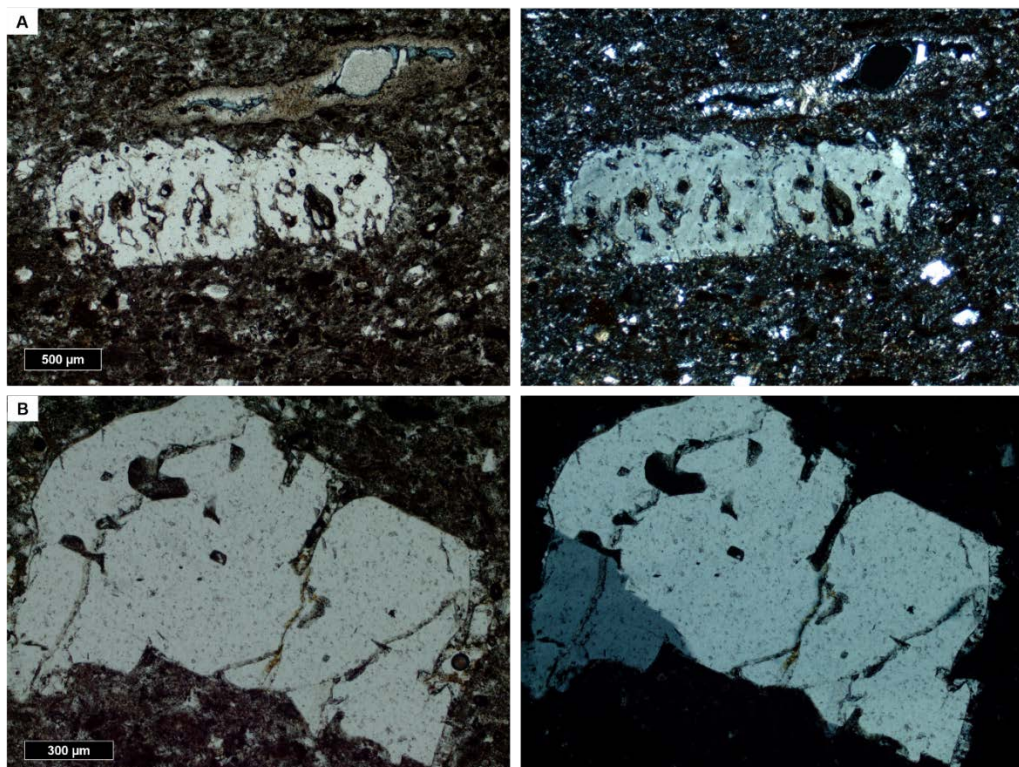


Fig. 7.23: Feldespatos de la Unidad Acquadotto (AQD). A) Anortoclasas en desequilibrio con el líquido. B) Sanidinas con golfos de corrosión, pero menos afectada que las anortoclasas. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).

Otra de las rocas con nuevo aporte de química mineral corresponde a la Unidad traquiandesita, que petrográficamente mostraba plagioclasas tipo cálcicas y algunos feldespatos aislados, en la petrografía. También se observan texturas de desequilibrio entre líquido y cristal. La composición de estas plagioclasas determinadas en la microsonda, y sobre el diagrama ternario (Fig. 7.24) abarcan desde los extremos más cálcicos con bytownita y labradorita, hasta andesina y oligoclasa. Predominan los cristales de andesina. La oligoclasa como cristal individual es más escaso y es frecuente que esté como bordes de reacción entre el líquido y cristales de labradoritas y andesinas. También se midió un xenocristal de sanidina, con un borde muy marcado de composición de anortoclasa y un borde de anortoclasa en un cristal de andesina.

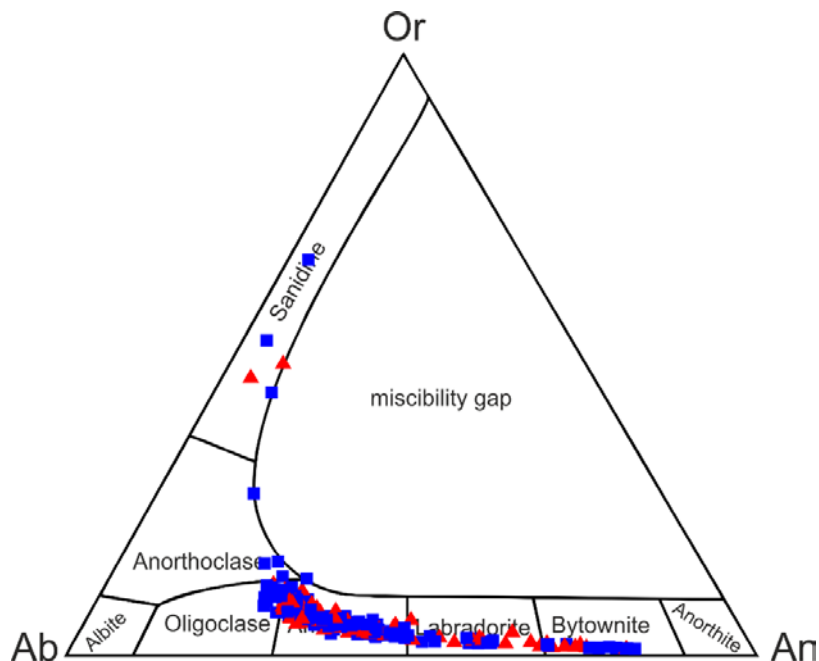


Fig. 7.24 Composición de feldespatos de la Unidad traquiandesita (TRQA). Puntos azules medidos en borde de cristal, puntos rojos en el centro. Los puntos en el campo de la sanidina corresponden a un único xenocristal. El punto aislado en el campo anortoclasa corresponde a un borde de este xenocristal de sanidina. Otros dos puntos de anortoclasa cerca del campo oligoclasa corresponden a bordes de un cristal de Andesina. Las composiciones de oligoclasa generalmente se asocian a bordes de cristales de labradorita y andesina.

Es frecuente que las plagioclasas de tipo bytownita aparezcan aglomeradas, concentradas como cúmulos que dan la apariencia de xenolitos y algunas de las mediciones de sus bordes se desplazan hacia la labradorita (Fig. 7.25).

Otro grupo de minerales paragenéticos con las plagioclasas, identificados en la Unidad traquiandesítica (TRQA) corresponden a piroxenos. La química mineral proyectada en el diagrama triangular muestra unos pocos cristales de enstatita que están bastante alterados

y en desequilibrio con el líquido, mientras que son abundantes los cristales de augita y en menor medida el diópsido (Fig. 7.26 y Fig. 7.28).

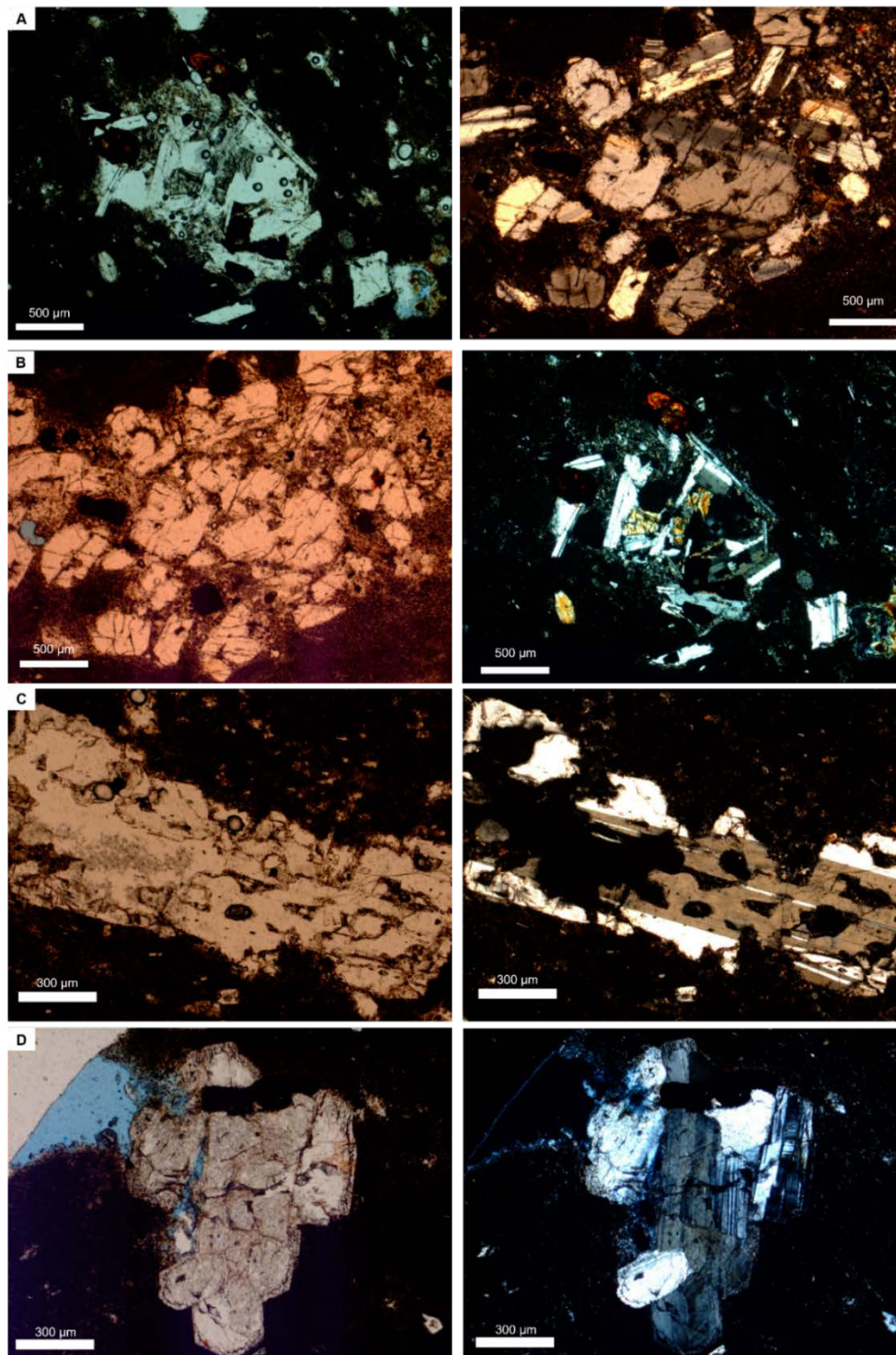


Fig. 7.25: Feldespatos de la Unidad traquiandesita (TRQA). A) Cumulados de bytownita. B) cumulados de labradorita en paragénesis con piroxenos. C) Andesina con textura de corrosión *sieve* (en colador), en marcado desequilibrio con el líquido. D) Bytownita con manteado de oligoclasa. En general la oligoclasa siempre está en el borde más externo de los feldespatos más cálcicos. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).

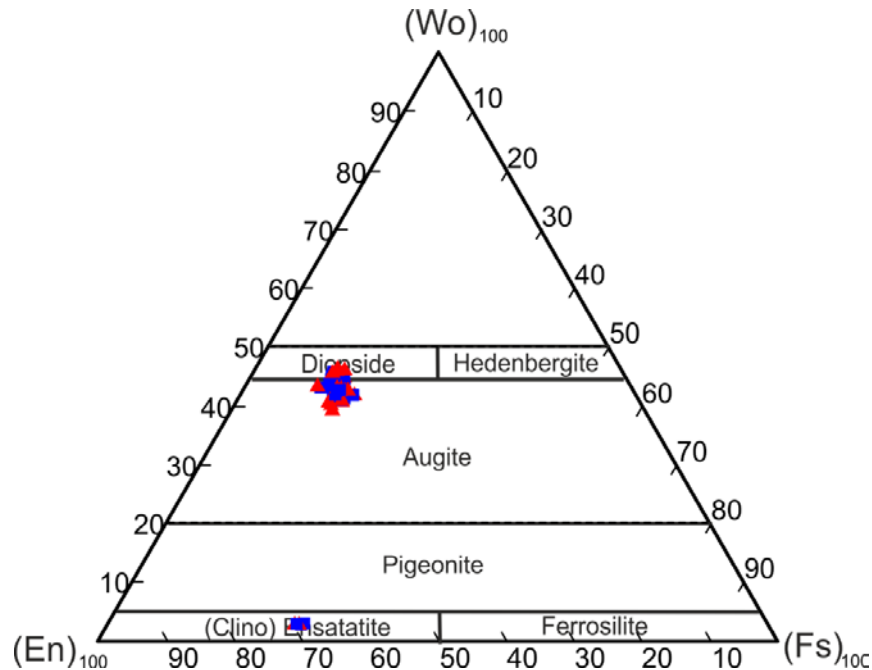


Fig. 7.26: Composición de piroxenos de la Unidad traquiandesita (TRQA). Puntos azules medidos en bordes de cristal, puntos rojos hacia el centro. Predominan las augitas sobre los diópsidos. Los minerales de enstatita son casi anecdóticos.

Dentro de las series peralcalinas, tanto en LCO como UCO se han observado abundantes minerales máficos (piroxenos y anfíboles) que requieren un estudio más detallado. Estos minerales son los que confieren la típica textura agpaítica. Son más frecuentes en los miembros efusivos dómicos y lávicos, respecto de depósitos ignimbríticos. En la proyección triangular para piroxenos-Na se observa predominio de aegirina y aegirina-augita (Fig. 7.27 y Fig. 7.29). Los cristales de aegirina de las lavas de Ravenna-Becco-Nasca se clasifican como aegirina rica en titanio con un contenido de TiO_2 entre 3.5-5 wt%.

Durante la identificación de los piroxenos en las rocas peralcalinas se detectaron óxidos de Ce y fosfatos de Ce, Th, Nb, La, Ta, y As en la subunidad LCO1-D y UCO3-A. Posiblemente algunos correspondan al grupo de la monacita, aunque otros minerales como en la subunidad LCO4-D tienen Y, Os y Dy (Fig. 7.30). En general se presentan tanto en la matriz como sobre los cristales de mafitos, estrechamente relacionados con piroxenos y minerales fibrosos silicatados con contenidos muy altos de Fe >40 wt% (casi exclusivamente, y que estarían relacionados con la fase detectada en la difracción de rayos-X, como wilkinsonita, aunque no se descarta la presencia de aenigmatita, ambos minerales pertenecientes al grupo de la aenigmatita).

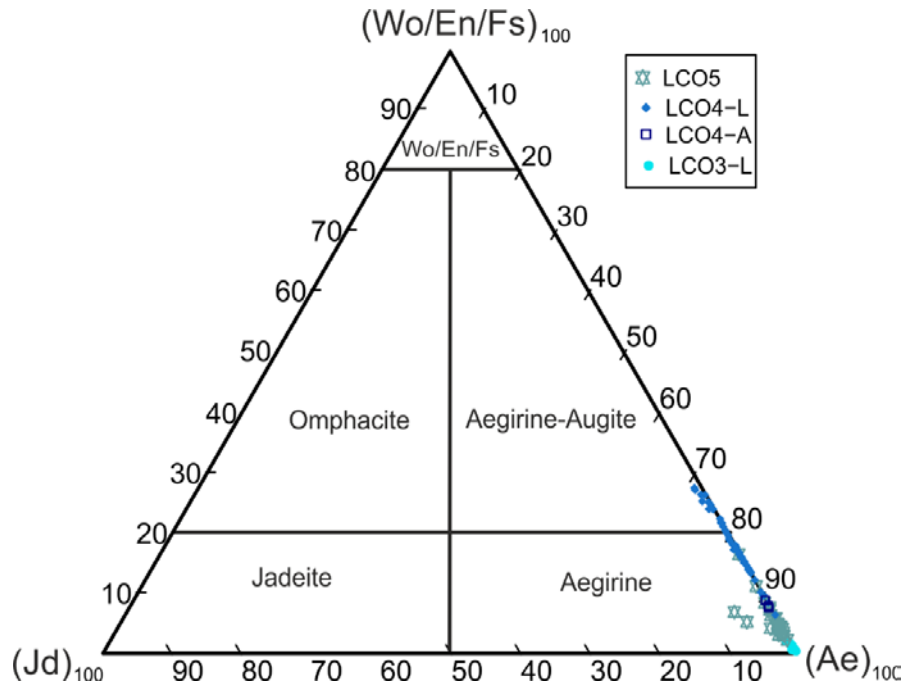


Fig. 7.27: Composición de piroxenos de la serie de comenditas inferiores (LCO). Los símbolos representan cada subunidad. LCO3-L: lavas de Ravenna-Beco-Nasca, LCO4-A: ignimbrita de Capo Sandalo, LCO4-L: lavas de Monte Tortoriso, LCO5: ignimbrita de Ventrischio. Las comenditas y la unidad ignimbrítica de pantellerita tienen predominio de aegirina, mientras que los domos y coladas pantelleríticas muestran proporción de aegirina y aegirina-augita.

Mediante la composición química de aegirina y aegirina-augita se calcularon aproximaciones de las temperaturas de cristalización usando el geotermómetro de Brugman y Till (2019). Este modelo está calibrado para clinopiroxenos con alto contenido de Fe y bajo contenido en Al en sistemas ígneos naturales con $\text{SiO}_2 > 70\%$, siendo el sistema ideal (para uso en el modelo) el que corresponde al borde más externo de un cristal y el vidrio inmediatamente próximo. Primeramente, se calibró el geotermómetro para la Unidad Nuraxi, de la cual se tiene información de piroxenos y vidrios que se ajustan a los requisitos de este modelo. Además, esto sirve de control para el modelado posterior de rocas peralcalinas, ya que no se cuenta con química del vidrio de las comenditas y pantelleritas. Es por esto que resulta necesario comprender si el sistema puede aproximar resultados coherentes, utilizando la composición química de roca total. Varios escenarios se modelaron en Nuraxi a partir de la composición química de los bordes de enstatita y augita presentes en el vitrófiro perlítico basal y el vidrio medido en este mismo vitrófiro (Fig. 7.31). Entre ambos minerales hay una diferencia promedio de temperatura de 40°C , más bajo para la augita, independientemente de cómo se use el termómetro respecto de la composición del líquido.

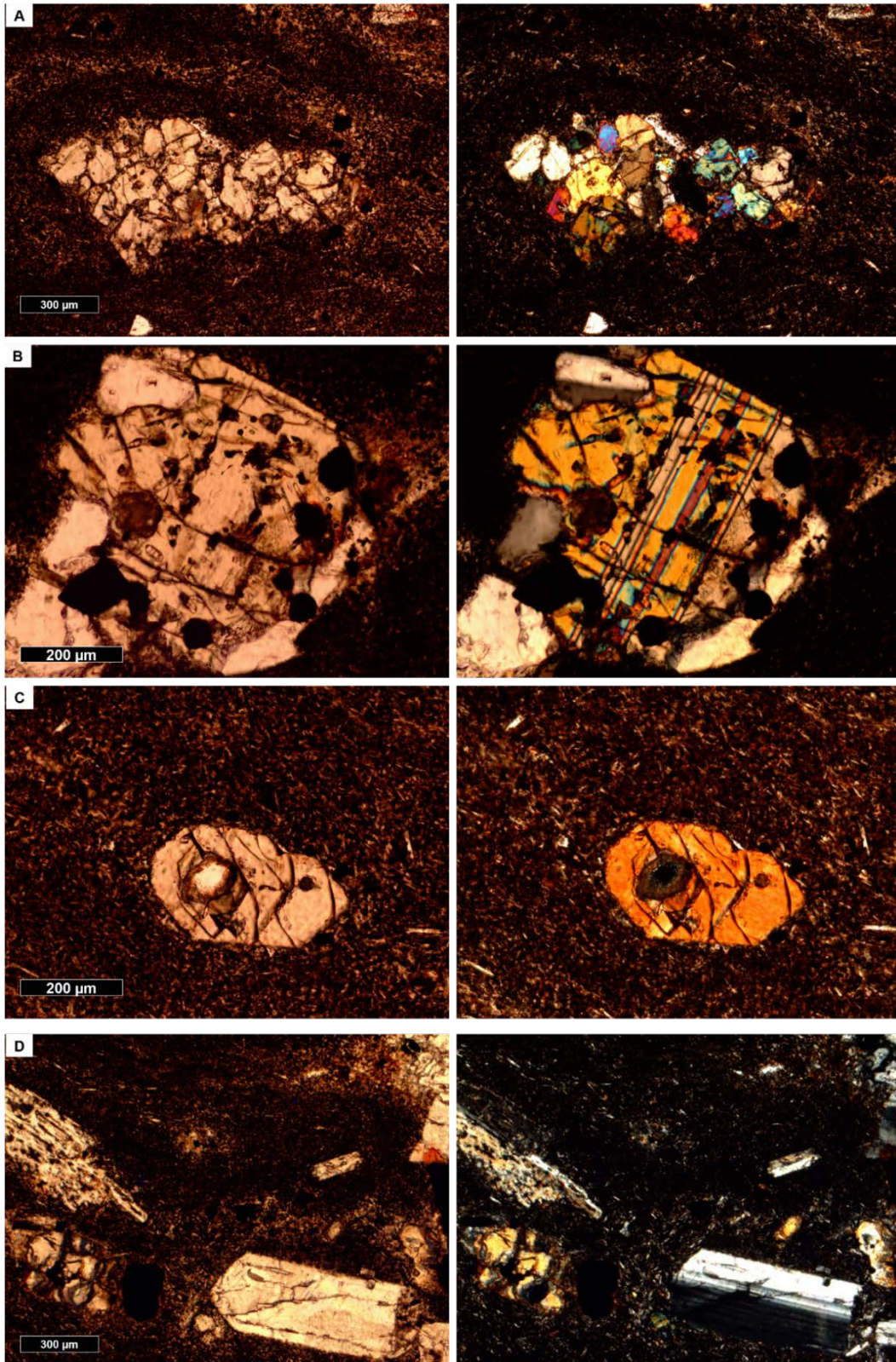


Fig. 7.28: Piroxenos en la Unidad traquiandesita. Predominan los cristales de augita sobre los de diópsido. A) en glomérulos, B) como cristales maclados, intercrecidos con plagioclasas o C) como fenocristales libres en el vidrio. Nótese que este cristal está más redondeado y presenta fracturas curvas. En D) se presenta un cristal de enstatita con texturas de disequilibrio con el líquido. Nícoles paralelos (izda.), nícoles cruzados (dcha.).

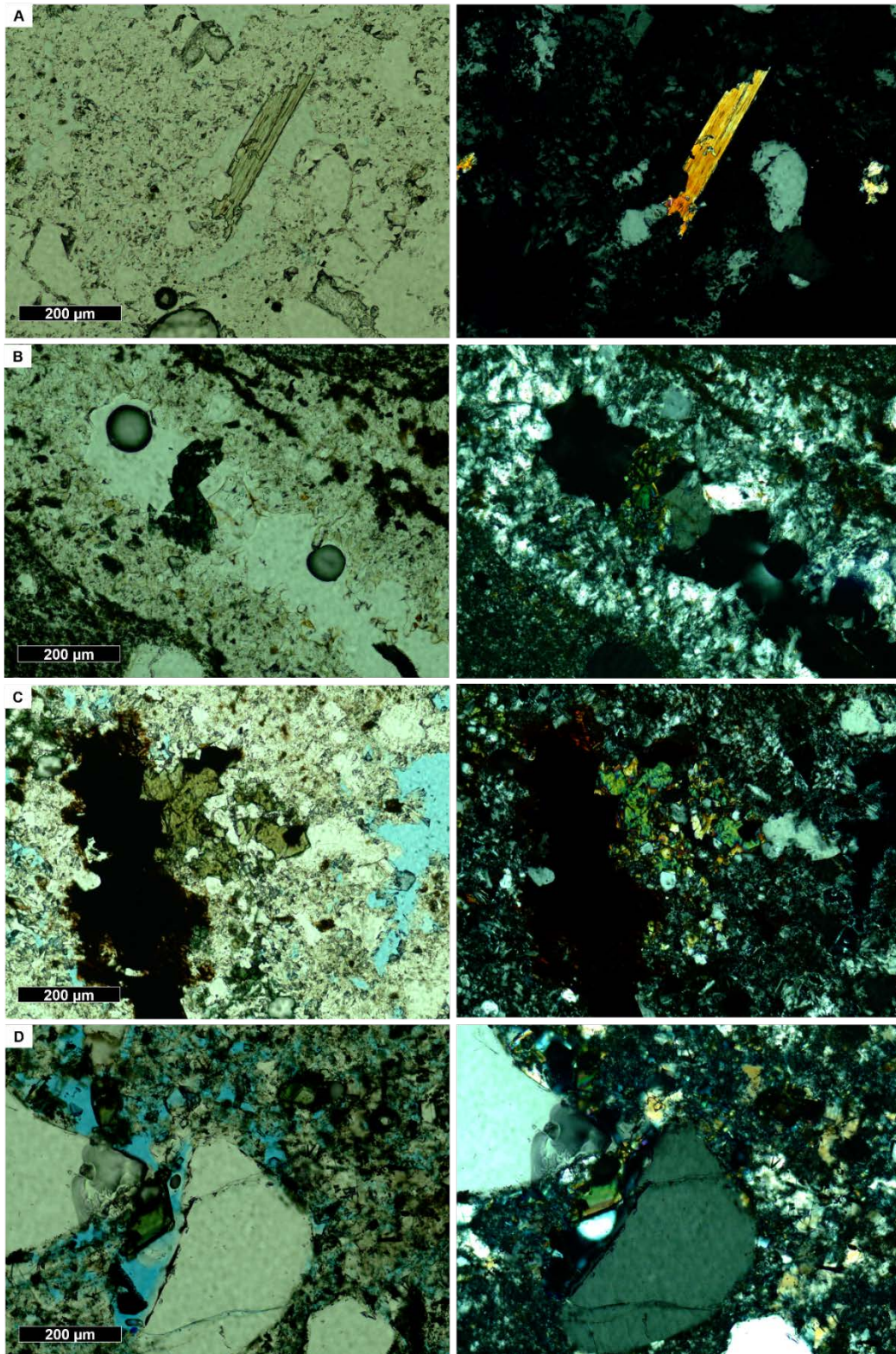


Fig. 7.29: Piroxenos en la Unidad Comendita y Pantellerita. A) Subunidad LCO3-L con cristales de aegirina rica en Ti en la matriz. B) Subunidad LCO4-A con cristales de aegirina creciendo en el interior de una pumita. C) Subunidad LCO4-L con cristales de aegirina-augita (color verde pálido) en paragénesis con aegirina (color verde intenso) y anfíbol (marrón). D) Subunidad LCO5 con cristales de aegirina en la porosidad generada entre el vidrio y los fenocristales de cuarzo. Nícoles paralela (dcha.), nícoles cruzados (izda.)

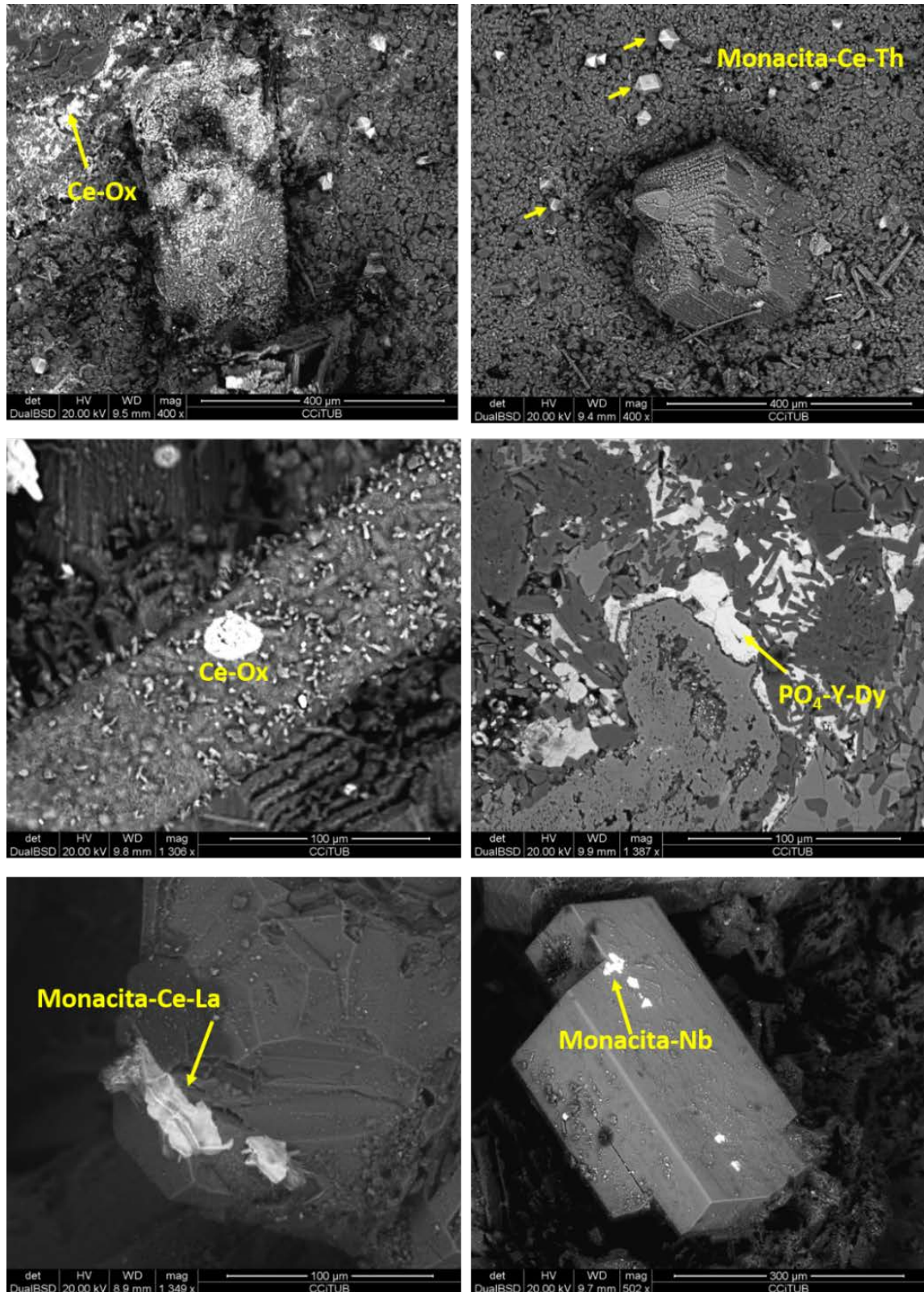


Fig. 7.30: Fosfatos de REE del grupo de la Monacita y óxidos de Ce (Cerianita-Ce) en la matriz vítrea y sobre cristales de piroxenos y anfíboles de rocas comendíticas de la Unidad CO y MU (LCO1-D y LCO4-D, UCO3-A) principalmente. Microscopio electrónico de barrido, imágenes de electrones retrodispersados

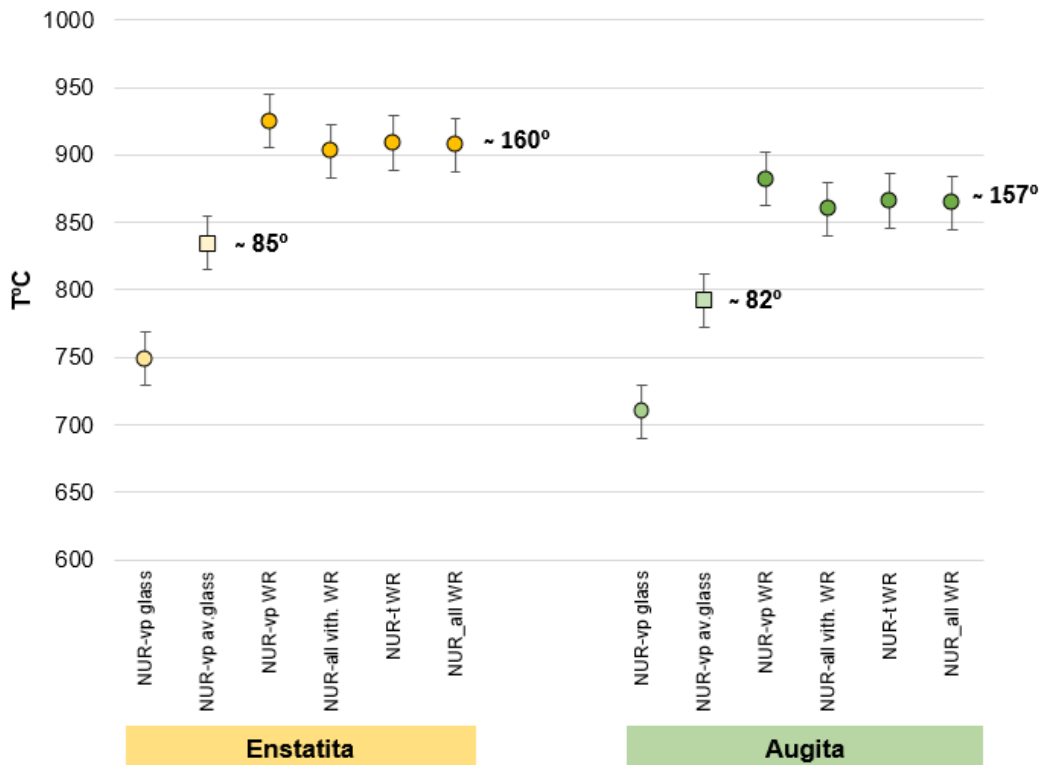


Fig. 7.31: Estimaciones de temperatura de cristalización según geotermómetro de Brugman y Till (2019) en piroxenos de la Unidad Nuraxi. Las temperaturas de 750°C para enstatita y 710°C para augita responden a los requisitos del modelo. En la gráfica los símbolos con círculos representan la composición del borde de cristal y los cuadrados corresponde a la composición promedio del cristal. Las temperaturas en negrita indican las diferencias entre el modelo ideal vs diferentes aproximaciones (ver explicación en el texto). Barras de error como error estándar (SE±20°C).

En general, las temperaturas más bajas de cristalización obtenidas, responden al sistema ideal borde de cristal-líquido próximo, mientras que existen 85°C de diferencia positiva si se modela el borde del cristal contra la composición química de roca total del vitrófiro basal. Otras aproximaciones se realizaron con la composición química global en roca total de la Unidad Nuraxi y las diferencias de temperaturas fueron en promedio de 158.5°C, superior al modelo ideal. Las mayores temperaturas se producen cuando se modelan las composiciones químicas entre borde de cristal y roca total del vitrófiro perlítico con más de 175°C de diferencia entre el modelo ideal y este escenario. Es importante notar que los bordes de los piroxenos de este vitrófiro de NUR están corroídos, y las temperaturas inferiores (710°-750°C) podrían representar este evento de alteración del cristal.

Como se mencionó antes, frente a la falta de datos sobre los vidrios de las comenditas, se utiliza la química de roca total y por ellos los valores resultantes se presentan como estimaciones. En base a los resultados obtenidos con Nuraxi se descuentan 150°C a las temperaturas de cristalización para comenditas y pantelleritas. La primera estimación en las rocas peralcalinas corresponde a un promedio de todos los puntos medidos en los

cristales de aegirina y un promedio de los cristales de aegirina-augita, frente al promedio de roca total (líquido) para cada unidad comendítica modelada (Coladas de Ravenna-Becco-Nasca, ignimbrita de Capo Sandalo, Colada de Monte Tortoriso e ignimbrita de Ventrischio). La segunda estimación utiliza los datos químicos sólo de bordes de cristales y el promedio de roca total (líquido). La diferencia de temperaturas entre la estimación 1 y 2 no supera los $\pm 8^{\circ}\text{C}$. A su vez la diferencia de temperatura entre aegirina y aegirina-augita es $<15^{\circ}\text{C}$. Finalmente, las temperaturas que más se aproximan a un valor aceptable corresponden a la etapa 2 (ver columna de temperatura estimada en la Tabla 7.2) con 695°C en la colada (LCO3-L) Ravenna-Becco-Naca, 745°C en la ignimbrita de Capo Sandalo (LCO4-A), 734°C en las coladas de Monte Tortoriso (LCO4-L) y 719°C en la ignimbrita de Ventrischio (LCO5).

Tabla 7.2: Estimación de $T^{\circ}\text{C}$ de cristalización de piroxenos en rocas peralcalinas. El geotermómetro tiene un error estándar de $\pm 20^{\circ}\text{C}$. A la temperatura CPX-LIQ del modelo se le descuentan 150°C en función de los resultados de cálculo en la unidad Nuraxi. Se prefiere la etapa 2.

	Locality	Subunit	Point	Mineral	CPX-LIQ T [$^{\circ}\text{C}$]	Estimate T [$^{\circ}\text{C}$]
Stage 1	SP	LCO3-L	Average	aegirine	845.3	695.3
	SP	LCO4-A	Average	aegirine	895.2	745.2
	SP	LCO4-L	Average	aegirine	892.3	742.3
	SP	LCO4-L	Average	aegirine-augite	879.4	729.4
	SP	LCO5	Average	aegirine	862.6	712.6
Stage 2	SP	LCO3-L	Rim	aegirine	845.4	695.4
	SP	LCO4-A	Rim	aegirine	895.2	745.2
	SP	LCO4-L	Rim	aegirine	884.0	734.0
	SP	LCO4-L	Rim	aegirine-augite	882.4	732.4
	SP	LCO5	Rim	aegirine	869.1	719.1

7.4.3 Geoquímica de roca total y oligoelementos en las vulcanitas del Sulcis

La base de datos para las interpretaciones geoquímicas está basada en la siguiente cantidad de muestras ordenada por series: AND (18), BAND (14); LRH (90), MRH (280), TRQ (5), LCO (147), UCO (129) y URH (166). Para comprender los códigos y símbolos utilizados en los diagramas geoquímicos, se remite al lector a la Tabla 21.1 de la sección 21. Gisbert (2012) y Gisbert y Gimeno (2017) han desarrollado una amplia investigación sobre los procesos geoquímicos que controlan el volcanismo del Sulcis, por lo que aquí, tomando como guía la metodología de este equipo de trabajo, se hará hincapié en resaltar aspectos que han permitido dividir internamente la serie LCO y UCO; como así también las características que presentan las rocas de la serie TRQ con la Unidad Cala Fico (traquiandesita). Esto permite describir una evolución geoquímica entre la serie MRH y la serie URH, diferente del modelo propuesto por Morra et al. (1994).

7.4.3.1 Diagramas de clasificación geoquímicos y geotectónicos

El primer aspecto que merece mención es el hecho de que el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) clásico para rocas volcánicas y basado principalmente en elementos alcalinos contra sílice, no permite discriminar eficientemente las series, unidades y subunidades (Fig. 7.32). En este diagrama sólo se puede apreciar en el campo riolítico una nube de puntos sin posibilidad de discriminación. Incluso quedan mal clasificadas unidades que pierden Na y K durante procesos de desvitrificación, principalmente en las rocas piroclásticas, como es el caso de la Unidad Conca is Angius (serie MRH), subunidad Genarbi (serie LCO) y Unidad Paringianu (serie URH). Las muestras que exceden el 80 wt% de Si₂O están fuertemente silicificadas y su proporción en alcalinos disminuye notablemente.

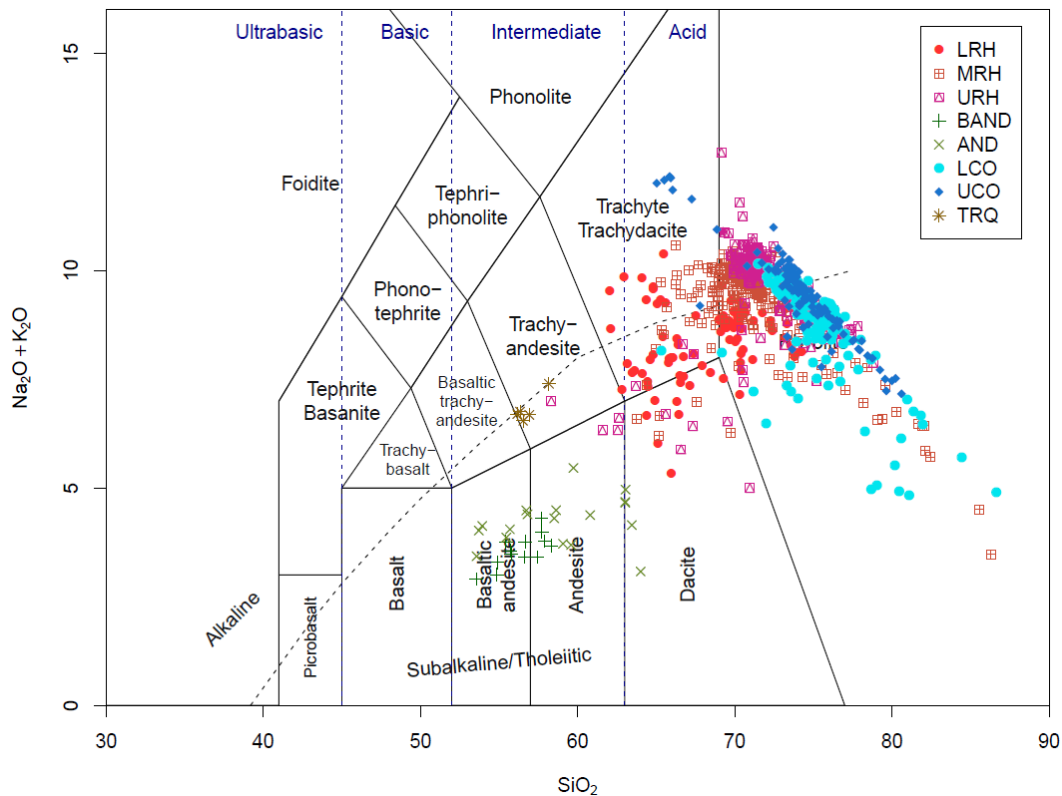


Fig. 7.32: Diagrama para rocas volcánicas TAS (Le Bas et al., 1986). Representación de todas las series volcánicas de la región del Sulcis en función del contenido de Na₂O+K₂O y SiO₂.

Una alternativa válida se consiguió con el diagrama de De la Roche et al. (1980) basado en los parámetros R1 y R2 que permiten incorporar todos los elementos que conforman los óxidos mayoritarios, y esto es importante para separar las rocas subalcalinas de las alcalinas y peralcalinas (Fig. 7.33). Este diagrama por sí mismo no separa rocas peralcalinas, pero al incluir la componente aluminio en el parámetro R2, en contraposición con el Na y el K en el parámetro R1, ayuda a discriminar la relación del índice de aluminosaturación.

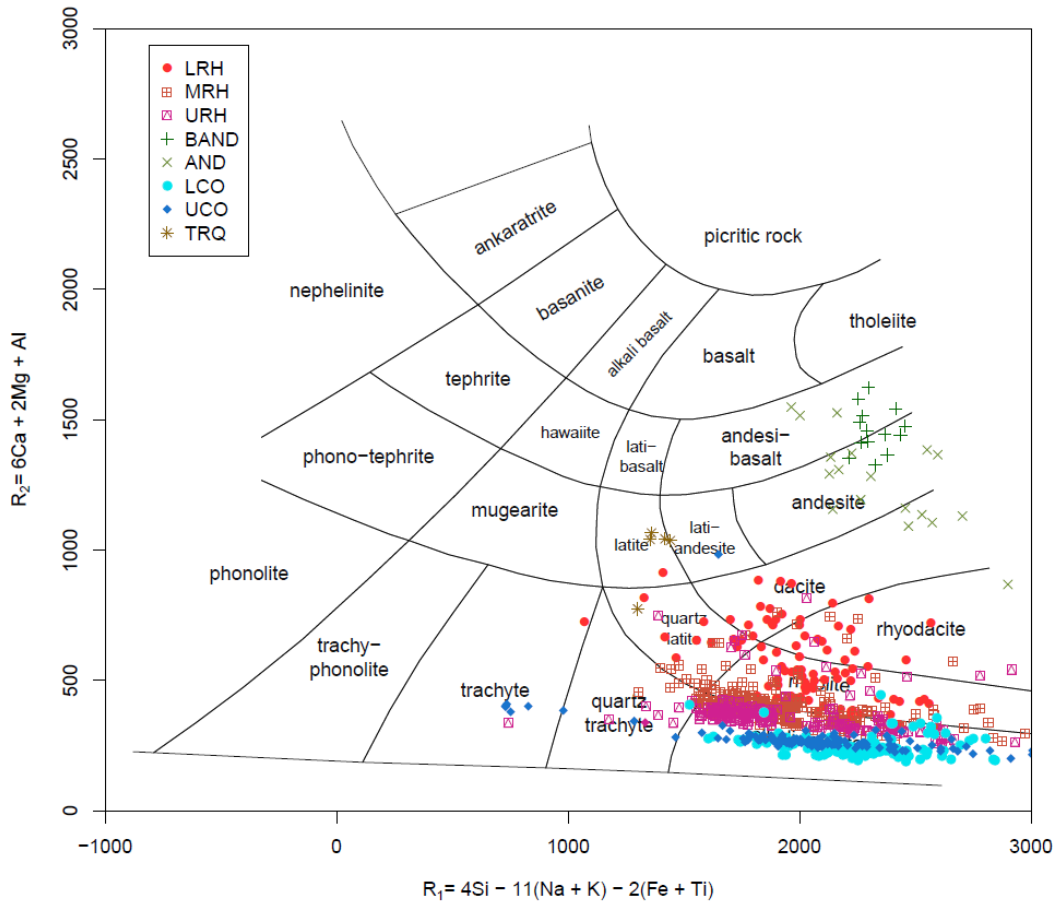


Fig. 7.33: Diagrama de clasificación para rocas volcánicas R1-R2 (De la Roche et al., 1980). Representación de todas las series volcánicas de la región del Sulcis en función de los cationes de todos los elementos químicos que conforman los óxidos mayoritarios de las rocas.

Como se observa en el diagrama R1-R2 las series quedan mejor definidas desde las andesitas y riolitas de afinidad calcoalcalina hacia la parte superior y derecha del gráfico y van descendiendo progresivamente hacia la izquierda y zona inferior del gráfico en franjas casi paralelas. Es muy notorio entre la serie de riolitas medias MRH y las series peralcalinas LCO-UCO, que ya se produce una marcada separación, incluso la serie MRH está en transición entre el campo riolítico y de riolitas alcalinas, mientras que las series LCO y UCO están en la zona más baja del campo de riolitas alcalinas y la serie URH en la misma posición, pero en una tendencia ligeramente superior a LCO-UCO. Este diagrama también resalta la evolución hacia la izquierda que se producen en las pumitas de la serie UCO (campo de traquitas y cuarzo traquitas), que fue observado también en el diagrama TAS. Los elementos mayoritarios que mejor discriminan estas series volcánicas son el Ti, Al, y Ca, Fe y P (Fig. 7.34). Las rocas peralcalinas tienen los valores más bajos para todos estos elementos, y el FeO al igual que el TiO₂ pueden considerarse los óxidos menos móviles.

Se destaca la alineación casi en línea recta que muestran las traquiandesitas con las riolitas medias en el diagrama FeOt vs TiO₂.

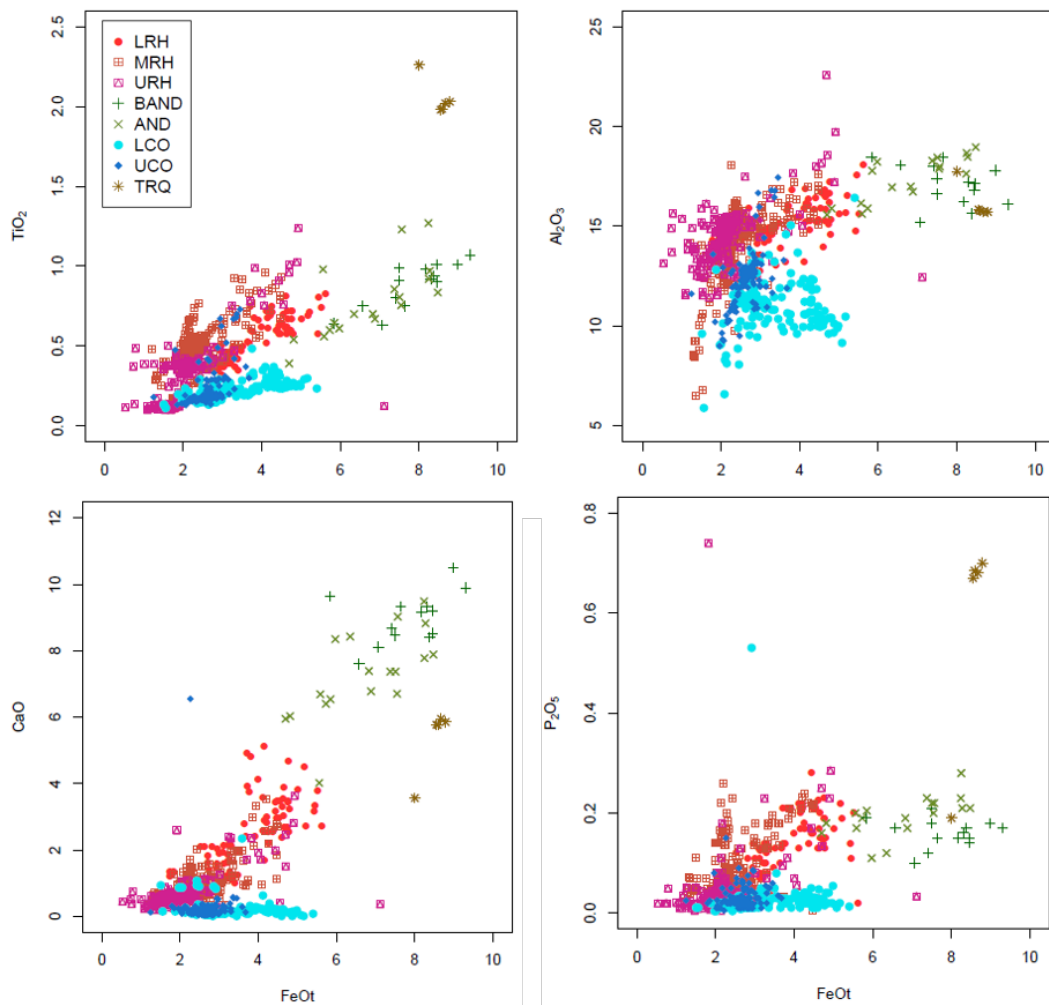


Fig. 7.34: Diagramas multielementales de óxidos mayoritarios (todos expresados en wt%). Se sugiere la comparación bivariable entre FeOt y los demás elementos, frente al uso de SiO₂, que, aunque también ofrece buena discriminación muchas veces se ve afectado por muestras fuertemente silicificadas por fluidos hidrotermales.

La discriminación de series e incluso algunas unidades como MC, NUR y MZ, se separaron geoquímica y petrográficamente durante la cartografía, con las relaciones SiO₂ vs TiO₂ y en el caso de algunas subunidades en comenditas, mediante FeOt vs TiO₂. Con esto se quiere resaltar la utilidad de óxidos mayoritarios para discriminar flujos piroclásticos en caso de no contar con oligoelementos denominados inmóviles. Esto además refuerza el uso del diagrama R1-R2 en lugar del diagrama TAS como aproximador de la clasificación de rocas silíceas riolíticas. Siguiendo con el concepto de inmovilidad de elementos químicos otros diagramas fueron sugeridos (Fig. 7.35) para clasificar rocas utilizando elementos como Zr, Nb, Y y TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977), modificado posteriormente por Pearce (1996).

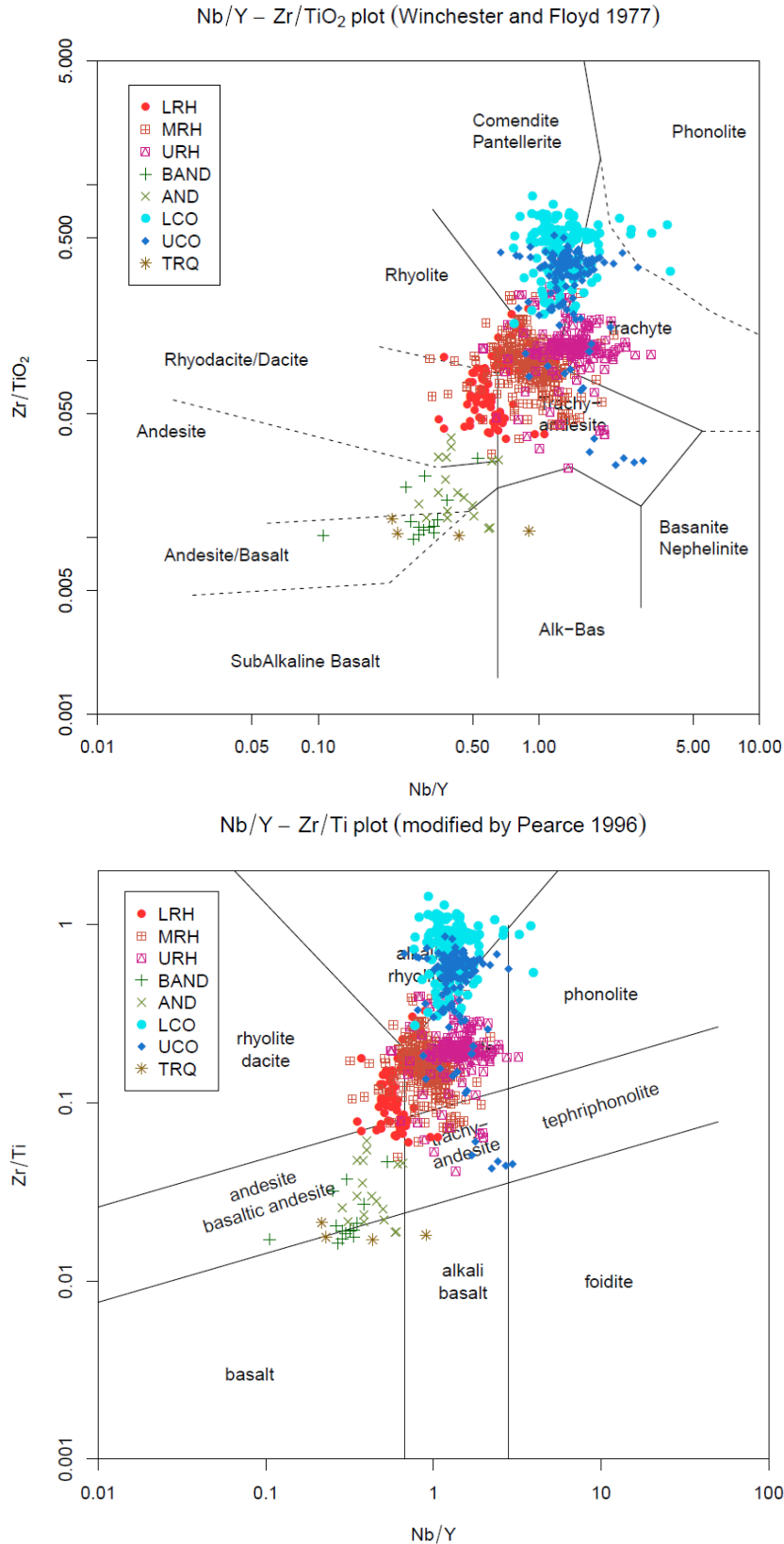


Fig. 7.35: Diagrama de clasificación de rocas volcánicas según Winchester y Floyd (1977), en la parte superior. Diagrama inferior modificado después de Winchester y Floyd (1977) por Pearce (1996).

En estos diagramas se puede notar el desacople de las tendencias de evolución en la vertical, a partir de las riolitas de la serie media, respecto del volcanismo andesítico inicial y las riolitas inferiores. Esto se resalta mejor en el diagrama Nb/Y vs Zr/Ti (Pearce, 1996) aunque se debe recordar la particularidad de que estos diagramas fueron construidos principalmente para rocas básicas. En el diagrama Nb/Y vs Zr/Ti se puede observar que toda la serie media de riolitas cae en el campo de traquitas; esto es prácticamente imperceptible en el diagrama TAS y sin definición en el diagrama R1-R2. También se separan las pumitas de la serie UCO hacia el campo de traquiandesitas, mostrando una composición menos evolucionada y mostrando las evidencias de mezclas de magmas máficos-félsicos.

Un diagrama más adaptado las rocas ácidas fue diseñado en el trabajo de Leat et al. (1986) sobre magmatismo ordovícico bimodal de tipo subalcalino y peralcalino entre el norte de Gales, SE de Irlanda y S de Gran Bretaña. Estos autores establecieron el uso de elementos inmóviles como Ti, Zr, Nb e Y para evaluar rocas volcánicas alteradas hidrotermalmente y con metamorfismo de bajo grado. Establecieron un límite con $Zr > 500$ ppm para separar rocas peralcalinas del resto de la secuencia (Fig. 7.36). En general todas las rocas peralcalinas del Sulcis se ubican a la derecha del límite de $Zr = 500$ ppm. Unas pocas muestras están entre 350-500 ppm y corresponden a la subunidad Genarbi en transición con MZ. Nótese la tendencia calcoalcalina de las andesitas y cómo la serie riolítica inferior LRH está desplazada ya hacia el campo de riolitas ricas en K, mientras que el mayor porcentaje de muestras de la serie media MRH está entre las líneas $Zr = 350$ ppm y $Zr = 500$ ppm, saliendo del campo calcoalcalino rico en K y coincidiendo con las riolitas de la serie superior URH. Las muestras de UCO por debajo de $Zr < 350$ ppm corresponden a pumitas de la unidad CF. Leat et al. (1986) sugieren que la relación $Zr/Nb > 10$ puede indicar que las rocas peralcalinas ocurren en arcos islas o arcos continentales eruptadas casi contemporáneamente con asociaciones calcoalcalinas o ricas en K. Si se construye este diagrama por unidad volcánica se puede apreciar, la evolución de la serie peralcalina con los productos más diferenciados hacia el extremo derecho del diagrama, también se ve claramente un retroceso en la peralcalinidad con la serie UCO (tanto en la unidad Monte Ulmus como en Carloforte) y finalmente la más primitiva que corresponde con Acquedotto a techo de la serie comendítica superior (Fig. 7.37). Las muestras por debajo de la línea $Zr/Nb = 10$ corresponde al vitrófiro basal de la unidad Monte Ulmus (UCO1), asociado a xenolitos carbonatados; mientras que las muestras fuera de tendencia con valores $Zr < 350$ ppm son de la subunidad UCO3-A, tomada dentro de los *blisters* en el sector de mayor deformación de la foliación, con el máximo cizallamiento y alteración hidrotermal.

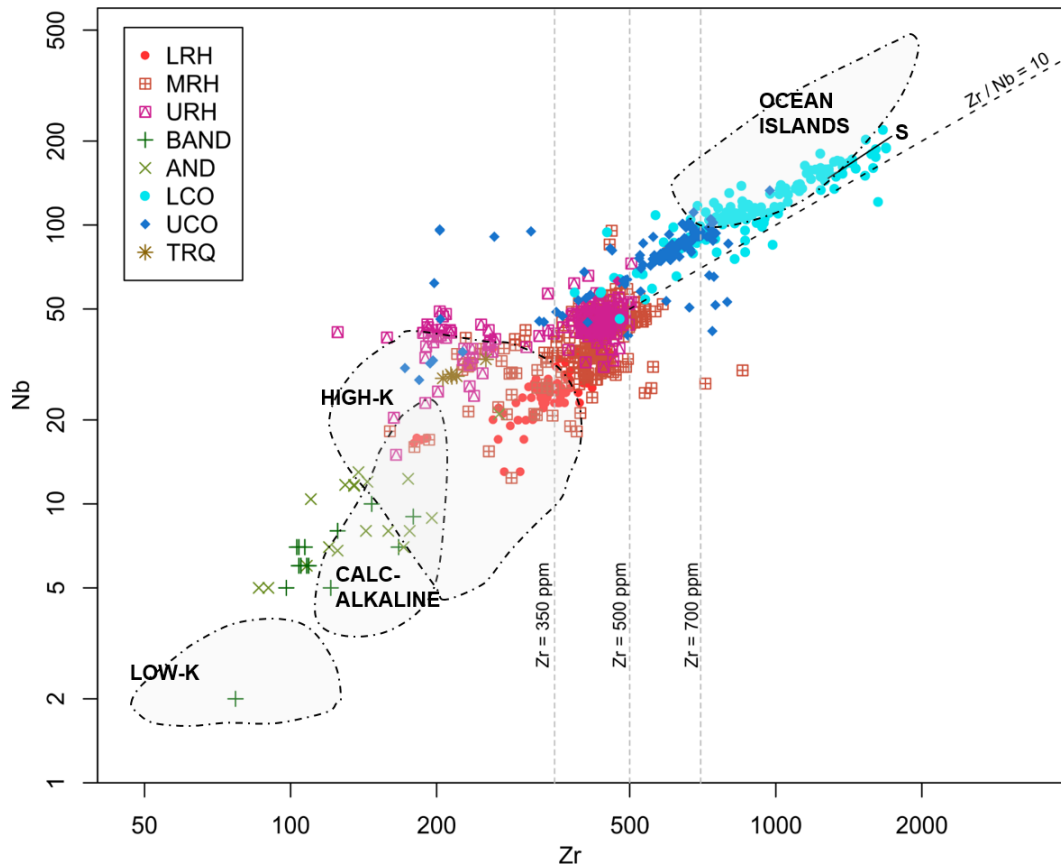


Fig. 7.36: Diagrama Zr vs Nb con las series volcánicas del SO de Cerdeña. Los campos grises en líneas discontinuas y la línea S (*Sardinia*) corresponden a promedios calculados por Leat et al. (1986 y referencias ahí). En general todas las rocas peralcalinas del Sulcis se ubican a la derecha del límite de Zr= 500 ppm. Unas pocas muestras están entre 350-500 ppm y corresponden a la subunidad Genarbi en transición con MZ. Nótese la tendencia calcoalcalina de las andesitas y cómo la serie riolítica inferior LRH está desplazada ya hacia el campo de riolitas ricas en K, mientras que el mayor porcentaje de muestras de la serie media MRH está entre las líneas Zr=350 ppm y Zr=500 ppm, saliendo del campo calcoalcalino rico en K y coincidiendo con las riolitas de la serie superior URH. Las muestras de UCO por debajo de 350 corresponden a pumitas de la unidad CF.

Esto presenta nuevas evidencias de que la movilización de elementos considerados inmóviles frente a importantes procesos de circulación de fluidos, en fase vapor (fundamentalmente), puede removilizar elementos como Zr y Nb.

Otra de las clasificaciones que se definen en esta tesis enmarcan a las riolitas peralcalinas en su división entre comenditas y pantelleritas (Fig. 7.38), según el diagrama de Macdonald (1974). Y, por último, una clasificación basada en ambientes para rocas básicas e intermedias (Cabanis et al., 1990), fue propuesto mediante un diagrama triangular con los vértices por MgO, Al₂O₃ y TiO₂ para separar magmatismo de afinidad orogénica y anorogénica en andesitas y basaltos del Pérmico de Córcega. Este diagrama también es usado por Argnani y Savelli (1999) en el volcanismo cenozoico del Tirreno.

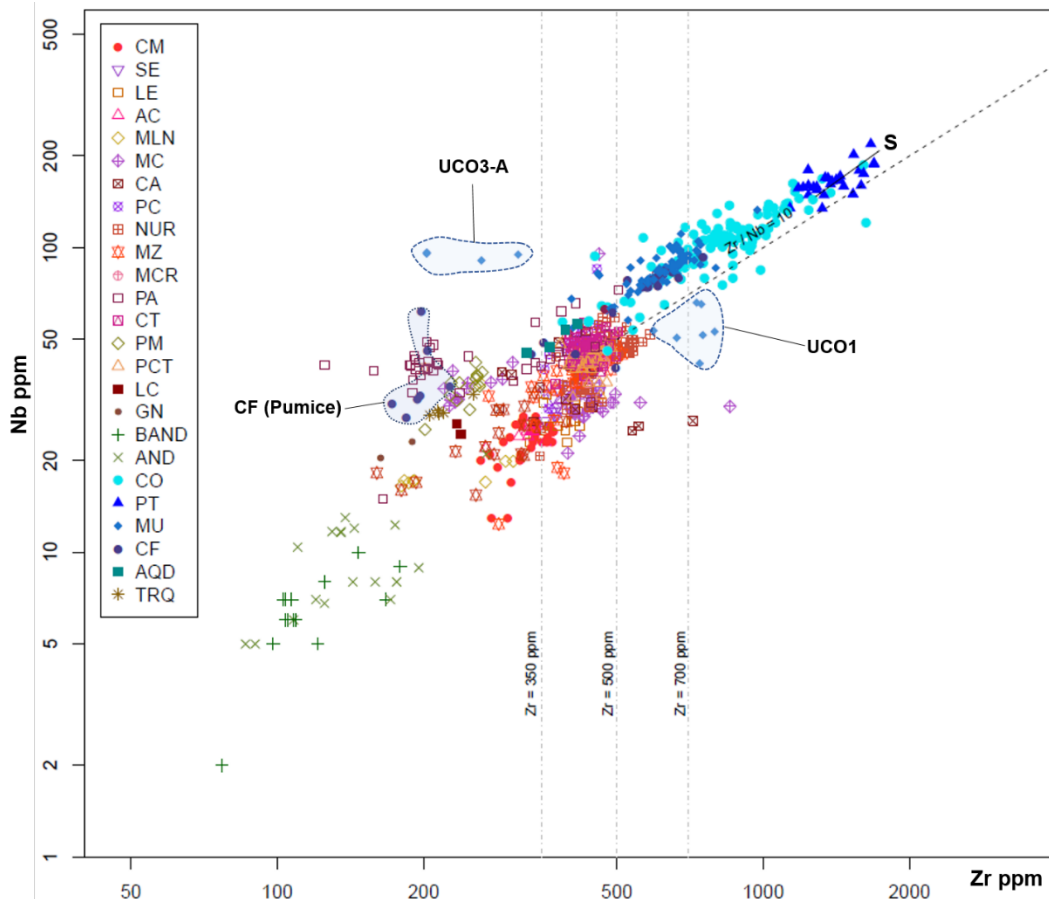


Fig. 7.37: Diagrama Zr vs Nb (ppm) propuesto por Leat et al. (1986) con observaciones para las unidades volcánicas del Sulcis.

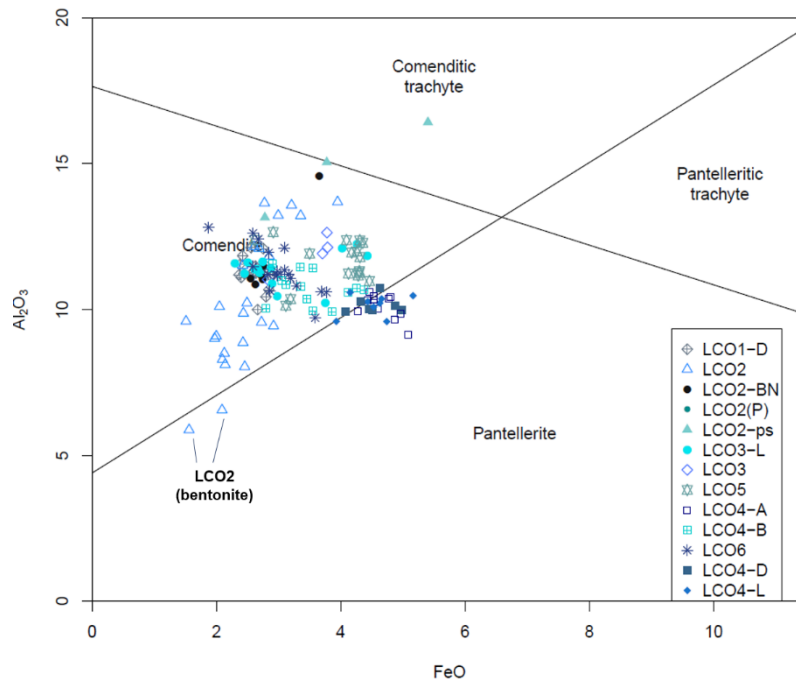


Fig. 7.38: Diagrama de Macdonald (1974) para discriminar comenditas de pantelleritas en función del contenido de FeO y Al_2O_3 (wt%). Las referencias están en función de las subunidades definidas dentro de la serie LCO. Pantelleritas: LCO4-A (ignimbrita), LCO4-L (lava) y LCO4-D (domo).

En este diagrama quedan muy bien definidas las rocas andesíticas de la serie inferior y la traquiandesita previa al evento peralcalino (Fig. 7.39). En el diagrama de la Fig. 7.40,

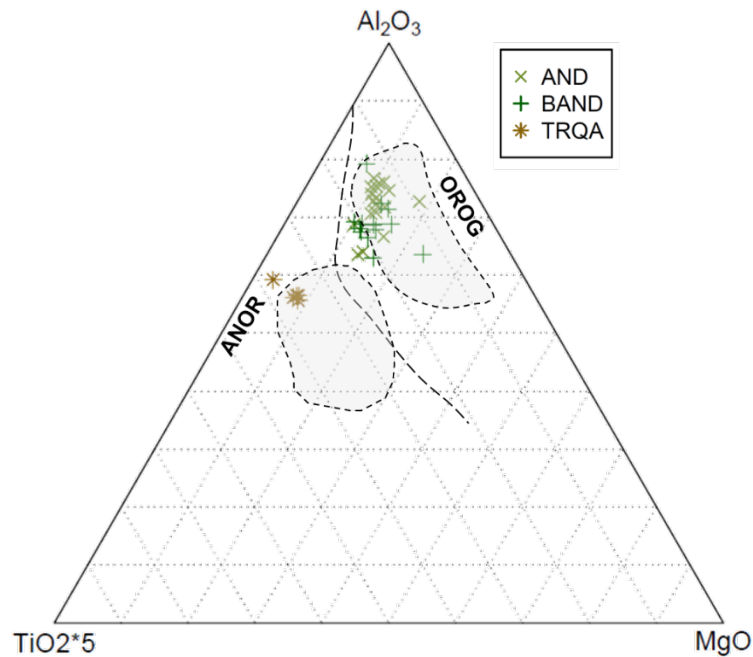


Fig. 7.39: Diagrama triangular $TiO_2 \times 5 - Al_2O_3 - MgO$ (Cabanis et al., 1990). Las áreas grises con líneas discontinuas fueron tomadas de Argnani y Savelli (1999). ANOR: anorogénico. OROG: orogénico. Se observa claramente que las rocas volcánicas en la base de la secuencia del Sulcis están enmarcadas en el ambiente orogénico, mientras que la Unidad traquiandesita de la isla de San Pietro está fuera de este dominio.

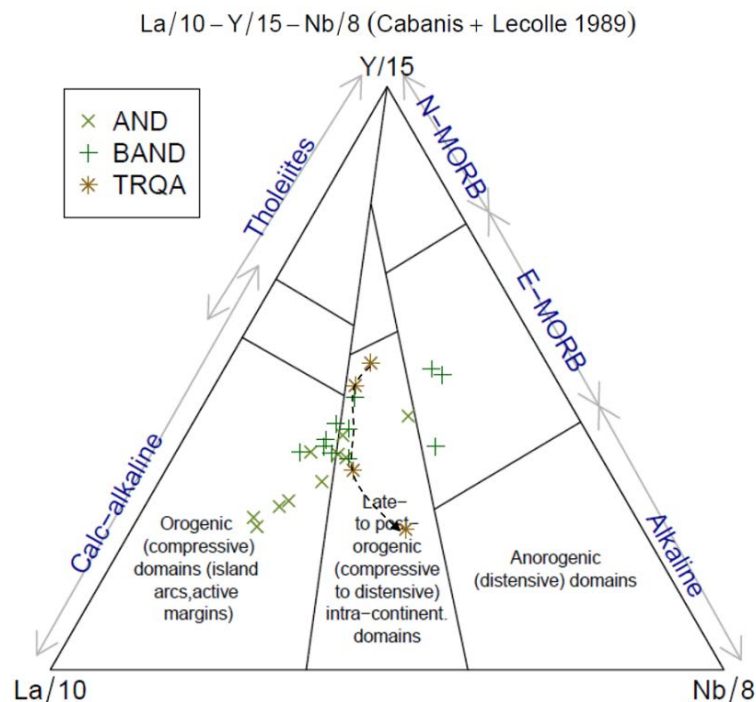


Fig. 7.40: Diagrama triangular $La/10 - Y/15 - Nb/8$ de Cabanis y Lecolle (1989) para discriminación de magmatismo y ambiente tectónico. TRQA del Sulcis en el campo post-orogénico.

(Cabanis y Lecolle, 1989) utilizan elementos trazas para discriminar los procesos de transición entre el fin de la orogenia y el inicio de la anorogénica, con un campo discriminado para magmatismo post-orogénico, en que se produce la distensión intracontinental. Las traquiandesitas están íntegramente en este campo post-orogénico con una trayectoria que se desplaza hacia el dominio completamente distensivo.

Finalmente, llama la atención la posición de la secuencia volcánica del Sulcis en el diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984), donde se observa claramente que las riolitas desde la serie MRH se ubican en el campo de ambiente de intraplaca (Fig. 7.41). También se separan las riolitas de la serie inferior, por ejemplo, la unidad Monte La Noce (MLN) se proyecta completamente sobre la zona de arco volcánico.

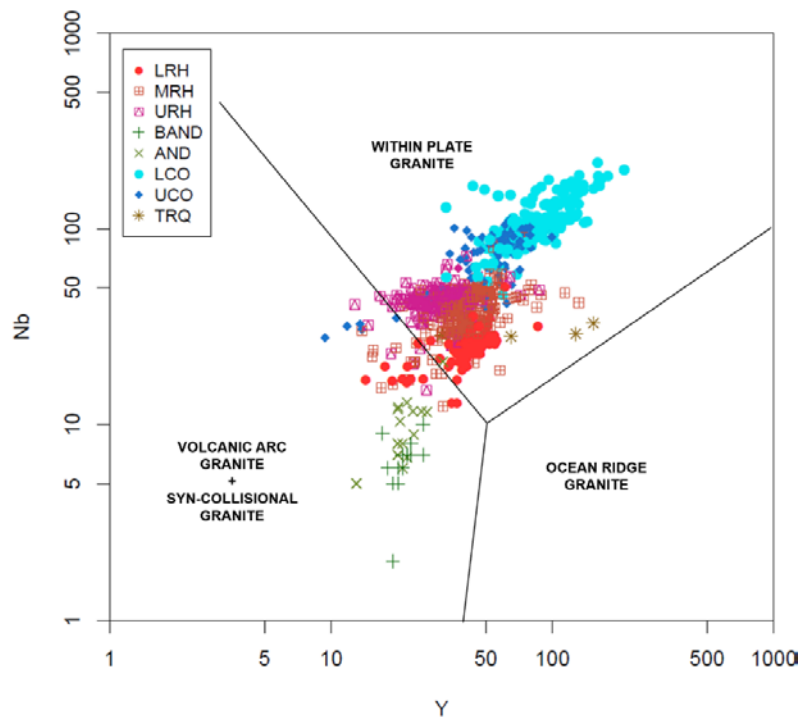


Fig. 7.41: Diagrama Y-Nb (Pearce et al., 1984) para discriminación geotectónica de granitos. Su uso es frecuentemente extendido a rocas volcánicas. Para este caso particular, se quiere resaltar el cambio de ambiente producido principalmente desde la serie MRH hacia el final de la secuencia volcánica del Sulcis.

7.4.3.2 Composición química de las pumitas

Algunas pumitas en general tienen composiciones más primitivas que la matriz ignimbrítica que las contiene. Esto es notorio en el caso de la unidad MC y CF, mientras que las pumitas de NUR, CO, MU, PA, CT y PCT tienen una tendencia geoquímica acorde a la unidad ignimbrítica (Fig. 7.42). Notoriamente, una pumita analizada en la Unidad Punta dei Canoni muestra una composición más alcalina que lo que corresponde a la unidad. La Unidad PC

es menos diferenciada, tiene mayor proporción de anortoclasa y piroxenos (enstatita-augita) y una valor muy alto de fósforo, manifiesto en cristales de apatito.

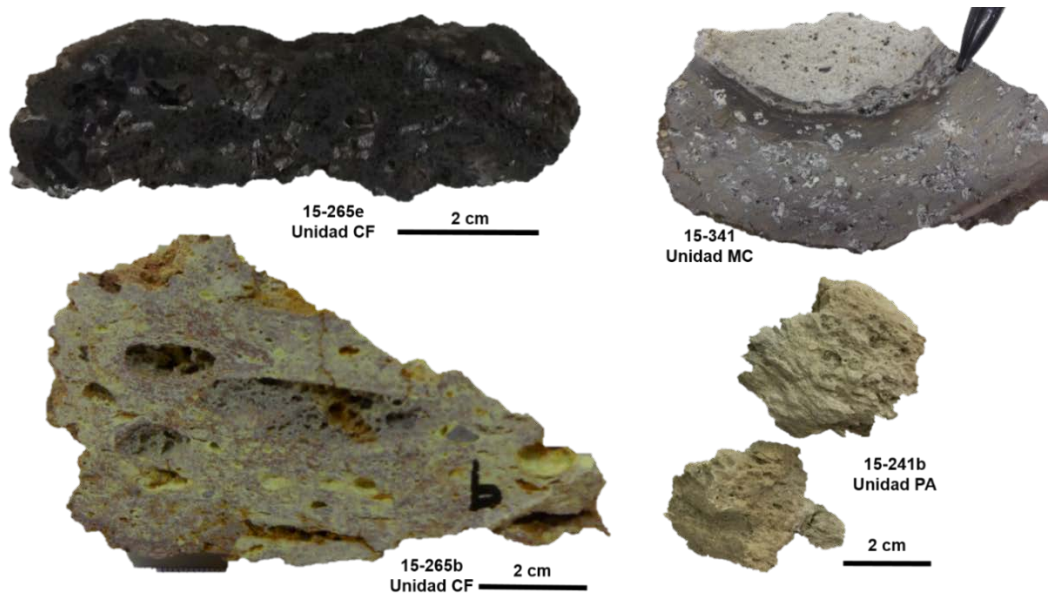


Fig. 7.42: Pumitas de las Unidades Carloforte (CF), Monte Crobu (MC) y Paringianu (PA). Nótese la similitud entre la pumita negra de CF y la pumita marrón de MC, ambas con cristales abundantes y de tamaño centimétrico. Las pumitas blancas de CF y PA no presentan cristales a simple vista.

En CF hay dos tipos químicamente diferentes de pumitas, unas de color negro (o marrón oscuro) con abundantes cristales de feldespatos, otras de color blanco que también pueden presentar coloración rojiza por oxidación, éstas no tienen cristales visibles en muestra de mano. Estas pumitas blancas tienen una afinidad geoquímica en óxidos mayoritarios, elementos trazas y REE idéntica a la composición química de la ignimbrita (véase el diagrama Nb/Y vs Zr/Ti en la Fig. 7.43). El patrón geoquímico de REE para las pumitas blancas corresponde al mismo que se observa también para la unidad ignimbrítica, con anomalías negativas de Eu, Ba y Sr. Por el contrario, las pumitas negras tienen anomalías positivas de Eu, Ba y Sr las que podrían indicar que provienen de un magma más básico a mayor profundidad (Fig. 7.44), o que al conservar los cristales de feldespatos, o incluso “adquirirlos” durante la compactación o el flujo reomórfico de la unidad a través de la interfase pumita-matriz de la roca, se enriquecen selectivamente en esos elementos, que “viajan” dentro de los feldespatos potásicos. A su vez, las pumitas negras tienen un patrón de trazas y REE que se parece a la unidad AQD. Estas pumitas negras producen un fenómeno de *mingling* en la cámara magmática. La Unidad MC tiene varios tipos de pumitas, y también predominan las negras o marrones oscuras y las blancas. Las pumitas negras y/o marrones de la MC se agrupan en el campo de traquitas en el diagrama de

Pearce (1996), aunque algunas se desplazan ligeramente hacia el campo de traquiandesitas como las pumitas de CF.

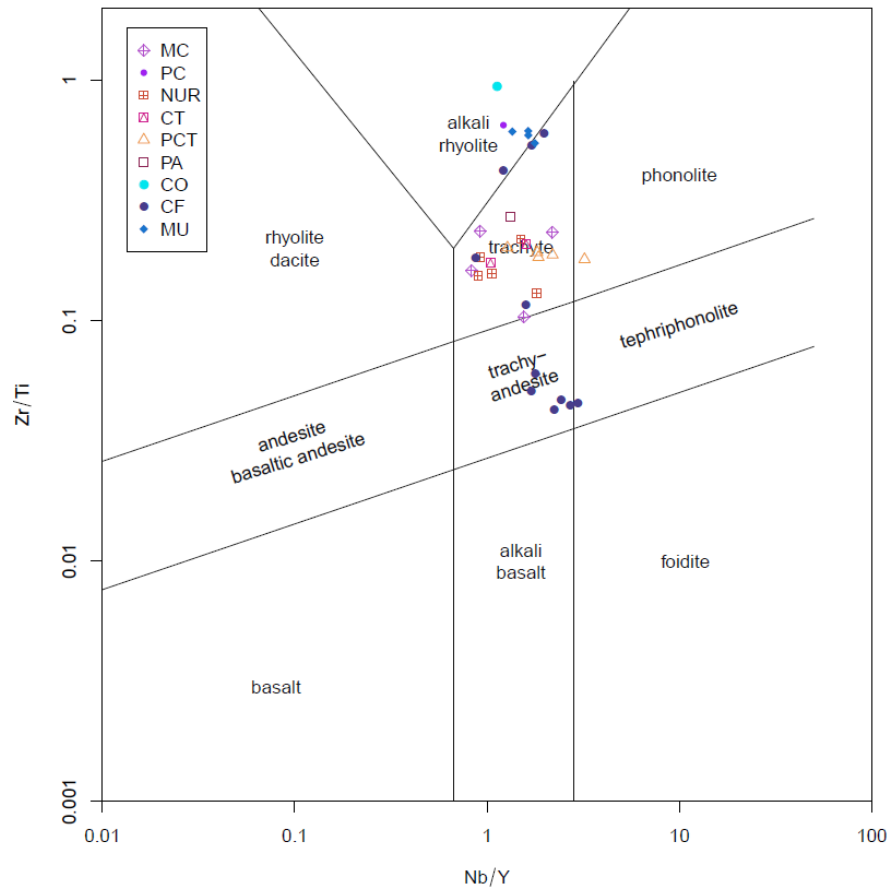


Fig. 7.43: Diagrama Nb/Y vs Zr/Ti (Pearce, 1996) con la composición química de las pumitas analizadas en diferentes unidades. Se observa la tendencia en la vertical de algunas pumitas menos evolucionadas hacia otras que mantienen la composición promedio de la ignimbrita que las contiene. Los símbolos se referencian con el nombre de la unidad para una fácil interpretación, aunque se aclara que las proyecciones corresponden exclusivamente a pumitas.

Las pumitas de MC tienen un enriquecimiento de Ba y Sr superior a las pumitas de CF. La unidad MC tiene eventos piroclásticos muy similares a la serie UCO, por ejemplo, MC inicia con un vitrófiro negro que pasa a un vitrófiro rosado, le sigue una fase ignimbrítica gris eutaxítica con mafitos y a techo la subunidad con abundantes pumitas de tamaño hasta métrico. Esta tendencia de evolución eruptiva está también descrita para las unidades Monte Ulmus y Carloforte. Entre ambas secuencias eruptivas hay un espacio temporal de 900 ka, y resulta curioso que los estilos eruptivos se repitan. Pese a ello, el cambio marcado de quimismo entre las pumitas y el magma que da origen a las ignimbritas indica que el funcionamiento de las erupciones se ve afectado fuertemente por ascenso de magma más profundo que intercepta estas cámaras magmáticas más diferenciadas. Es posible que la erupción se active instantáneamente o en períodos muy cortos de tiempo lo que no permite

reequilibrar la composición entre los dos magmas, y, en consecuencia, se forman estas pumitas abundantes en ambas unidades.

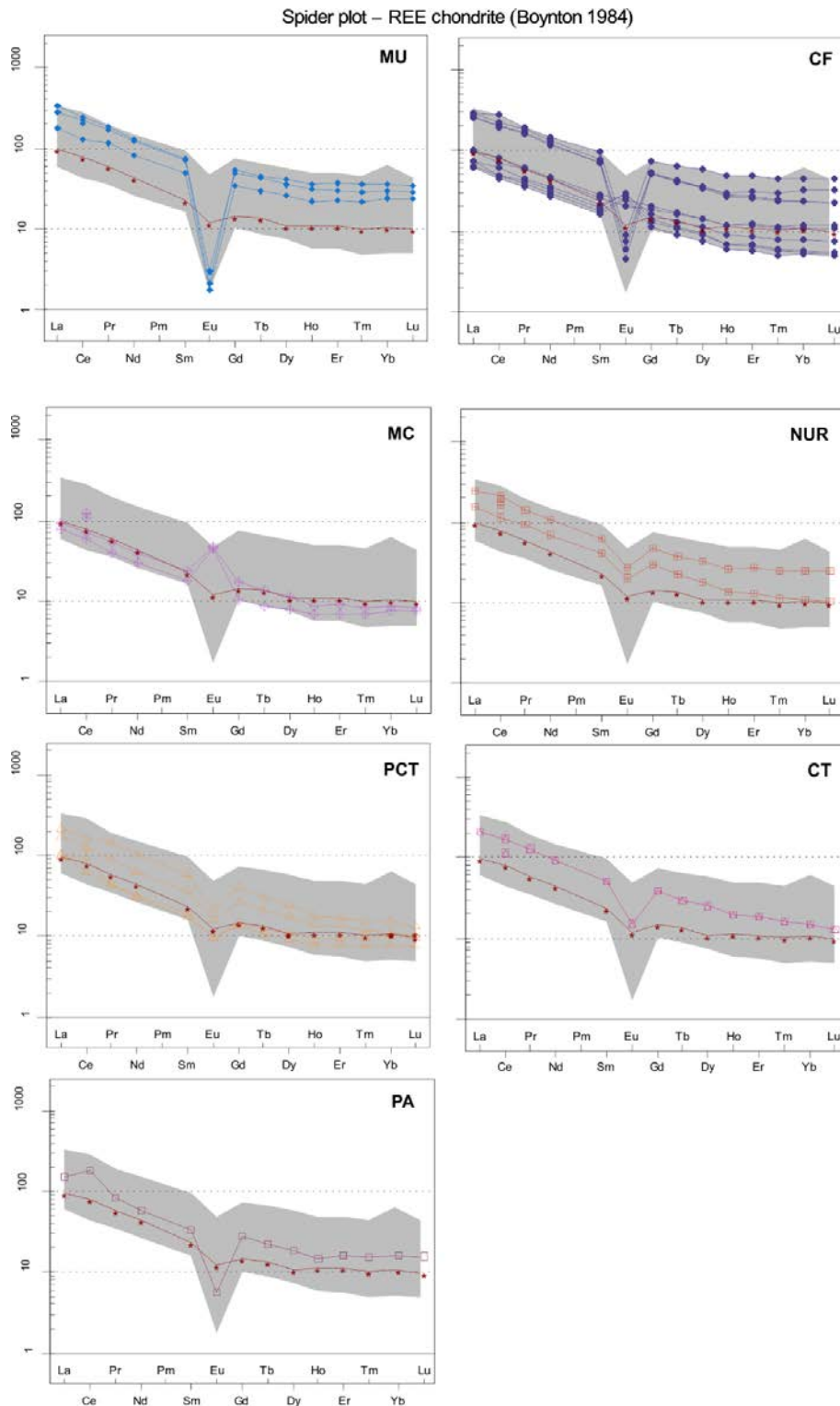


Fig. 7.44: Diagrama de REE normalizado con condrito (Boynton, 1984) para las pumitas dentro de las unidades ignimbríticas, el área gris corresponde al promedio de todas las pumitas analizadas. Se dibuja también la línea roja de tendencia de la corteza continental superior (Taylor y McLennan, 1985) a modo de referencia

7.4.3.3 Oligoelementos y REE en rocas peralcalinas

Las rocas volcánicas silíceas peralcalinas son muy susceptibles a procesos de cristalización, hidratación y desvitrificación. En estos procesos ocurren importantes pérdidas de álcalis en la fase vapor antes del enfriamiento del magma (Gibson, 1974). Por esto resulta crucial evaluar los elementos llamados inmóviles en relación con los más móviles. Por ejemplo, en los vitrófiros de MU (subunidades UCO1-A, B y C) se produce pérdida y ganancia de algunos oligoelementos como Nb, Pb y son más marcadas las diferencias químicas entre el vitrófiro negro y rosado sobre todo, en las concentraciones de Na_2O y K_2O , el vitrófiro negro (primero en depositarse) está mucho más desvitrificado y por lo tanto pierde estos elementos en la fase vapor a medida que se enfría. Otro ejemplo corresponde a la subunidad Genarbi, que presenta contaminación por asimilación y pérdida de elementos por alteración y desvitrificación (Fig. 7.45). En general las rocas peralcalinas en ambas series están enriquecidas en Ce, Rb, Zr, Nb, Y, La, Ga y Hf mientras que están empobrecidas en Ba, Sr, P y Ti. Principalmente las pantelleritas tiene anomalías más altas de Ga y Hf (Fig. 7.46). Minerales como augita, aegirina, arfvedsonita y magnetita pueden presentar enriquecimiento en Ga, ya que este elemento entra en la estructura de minerales preferentemente ricos en Fe^{3+} reflejando la similitud de radios iónicos de Ga^{3+} (0.620 Å VI) y Fe^{3+} (0.645 Å VI). Esto se ha observado en las rocas alcalinas de Ilímaussaq (Bailey et al., 2001) describiendo anomalías importantes (>27 ppm) en este complejo ígneo. En el Sulcis las comenditas tienen un promedio de 26.6 ppm de Ga en la unidad CO y disminuye a 23.8-23.2 ppm de Ga en la unidad MU y CF respectivamente, mientras que la unidad PT tiene el promedio más alto de 30.5 ppm de Ga. Todas estas unidades tienen fases de anfíboles y piroxenos ricos en Fe-Na que podrían estar conteniendo esta anomalía de Ga. El elemento que tiene concentraciones anormalmente altas es el Hf, en la unidad PT la media es de 95.41 ppm y los valores más altos llegan a 165.7 ppm. La unidad CO tiene una media de 32.4 con valores máximos de 174.1 ppm. Las unidades MU y CF tienen valores medios de 20.4-17.2 ppm respectivamente. El Hf también está asociado a la estructura cristalina de minerales máficos como aegirina, arfvedsonita, y también con minerales que tienen Zr, como la eudialita. Según Bailey et al. (2001) generalmente la tendencia creciente en la relación Zr/Hf tanto en rocas como en minerales reflejan la partición preferencial de Hf^{4+} (de radio iónico 0.71 Å) en lugar de Zr^{4+} (0.72 Å). El uso de elementos trazas y REE permitió refinar muchas de las subunidades en las series LCO y UCO, pero más particularmente entre las comenditas inferiores.

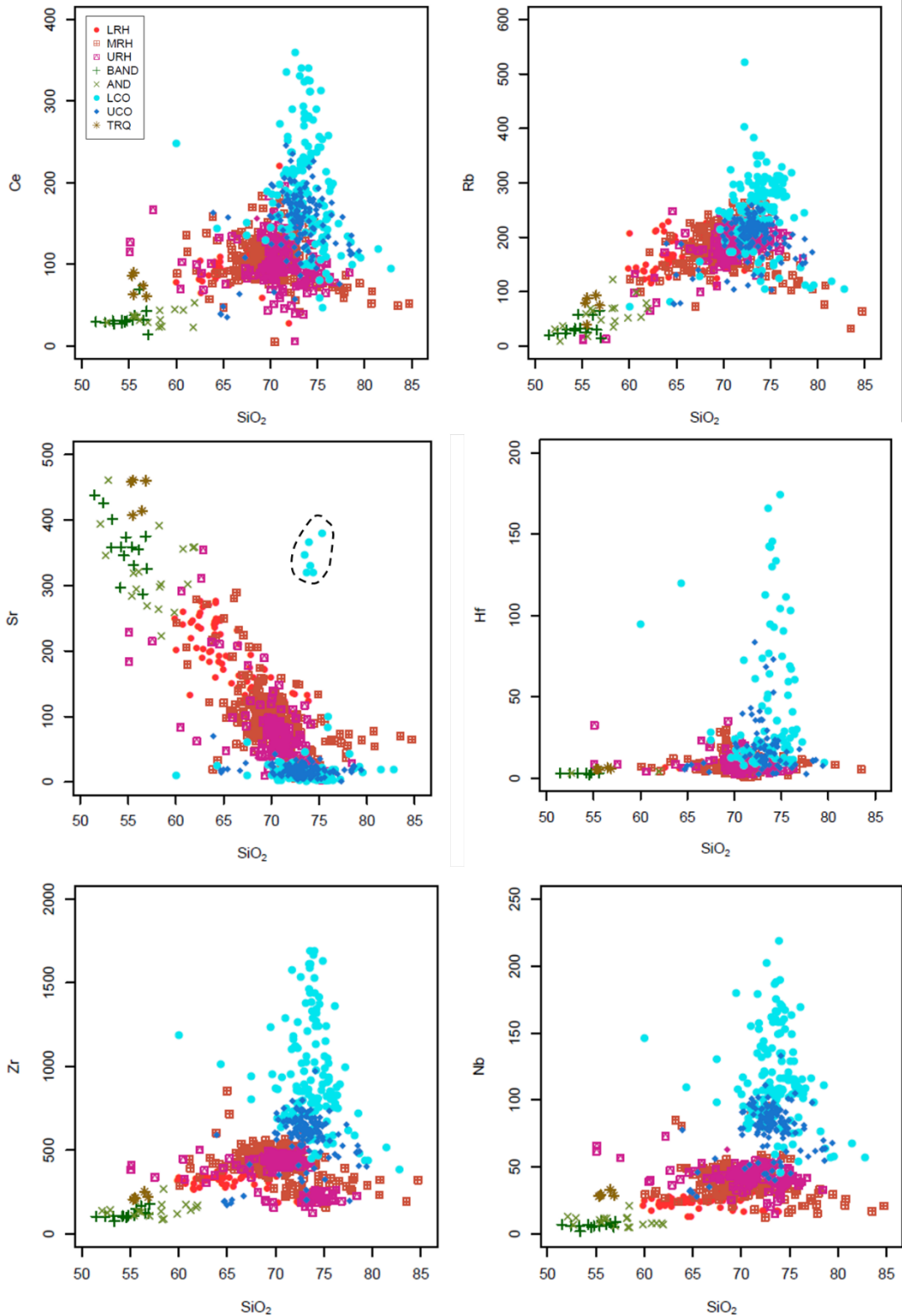


Fig. 7.45: Diagramas bivalentes de SiO₂ wt% vs oligoelementos en ppm. Se muestran aquellos en los que las rocas peralcalinas están más enriquecidos (Zr, Nb, Hf, Ce, Rb). Particularmente se presenta el diagrama de SiO₂ vs Sr para mostrar el proceso de asimilación de unas muestras (circulo discontinuo) de la subunidad Genarbi, en contacto con la Unidad Matzaccara en San Pietro, atribuible a interacción con agua marina.

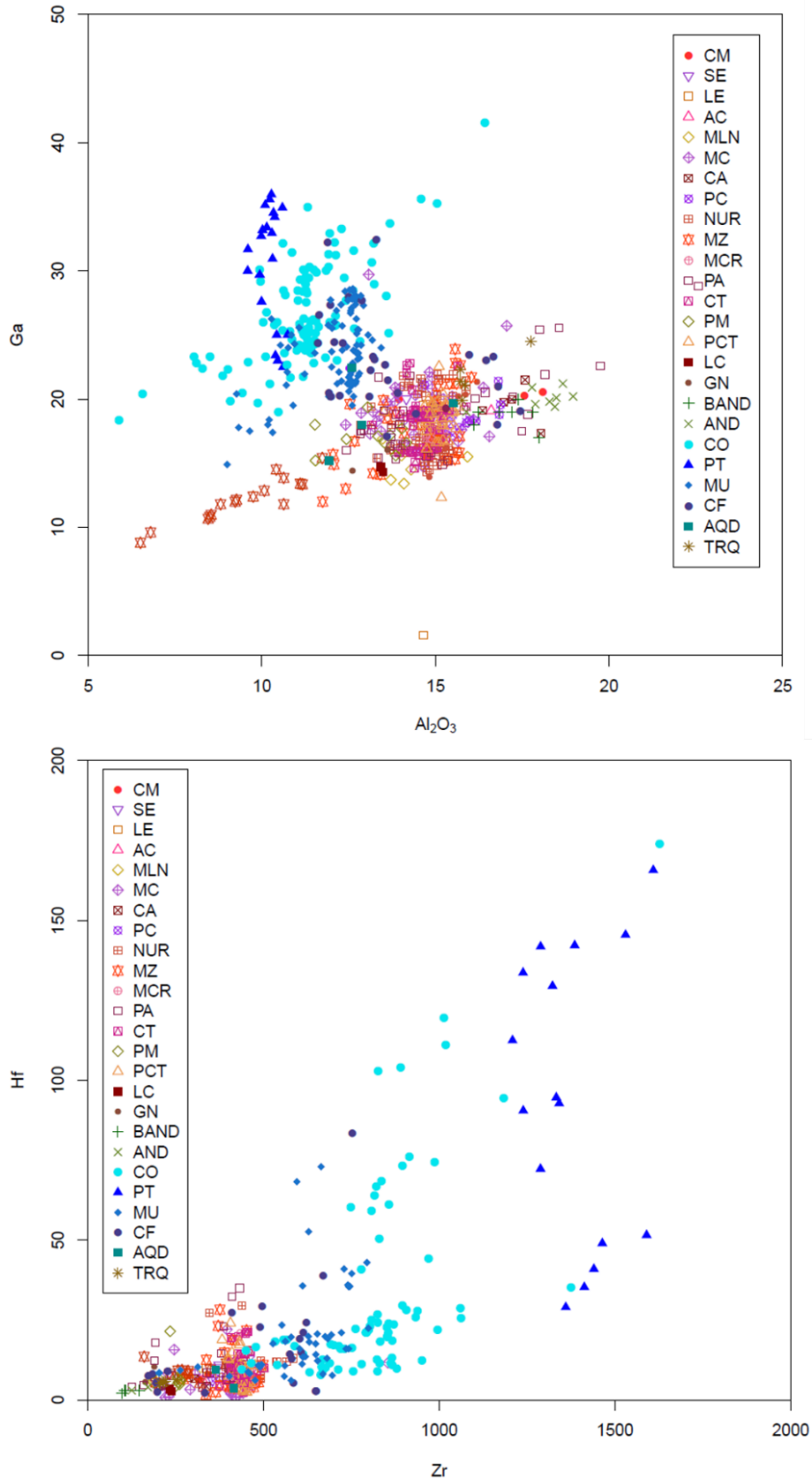


Fig. 7.46: Gráfico superior de Al₂O₃ wt% vs Ga ppm, marcando un claro enriquecimiento para rocas peralcalinas. Gráfico inferior de Zr vs Hf ambos en ppm, con la misma tendencia, y aún más pronunciada en las rocas pantelleríticas.

Por ejemplo, para discriminar LCO4-B (comendita de Ventriscio) de LCO-A (pantellerita de Capo Sandalo), cuando las relaciones Al_2O_3 vs FeO_t de Macdonald (1994) no son claras, un buen indicador resulta de comparar FeO_t e Y que está en menor proporción en la ignimbrita de Ventriscio respecto de Capo Sandalo, también se diferencian entre ellas por el contenido de Nb, donde LCO4-A se enriquece aún más. Todas estas anomalías, positivas y negativas pueden observarse por unidades en los diagramas multielementales normalizados con NMORB según Sun y McDonough (1989), para la unidad Comendita se ve un enriquecimiento en LILE a excepción del Ba, anomalía positiva de Th, U, Pb, Nd, Zr y Sm. En la unidad Pantellerita la pendiente de los LILE es menor, sobre todo en el Cs y en el Ce, la anomalía positiva de Pb tampoco es tan pronunciada como en las comenditas. Esto puede significar que la fuente es más primitiva. Las fuertes anomalías negativas de Ba y Sr, son comunes para ambas unidades, sin embargo, las anomalías de Eu y Ti son más fuertes en comenditas que en pantelleritas (Fig. 7.47), hecho relacionado con las fases que se fraccionaron.

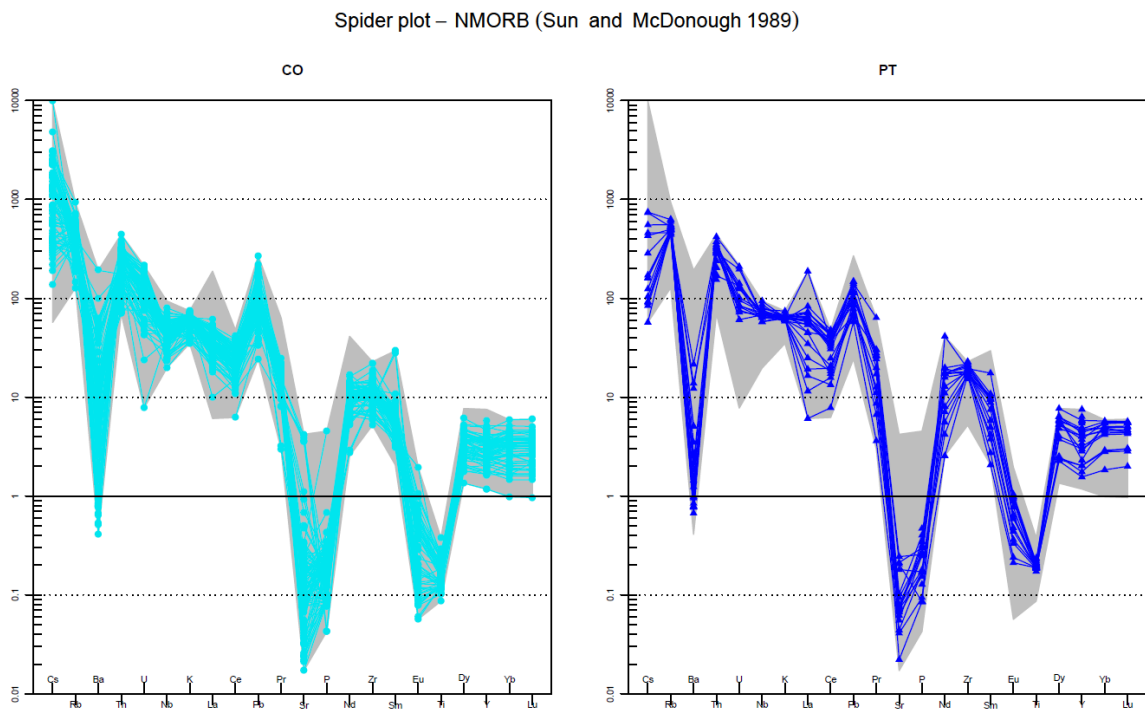


Fig. 7.47: Diagrama multielemental para oligoelementos, normalizado contra NMORB (Sun y McDonought, 1989). Serie de comenditas inferiores LCO. Unidades CO: comendita y PT: pantellerita.

El diagrama para REE se normalizó con el condrito según Boynton (1984). Las LREE tienen un patrón constante en la unidad CO, mientras que para las PT es muy variable. Aquí se puede apreciar más claramente la diferencia en la anomalía de Eu, menos pronunciada en las pantelleritas. Los HREE están más enriquecidos en PT que en CO (Fig. 7.48).

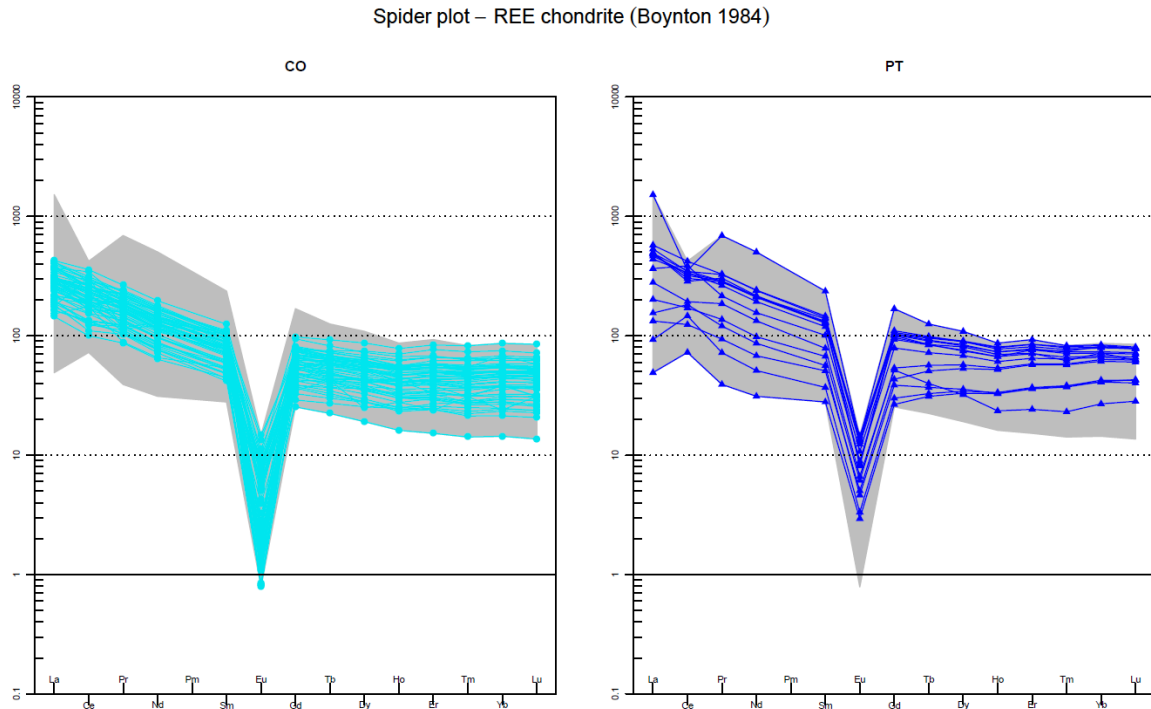


Fig. 7.48: Diagrama de REE normalizado contra condrito (Boynton 1984). Serie de comenditas inferiores LCO. Unidades CO: comendita y PT: pantellerita.

Los oligoelementos y REE de las unidades de la serie comendítica superior UCO también siguen el mismo protocolo de normalización mencionado para las comenditas inferiores. En estos diagramas lo que se aprecia es una progresiva disminución en las tendencias negativas de las anomalías de Sr, P, Ti, Eu y Ba desde las unidades Monte Ulmus, pasando por Carloforte, hasta el techo de la serie con la unidad Acquedotto. Particularmente el diagrama de Carloforte tiene dos tendencias, que se contrastan y que corresponden a las diferencias entre la unidad propiamente dicha y las pumitas, como se explicó en la sección 7.4.3.2. También se observa como las pumitas de Carloforte tienen una tendencia similar a la unidad Acquedotto (Fig. 7.49).

En los diagramas para REE se puede observar la fuerte anomalía negativa de Eu para las ignimbritas de Monte Ulmus, mientras que se hace más suave para la ignimbrita de Carloforte, y se enriquece en las pumitas de esta unidad, esto último las diferencia de AQD, que tiene una ligera anomalía de Eu. Las pumitas están empobrecidas en LREE y HREE en comparación con el magma que da origen a la unidad Carloforte (Fig. 7.50).

Finalmente, la concentración total de REE en la corteza continental en roca total promedio es de 125 ppm. El desarrollo de un recurso de elementos REE potencialmente económico requiere que se concentren significativamente por encima de estos niveles de fondo, típicamente en concentraciones %REE total (Goodenough et al., 2016).

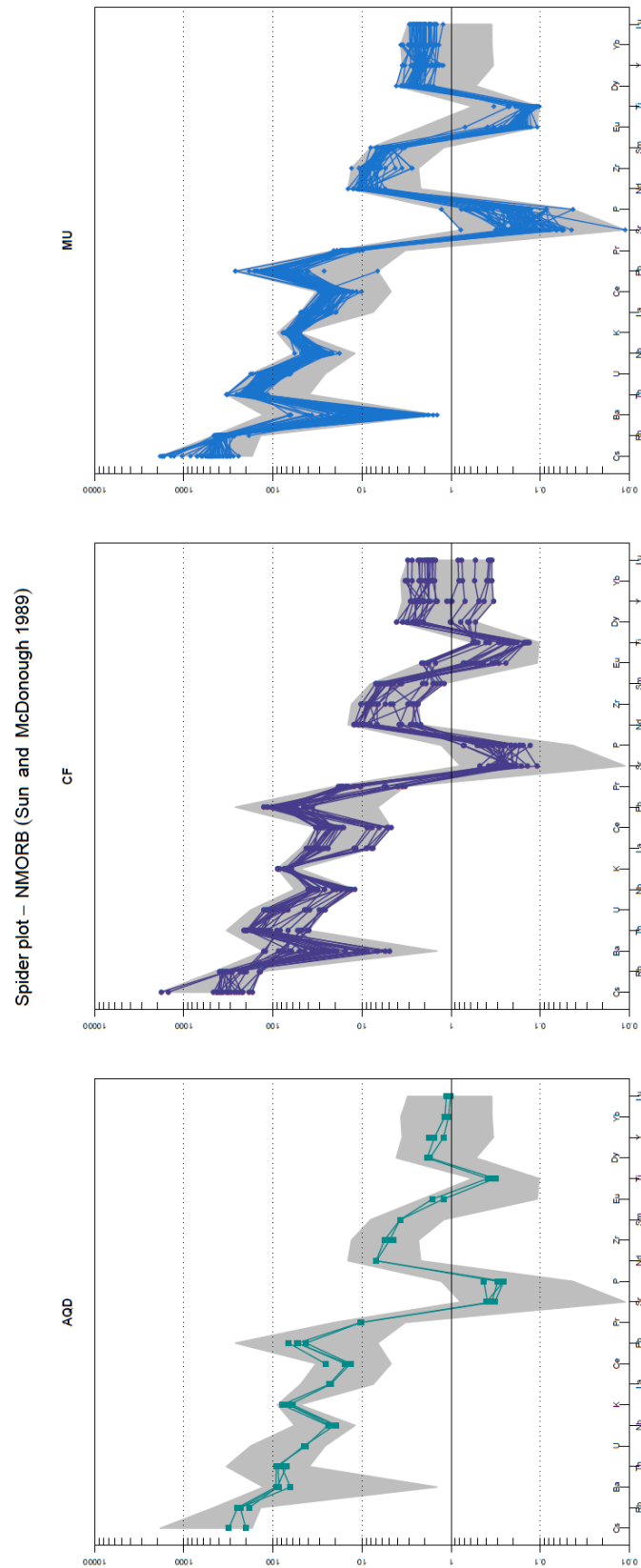


Fig. 7.49: Diagrama multielemental para oligoelementos, normalizado contra NMORB (Sun y McDonought, 1989). Serie de comenditas superiores UCO. Unidades MU: Monte Ulmus, CF: Carloforte: AOD: Acquedotto.

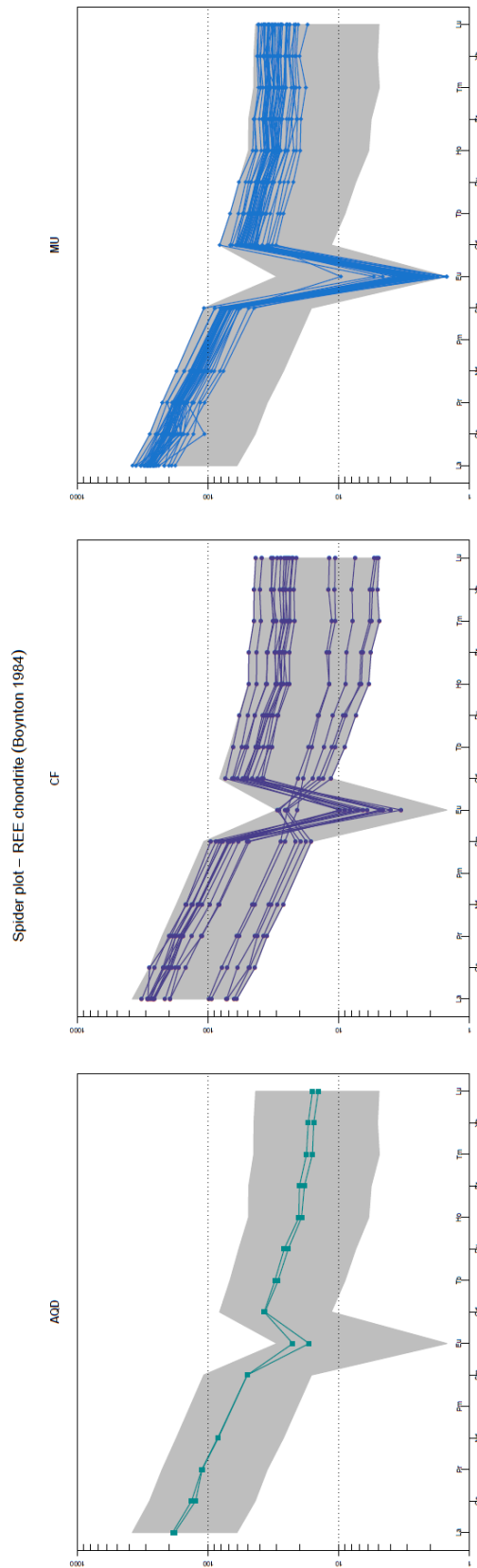


Fig. 7.50: Diagrama de REE normalizado contra condrito (Boynton 1984). Serie de comenditas superiores UCO. Unidades MU: Monte Ulmus, CF: Carloforte: AQD: Acquedotto.

En la región del Sulcis las unidades Comendita y Pantellerita, son las que presentan las mayores anomalías de REE como se describió más arriba. En promedio CO tiene 500 ppm de TREO y PT un promedio de 740 ppm de TREO (Fig. 7.51).

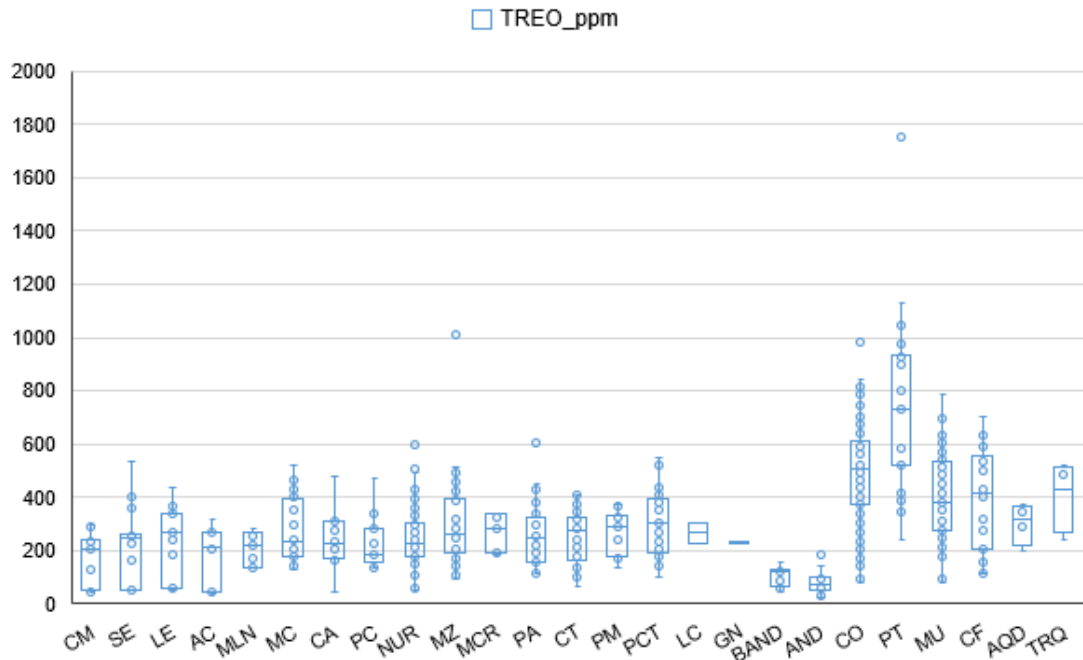


Fig. 7.51: Rango de concentraciones de tierras raras totales (TREO) en ppm (TREO=REE₂O₃+Y₂O₃) para la secuencia volcánica del Sulcis.

7.4.3.4 Saturación de Zr

El Zr es incompatible en la mayoría de los minerales formadores de rocas y, por lo tanto, se concentra en los líquidos de silicato residuales hasta que se produce la saturación de zircón (Watson, 1979; Watson y Harrison, 1983).

Como ya se ha mostrado a lo largo del capítulo y en especial en la sección 7.4.3.3, el Zr es el elemento más común presente en las riolitas de la región del Sulcis, es por esto que se trabajó con diferentes modelos de geotermometría para estimación de la temperatura de saturación de Zr en los magmas. Se compararon tres modelos de la literatura, el primero (definido aquí como TZr.sat.C1) fue definido por Watson y Harrison (1983), estos autores presentaron un modelo en condiciones hiper-solidus con un rango de temperatura de los datos experimentales que varía entre 750° y 1020°C. La fórmula de cálculo $\ln D_{Zr_zircón/melt} = \{-3.80 - [0.85 * (M - 1)]\} + \{12900 / T\}$ involucra un parámetro denominado $M = [(Na + K + 2Ca) / (Al * Si)]$ que representa la composición de las rocas, principalmente fundidos félsicos y peraluminicos. El segundo modelo (TZr.sat.C2) desarrollado por Boehnke et al. (2013) es una actualización del primero debido a las mejoras en metodologías analíticas y computacionales, con un recálculo del coeficiente de distribución

entre Zr y la masa fundida (DZr). Logran una reducción de temperaturas por extrapolación hasta 700°C. Este modelo no está calibrado específicamente para condiciones de composición $M > 2.5$ o temperaturas $> 1100^\circ\text{C}$. El tercer modelo (definido aquí como TZr.sat.C3) de Gervasoni et al. (2016) está calibrado para rocas de composición subaluminica y peralcalinas (con $M > 2$) debido a que tienen en cuenta las cantidades menores de Mg^{2+} y Fe^{2+} como factor importante en la saturación de Zr. Estos autores definen un nuevo parámetro llamado $G = (3 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2) / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO})$, considerando todo el hierro como Fe^2 . Este modelo puede estimar temperaturas $> 800^\circ\text{C}$. La nueva fórmula para este modelo es:

$$\ln [\text{Zr}] = (4.29 \pm 0.34) - (1.35 \pm 0.10) \ln G + (0.0056 \pm 0.0002) T^\circ\text{C}.$$

Se utilizó una base de datos de 849 análisis de Zr (ppm) analizados en roca total y clasificados por unidades. Se utilizó el software GCDkit (Janoušek et al., 2006) para los cálculos y el posterior modelo de $T^\circ\text{C}$ para las rocas del Sulcis. A continuación (Tabla 7.3) se presentan los resultados obtenidos por los 3 modelos.

Tabla 7.3: $T^\circ\text{C}$ de saturación de Zr en unidades volcánicas del Sulcis. TZr.sat.C1: Watson y Harrison (1983). TZr.sat.C2: Boehnke et al. (2013). TZr.sat.C3: Gervasoni et al. (2016).

Units	TZr.sat.C 1	TZr.sat.C 2	TZr.sat.C 3	Zr_ppm	FeO _t	Na ₂ O	H ₂ O	M	G
BAND	732	666	386	118.1	7.83	2.29	2.60	1.80	3.54
AND	731	660	460	145.0	6.75	2.53	1.82	2.04	4.21
CM	830	783	710	327.4	4.51	3.15	2.94	1.66	6.30
LE	859	821	801	393.7	3.22	3.37	1.95	1.53	8.00
AC	828	779	713	328.3	4.36	2.95	2.32	1.69	6.34
SE	869	836	820	399.6	3.09	3.59	1.86	1.43	8.57
MLN	821	782	753	228.9	2.08	3.56	1.32	1.34	9.93
PC	863	825	798	426.9	3.65	4.32	1.50	1.57	7.49
MC	867	836	833	395.1	2.42	3.45	1.13	1.40	9.38
CA	880	854	804	416.6	3.15	3.04	3.35	1.32	8.09
NUR	881	849	859	463.2	2.24	3.96	1.09	1.47	9.04
MCR	883	854	847	462.1	2.75	3.08	1.92	1.44	8.55
MZ	858	824	837	365.4	2.13	3.42	2.06	1.43	10.24
TRQ	803	754	528	221.5	8.52	4.06	1.15	1.55	3.97
CO	935	914	974	827.5	3.05	3.94	2.00	1.54	9.76
PT	992	980	1035	1401.6	4.59	4.12	1.52	1.61	8.24
MU	904	875	923	618.1	2.60	4.25	1.37	1.53	9.66
CF	873	840	844	474.1	2.82	4.65	1.13	1.49	9.00
AQD	856	818	833	373.9	2.64	4.43	1.02	1.51	9.50
PA	836	797	783	301.88	2.34	3.81	2.99	1.43	9.69
CT	879	849	857	435.55	2.08	4.27	0.90	1.42	9.33
PCT	883	856	851	444.35	2.11	4.55	0.87	1.39	8.97
PM	824	784	790	244.89	2.00	3.74	1.35	1.40	10.91
LC	820	780	781	236.35	1.74	3.59	0.62	1.41	10.70
GN	782	729	725	176.38	1.83	2.84	1.94	1.57	10.56

El modelo TZr.sat.C3 funciona muy bien para las rocas alcalinas y peralcalinas félsicas, pero no para las intermedias y básicas, como es el caso de las Series de andesitas, basalto-andesitas y la Unidad traquiandesita, ya que estima temperaturas del orden de los 386°C a 528°C, algo nada realista para estos magmas. En este caso el modelo TZr.sat.C2 se adecua mejor con un rango de temperaturas para las rocas básicas e intermedias de 660° a 754°C. Esto se muestra en el diagrama de comparación de los modelos (Fig. 7.52).

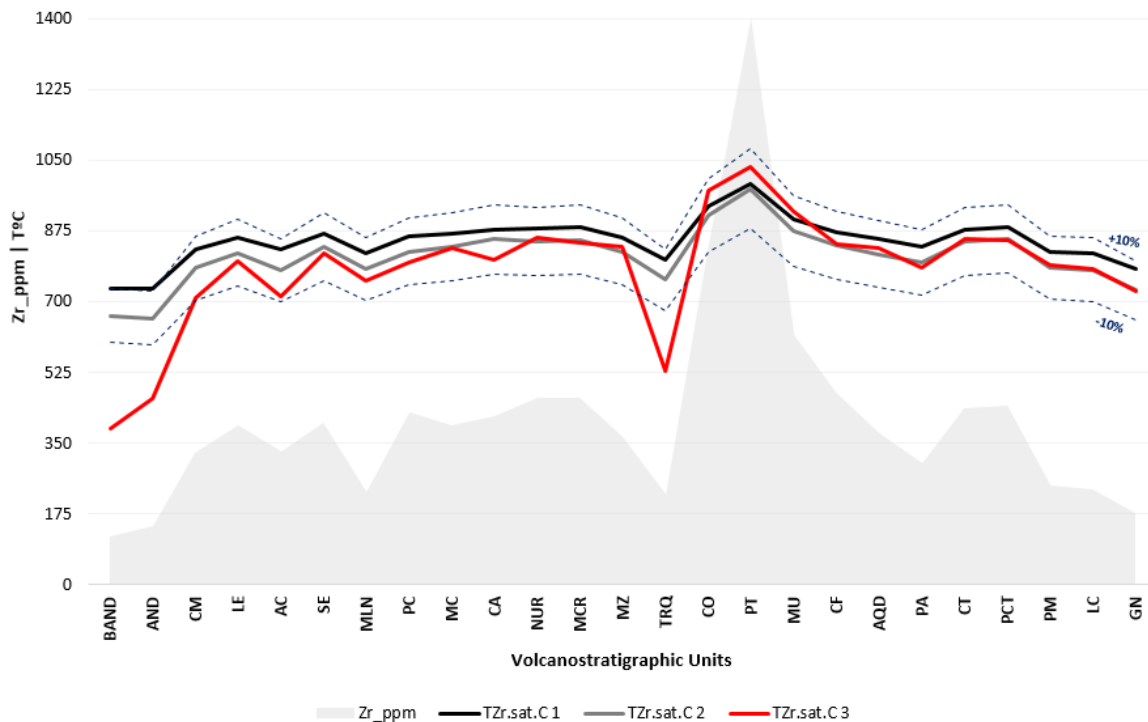


Fig. 7.52: Secuencia volcánica del Sulcis y temperaturas de saturación de Zr. El área gris representa las concentraciones de Zr en ppm de roca total por cada unidad. Las curvas (negra, roja y gris) representan las temperaturas estimadas según los autores: TZr.sat.C1: Watson y Harrison (1983). TZr.sat.C2: Boehnke et al. (2013). TZr.sat.C3: Gervasoni et al. (2016). Las líneas azules discontinuas muestran $\pm 10\%$ respecto de la tendencia central representada por el modelo TZr.sat.C2. Nótese el desacople dentro de este rango de diferencias del 10% para las temperaturas de las rocas básicas e intermedias.

Eliminando las temperaturas de las rocas básicas e intermedias, se puede observar que la tendencia general para los magmas riolíticos quedan determinados de la siguiente manera: 1) con el modelo TZr.sat.C1 el rango de temperaturas se concentra entre 794-970°C para toda la sucesión volcánica, 2) el modelo TZr.sat.C2, presenta temperaturas menores en ambos extremos, con un rango de estimación en 738-963°C, 3) el modelo TZr.sat.C3 calcula temperaturas entre 663-1077°C, ampliando el valor máximo en 107°C más que el modelo C1 y 75°C menos que la temperatura inferior del modelo C2 (Fig. 7.53). Se modelaron las isotermas de saturación de Zr según la ecuación de Gervasoni et al. (2016) para el volcanismo del Sulcis

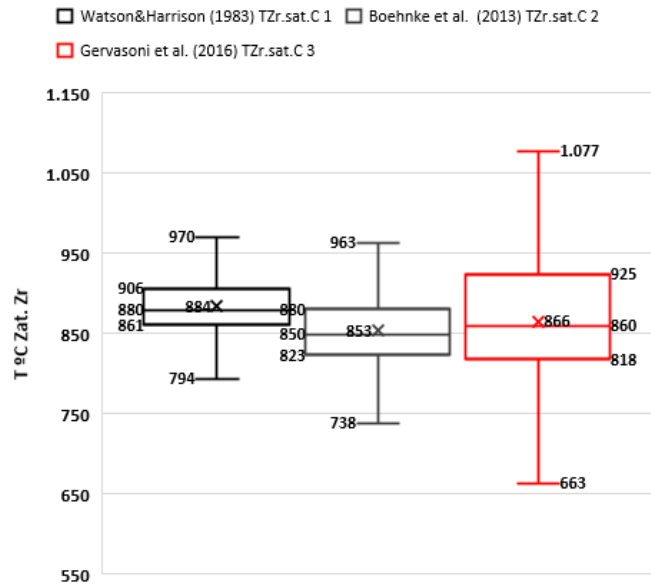


Fig. 7.53: Rangos de temperatura de saturación de zircón según los modelos geotermométricos utilizados. Se presentan los *box-plot* sólo para las rocas riolíticas, incluidas las peralcalinas.

La gráfica está en función del parámetro G y de la concentración de Zr en roca total (Fig. 7.54).

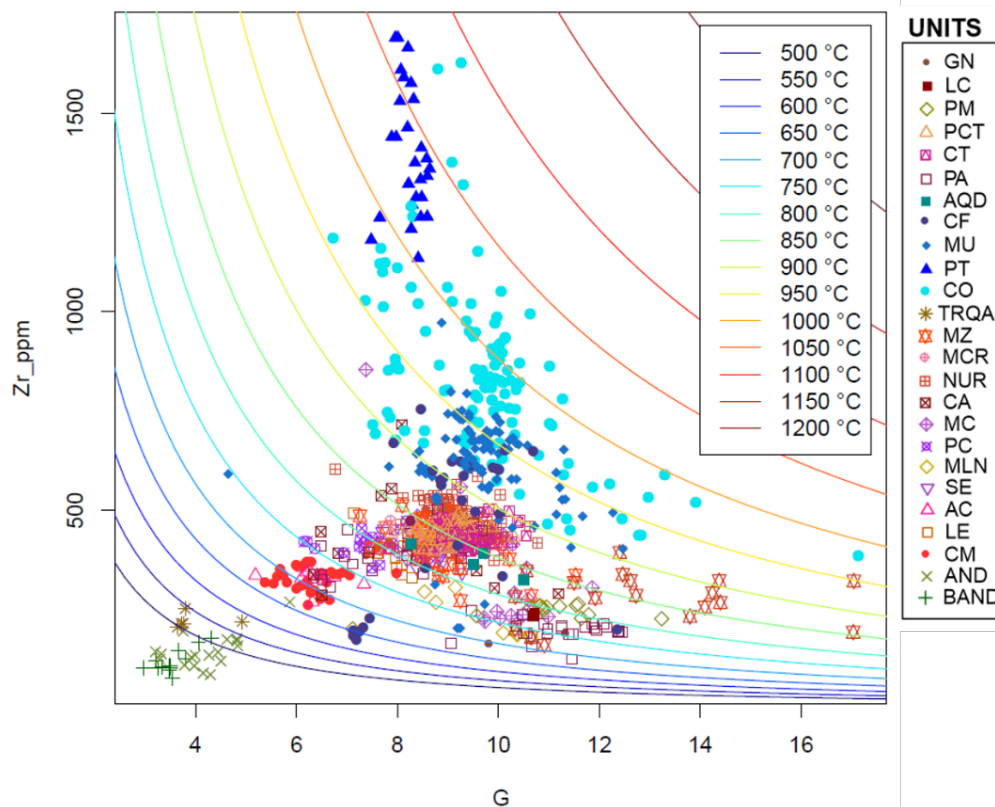


Fig. 7.54: Isotermas de solubilidad de zircón con la ecuación de Gervasoni et al. (2016). Todas las rocas volcánicas del Sulcis están representadas. Nótese que el modelo no estima convenientemente las temperaturas de los productos básicos e intermedios.

Cada unidad cortará una curva de temperatura específica para la saturación de Zr. Las temperaturas más altas corresponden a las rocas pantelleríticas que quedan contenidas entre las curvas de 1000 a 1100°C. Finalmente se presenta un promedio de las temperaturas de saturación de zircón calculadas y agrupadas para las unidades desde Monte Crobu hasta el techo de la unidad Monte Ulmus. El perfil de temperaturas muestra que para las riolitas de la serie media (MRH) las temperaturas de saturación de Zr son menores (entre 819-832°C) que para las comenditas. Y dentro de la serie comendítica las temperaturas más altas corresponden a las pantelleritas (entre 1004 y 1039°C).

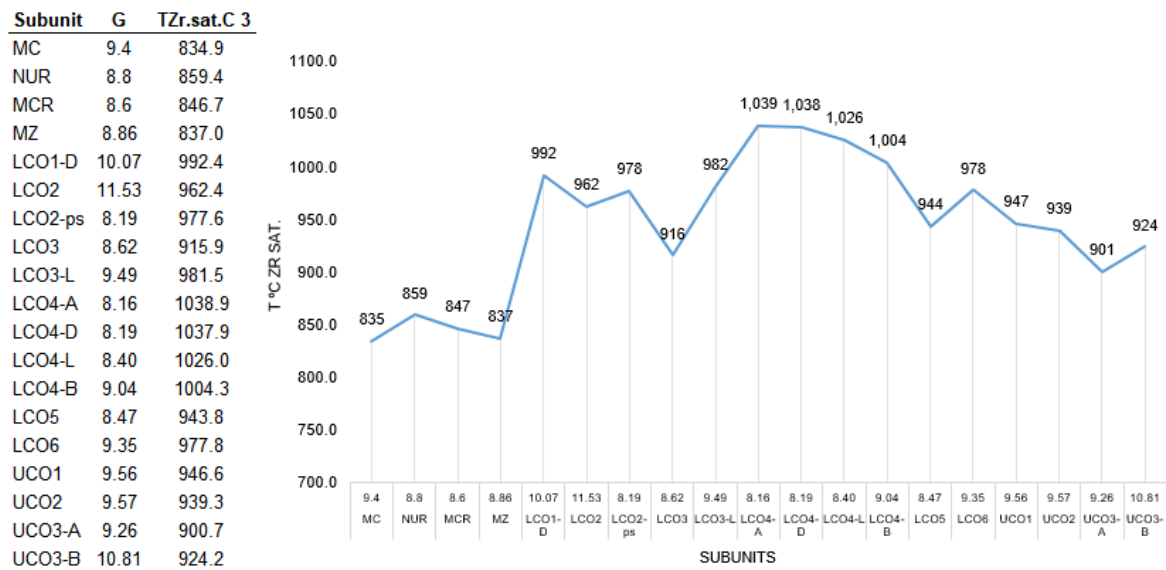


Fig. 7.55: Resumen de las temperaturas de saturación de Zr en las unidades de la serie media (MRH) y la serie peralcalinas inferior (LCO) y superior (UCO).

Las temperaturas de cristalización determinadas en éste y los apartados anteriores, en función de diferentes minerales (bt, px, zrn) contenidos en las unidades volcánicas muestran un rango entre 660° y 1035°C (Fig. 7.56).

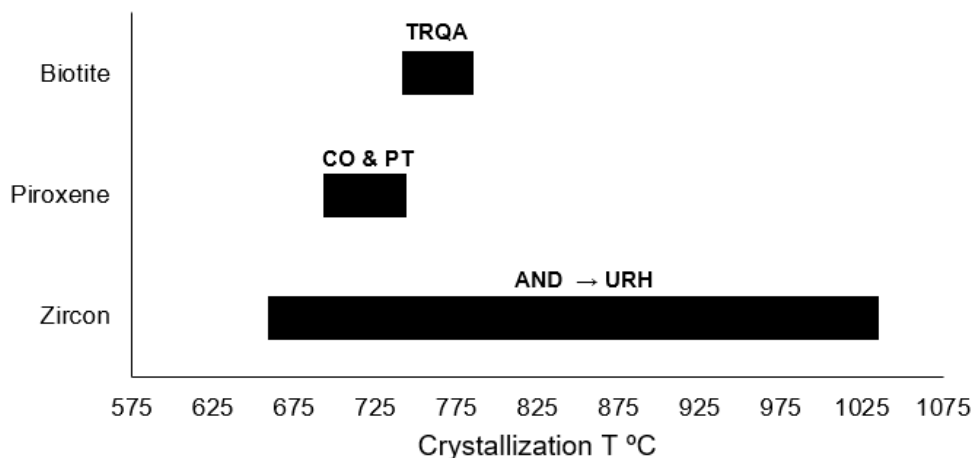


Fig. 7.56: Resumen de T °C (cristalización) en diferentes minerales para las vulcanitas del Sulcis.

7.4.4 Isótopos Radiogénicos

Los estudios de isótopos radiogénicos de Sr, Nd y Pb se llevaron a cabo en 28 muestras principalmente en las islas menores (10 muestras de Sant'Antioco y 18 muestras de San Pietro), debido a la incorporación de nuevas unidades en la columna volcanoestratigráfica (TRQ, PT, AQD, PA-R, PCT) a partir de la cartografía detallada de este sector. También se seleccionaron muestras para ampliar la base de datos de la Unidad CO, sobre todo aquellas subunidades que no fueron abordadas lo suficiente en la literatura previa.

Los cálculos de relaciones isotópicas iniciales para Sr, Nd y épsilon Nd (ϵNd o EpsNd) se realizaron con el *software* GCDkit (Janoušek et al., 2006, 2016 y referencias ahí). Para calcular la relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ se utilizaron los valores de elementos trazas medidos con ICP-MS (Sr y Rb en ppm). Para calcular la relación isotópica inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ se utilizaron las constantes de decaimiento de Villa et al. (2015) provistas por el laboratorio de análisis SGIker-Bilbao. La relación isotópica inicial de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se calculó según la constante de Lugmair y Marti (1978) y EpsNd en los términos de CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*) en DePaolo (1988). Las edades para cada muestra son acordes a los resultados obtenidos por geocronología en los capítulos 8 y 9; esto significa que se recalcularon todos los valores disponibles de la literatura con las edades establecidas en esta tesis (ver la sección 19.9, en Tabla 19.14, y Tabla 19.15 del Anexo IV el proceso de cálculo para cada muestra). Las relaciones isotópicas de Pb calculando el valor isotópico inicial no presentaron diferencias significativas ($1.8 \cdot 10^{-7}$ a $2.6 \cdot 10^{-8}$), por lo que se trabajó sobre los datos originales medidos. Respecto a los valores obtenidos de la literatura se readaptaron las muestras a los criterios volcanoestratigráficos definidos aquí (sección 19.9, Tabla 19.16 en Anexo IV). Los resultados se muestran siguiendo el criterio de series y unidades por separado, para todos los datos isotópicos. Los valores obtenidos y calculados se presentan en la Tabla 7.4 ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), Tabla 7.5 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) y Tabla 7.6 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$).

7.4.4.1 Relaciones Isotópicas de Sr-Nd-Pb por Series

Los valores isotópicos de Sr-Nd varían de 0.7052 a 0.7128 y 0.51242 a 0.51271 respectivamente (ver Tabla 7.4 y Tabla 7.5). Por series, se observa que las muestras quedan definidas en tres grandes grupos. El primero incluye las series LRH, MRH, TRQ y URH, y la variación en términos de Sr es de 0.7052-0.7075, mientras que el rango de Nd va desde 0.51243-0.51266. Las series LCO y UCO presentan un segundo grupo con valores de Sr entre 0.7079-0.7091 y un tercer grupo con un rango entre 0.7119-0.7128,

mientras que los valores de Nd son prácticamente idénticos (0.51260-0.51272) en ambos grupos.

Tabla 7.4: Valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidos en el laboratorio SGIker-Bilbao. Cálculos con *software* GCDkit (Janoušek et al., 2006, 2016). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (inicial) calculado según Villa et al. (2015) *. El valor 2s significa: doble error estándar en valor absoluto (2SE).

Nº	Place	UTM 32S		Sample ID	Volcanostratigraphy			Type	Age (Ma)	Measured		Calculated	
		East	North		Series	Units	Subunits			$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2s	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
1	SP	439612	4337123	15-308	URH	PCT	PCT4	ignimbrite	15.2	0.70720	0.000008	0.70568	7.16
2	SA	447013	4316397	15-185	URH	CT	CT	ignimbrite	15.3	0.70824	0.000010	0.70596	10.67
3	SA	435556	4329805	15-189	URH	CT	CT	ignimbrite	15.3	0.70802	0.000007	0.70576	10.56
4	SP	440243	4335387	15-301	URH	CT	CT-v	vitrophyre	15.3	0.70805	0.000006	0.70534	12.69
5	SP	437095	4336762	15-239	URH	PA	PA-R	ignimbrite	15.5	0.71358	0.000009	0.70522	38.56
6	SP	437086	4336764	15-240	URH	PA	PA-B	ignimbrite	15.5	0.70979	0.000009	0.70668	14.37
7	SP	435766	4335643	15-263	UCO	AQD	UCO4-B	ignimbrite	15.6	0.70992	0.000007	0.70730	12.04
8	SP	435469	4335810	15-265c	UCO	CF	UCO4-A	ignimbrite	15.6	0.71567	0.000011	0.70884	31.31
9	SA	447029	4316148	15-324	UCO	MU	UCO3-B	ignimbrite	15.6	0.72044	0.000010	0.70871	53.77
10	SA	446504	4318330	14-76	UCO	MU	UCO3-A	ignimbrite	15.6	0.72006	0.000008	0.71276	33.45
11	SP	438777	4331912	15-293	UCO	MU	UCO1-C	vitrophyre	15.7	0.71968	0.000013	0.70817	52.42
12	SA	446812	4317866	14-09n	UCO	MU	UCO1-A	vitrophyre	15.7	0.72117	0.000009	0.70909	55.03
13	SA	447414	4318075	14-86	LCO	CO	LCO5	ignimbrite	15.8	0.72282	0.000008	0.71272	45.70
14	SP	438972	4332418	15-289	LCO	CO	LCO4-B	ignimbrite	15.8	0.73181	0.000009	0.71196	89.87
15	SP	433441	4332871	15-243	LCO	PT	LCO4-A	ignimbrite	15.8	0.73917	0.000009	0.70806	140.82
16	SP	438363	4333696	15-214	LCO	PT	LCO4-D	lava-dome	15.8	0.74982	0.000011	0.70794	189.59
17	SP	435802	4334887	15-267	LCO	CO	LCO3-L	lava-flow	15.8	0.80303	0.000011	0.71194	412.35
18	SP	433849	4333731	17-391b	LCO	CO	LCO2-BN	lithic*	15.9	0.75128	0.000009	0.70888	190.73
19	SP	434503	4335247	15-200	LCO	CO	LCO1-D	lava-dome	15.9	0.74018	0.000010	0.70790	145.20
20	SP	433620	4334091	17-397	TRQ	TRQ	TRQA	lava-dome	15.9	0.70581	0.000006	0.70575	0.28
21	SA	447166	4319299	14-78	MRH	MZ	MZ	ignimbrite	16.2	0.70704	0.000008	0.70628	3.37
22	SP	438752	4331872	15-294	MRH	MZ	MZ-s	ignimbrite	16.2	0.70817	0.000006	0.70646	7.57
23	SP	434864	4332927	15-257	MRH	MCR	MCR	ignimbrite	16.2	0.70916	0.000007	0.70711	9.04
24	SP	434868	4332940	17-400	MRH	MCR	MCR	ignimbrite	16.2	0.70857	0.000009	0.70695	7.16
25	SA	448535	4321436	15-334	MRH	NUR	NUR-t	ignimbrite	16.4	0.70815	0.000008	0.70686	5.64
26	SA	447058	4316310	17-374	MRH	NUR	NUR-vp	vitrophyre	16.4	0.70801	0.000011	0.70689	4.91
27	SA	449016	4321315	15-340	MRH	MC	MC-p	ignimbrite	16.5	0.70924	0.000009	0.70755	7.31
28	SA	452360	4324260	15-352	LRH	MLN	MLN	ignimbrite	16.8	0.70723	0.000009	0.70679	1.89

* decay constant $\lambda_{87\text{Rb}} (y^{-1}) = 1.3972 \cdot 10^{-11}$

Existe una excepción que es la muestra 15-263 de la serie UCO cuyo valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ la sitúan más próxima al primer grupo (Fig. 7.57). Particularmente esta unidad prácticamente ya no es peralcalina, sino más bien el producto final riolítico alcalino a techo de la serie UCO. Cabe destacar que la serie con los valores más empobrecidos en Nd es la LRH y la serie con mayor enriquecimiento es la LCO.

Las variaciones isotópicas de Pb pueden observarse en la Tabla 7.6. El rango de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ es de 18.6711-18.9529, mientras que la variación de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ es de 15.6741-15.6948. En el caso de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, se observa que la muestra 14-09n (vitrófiro) de la serie UCO queda fuera del rango establecido, por enriquecimiento (15.7722).

Dos muestras, 15-301 y 15-265c, de las series URH y UCO presentan los valores más bajos en términos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Por otro lado, la serie que presenta los valores más enriquecidos en esta misma relación es LCO (Fig. 7.58).

Tabla 7.5: Valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ medidos en el laboratorio SGiker-Bilbao. Cálculos con software GCDkit (Janoušek et al., 2006, 2016). $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ (inicial) calculado según Lugmair y Marti (1978) *. El valor 2s significa: doble error estándar en valor absoluto (2SE).

Nº	Place	UTM 32S		Sample ID	Volcanostratigraphy			Type	Age (Ma)	Measured		Calculated	
		East	North		Series	Units	Subunits			$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2s	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	EpsNd
1	SP	439612	4337123	15-308	URH	PCT	PCT4	ignimbrite	15.2	0.512629	0.000005	0.512618	-0.01
2	SA	447013	4316397	15-185	URH	CT	CT	ignimbrite	15.3	0.512658	0.000004	0.512647	0.56
3	SP	435556	4329805	15-189	URH	CT	CT	ignimbrite	15.3	0.512657	0.000004	0.512646	0.54
4	SP	440243	4335387	15-301	URH	CT	CT-v	vitrophyre	15.3	0.512667	0.000006	0.512656	0.73
5	SP	437095	4336762	15-239	URH	PA	PA-R	ignimbrite	15.5	0.512669	0.000005	0.512658	0.78
6	SP	437086	4336764	15-240	URH	PA	PA-B	ignimbrite	15.5	0.512665	0.000004	0.512654	0.70
7	SP	435766	4335643	15-263	UCO	AQD	UCO4-B	ignimbrite	15.6	0.512621	0.000005	0.512609	-0.17
8	SP	435469	4335810	15-265c	UCO	CF	UCO4-A	ignimbrite	15.6	0.512612	0.000004	0.512600	-0.35
9	SA	447029	4316148	15-324	UCO	MU	UCO3-B	ignimbrite	15.6	0.512605	0.000005	0.512594	-0.48
10	SA	446504	4318330	14-76	UCO	MU	UCO3-A	ignimbrite	15.6	0.512603	0.000005	0.512589	-0.56
11	SP	438777	4331912	15-293	UCO	MU	UCO1-C	vitrophyre	15.7	0.512613	0.000004	0.512601	-0.33
12	SA	446812	4317866	14-09n	UCO	MU	UCO1-A	vitrophyre	15.7	0.512608	0.000005	0.512596	-0.42
13	SA	447414	4318075	14-86	LCO	CO	LCO5	ignimbrite	15.8	0.512714	0.000005	0.512697	1.55
14	SP	438972	4332418	15-289	LCO	CO	LCO4-B	ignimbrite	15.8	0.512683	0.000006	0.512670	1.02
15	SP	433441	4332871	15-243	LCO	PT	LCO4-A	ignimbrite	15.8	0.512697	0.000005	0.512685	1.30
16	SP	438363	4333696	15-214	LCO	PT	LCO4-D	lava-dome	15.8	0.512723	0.000004	0.512710	1.80
17	SP	435802	4334887	15-267	LCO	CO	LCO3-L	lava-flow	15.8	0.512669	0.000004	0.512652	0.68
18	SP	433849	4333731	17-391b	LCO	CO	LCO2-BN	lithic*	15.9	0.512671	0.000006	0.512658	0.79
19	SP	434503	4335247	15-200	LCO	CO	LCO1-D	lava-dome	15.9	0.512666	0.000005	0.512652	0.68
20	SP	433620	4334091	17-397	TRQ	TRQ	TRQA	lava-dome	15.9	0.512597	0.000005	0.512584	-0.66
21	SA	447166	4319299	14-78	MRH	MZ	MZ	ignimbrite	16.2	0.512540	0.000005	0.512528	-1.75
22	SP	438752	4331872	15-294	MRH	MZ	MZ-s	ignimbrite	16.2	0.512563	0.000007	0.512551	-1.30
23	SP	434864	4332927	15-257	MRH	MCR	MCR	ignimbrite	16.2	0.512539	0.000005	0.512527	-1.76
24	SP	434868	4332940	17-400	MRH	MCR	MCR	ignimbrite	16.2	0.512547	0.000007	0.512535	-1.60
25	SA	448535	4321436	15-334	MRH	NUR	NUR-t	ignimbrite	16.4	0.512533	0.000005	0.512521	-1.88
26	SA	447058	4316310	17-374	MRH	NUR	NUR-vp	vitrophyre	16.4	0.512543	0.000005	0.512531	-1.67
27	SA	449016	4321315	15-340	MRH	MC	MC-p	ignimbrite	16.5	0.512492	0.000005	0.512479	-2.68
28	SA	452360	4324260	15-352	LRH	MLN	MLN	ignimbrite	16.8	0.512433	0.000005	0.512421	-3.81

* decay constant $\lambda_{147\text{Sm}} (y^{-1}) = 6.54 \cdot 10^{-12}$

Tabla 7.6: Valores de Pb 204-206-207-208 medidos en el laboratorio SGiker-Bilbao. El valor de 2s significa: doble error estándar en valor absoluto (2SE).

Nº	Place	UTM 32S		Sample ID	Volcanostratigraphy			Type	Age (Ma)	Measured					
		East	North		Series	Units	Subunits			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2s	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2s	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2s
1	SP	439612	4337123	15-308	URH	PCT	PCT4	ignimbrite	15.2	18.7264	0.0006	15.6755	0.0006	38.8279	0.0019
2	SA	447013	4316397	15-185	URH	CT	CT	ignimbrite	15.3	18.8374	0.0008	15.6948	0.0008	38.9561	0.0024
3	SP	435556	4329805	15-189	URH	CT	CT	ignimbrite	15.3	18.7152	0.0009	15.6741	0.0009	38.8048	0.0019
4	SP	440243	4335387	15-301	URH	CT	CT-v	vitrophyre	15.3	18.6711	0.0009	15.6828	0.0008	38.7790	0.0021
5	SP	437095	4336762	15-239	URH	PA	PA-R	ignimbrite	15.5	18.7956	0.0008	15.6767	0.0009	38.8795	0.0025
6	SP	437086	4336764	15-240	URH	PA	PA-B	ignimbrite	15.5	18.8078	0.0007	15.6795	0.0006	38.8870	0.0020
7	SP	435766	4335643	15-263	UCO	AQD	UCO4-B	ignimbrite	15.6	18.8421	0.0007	15.6878	0.0007	38.9574	0.0018
8	SP	435469	4335810	15-265c	UCO	CF	UCO4-A	ignimbrite	15.6	18.6917	0.0006	15.6773	0.0007	38.8135	0.0020
9	SA	447029	4316148	15-324	UCO	MU	UCO3-B	ignimbrite	15.6	18.8515	0.0008	15.6872	0.0008	38.9858	0.0024
10	SA	446504	4318330	14-76	UCO	MU	UCO3-A	ignimbrite	15.6	18.8740	0.0007	15.6873	0.0006	39.0105	0.0025
11	SP	438777	4331912	15-293	UCO	MU	UCO1-C	vitrophyre	15.7	18.8740	0.0007	15.6873	0.0006	39.0105	0.0026
12	SA	446812	4317866	14-09n	UCO	MU	UCO1-A	vitrophyre	15.7	18.9523	0.0012	15.7722	0.001	39.1812	0.0019
13	SA	447414	4318075	14-86	LCO	CO	LCO5	ignimbrite	15.8	18.9529	0.0008	15.6781	0.0007	39.0249	0.0021
14	SP	438972	4332418	15-289	LCO	CO	LCO4-B	ignimbrite	15.8	18.9076	0.0008	15.6850	0.0007	38.9968	0.0017
15	SP	433441	4332871	15-243	LCO	PT	LCO4-A	ignimbrite	15.8	18.9138	0.0009	15.6786	0.0009	38.9966	0.0019
16	SP	438363	4333696	15-214	LCO	PT	LCO4-D	lava-dome	15.8	18.9172	0.0008	15.6771	0.0007	38.9983	0.0022
17	SP	435802	4334887	15-267	LCO	CO	LCO3-L	lava-flow	15.8	18.8493	0.0007	15.6823	0.0007	38.9599	0.0022
18	SP	433849	4333731	17-391b	LCO	CO	LCO2-BN	lithic*	15.9	18.8548	0.0009	15.6830	0.0008	38.9453	0.0025
19	SP	434503	4335247	15-200	LCO	CO	LCO1-D	lava-dome	15.9	18.8078	0.0007	15.6803	0.0006	38.9002	0.0020
20	SP	433620	4334091	17-397	TRQ	TRQ	TRQA	lava-dome	15.9	18.7605	0.0009	15.6849	0.0008	38.8720	0.0018
21	SA	447166	4319299	14-78	MRH	MZ	MZ	ignimbrite	16.2	18.7686	0.0008	15.6860	0.0009	38.8824	0.0028
22	SP	438752	4331872	15-294	MRH	MZ	MZ-s	ignimbrite	16.2	18.7281	0.0006	15.6850	0.0007	38.8428	0.0017
23	SP	434864	4332927	15-257	MRH	MCR	MCR	ignimbrite	16.2	18.7418	0.0006	15.6893	0.0006	38.8587	0.0021
24	SP	434868	4332940	17-400	MRH	MCR	MCR	ignimbrite	16.2	18.7244	0.0008	15.6838	0.0007	38.8262	0.0021
25	SA	448535	4321436	15-334	MRH	NUR	NUR-t	ignimbrite	16.4	18.7325	0.0008	15.6879	0.0007	38.8629	0.0017
26	SA	447058	4316310	17-374	MRH	NUR	NUR-vp	vitrophyre	16.4	18.7397	0.001	15.6874	0.0007	38.8609	0.0021
27	SA	449016	4321315	15-340	MRH	MC	MC-p	ignimbrite	16.5	18.7169	0.0008	15.6930	0.0008	38.8477	0.0021
28	SA	452360	4324260	15-352	LRH	MLN	MLN	ignimbrite	16.8	18.7096	0.0008	15.6855	0.0007	38.8901	0.0019

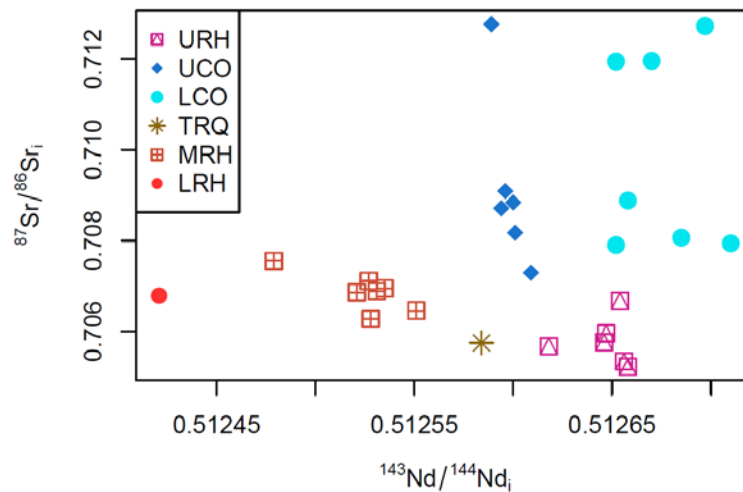


Fig. 7.57: Relaciones isotópicas de Sr y Nd por series.

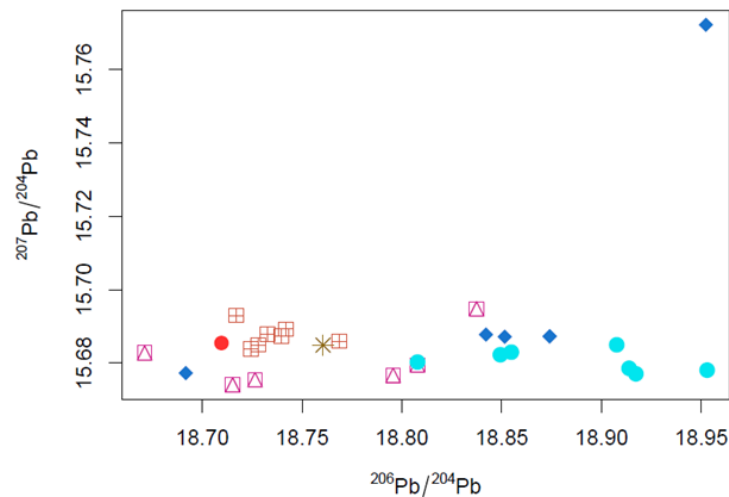


Fig. 7.58: Relaciones isotópicas entre ^{206}Pb , ^{207}Pb vs ^{204}Pb por series.

Se puede notar que la variación es mucho mayor para la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que para la relación isotópica $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Otro aspecto que cabe resaltar es que las series URH, UCO y LCO muestran rangos muy extensos en la relación de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. La relación isotópica $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ frente a $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ muestra que existe una correlación positiva entre ambas. El rango de valores para la relación $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ muestra un intervalo de 38.7790-39.0249. Al igual que en el caso anterior la muestra 14-09n se encuentra totalmente fuera del rango descrito (39.1812). Se puede observar de nuevo que las muestras 15-301 y 15-265c de las series URH y UCO también son las más empobrecidas en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. También se destaca el hecho de que la serie con las muestras más enriquecidas en esta relación es la LCO (Fig. 7.59). Finalmente se observa que la variación de la relación $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ es también inferior, respecto a la variación presente en $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 7.60).

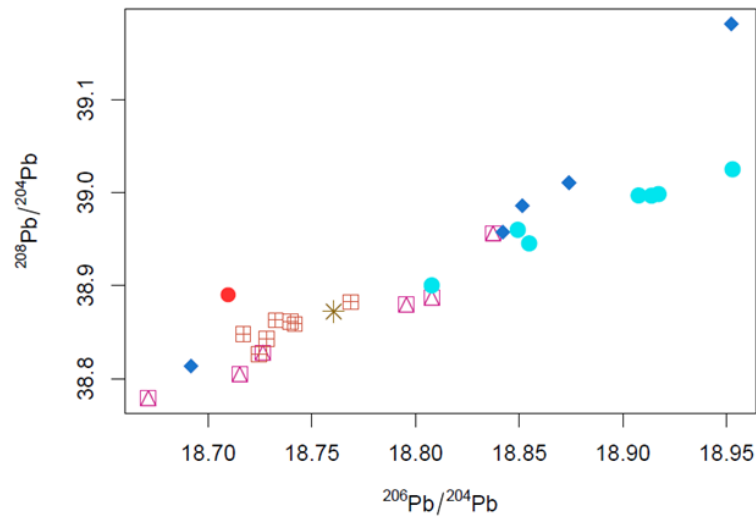


Fig. 7.59: Relaciones isotópicas entre ^{206}Pb , ^{208}Pb vs ^{204}Pb por series.

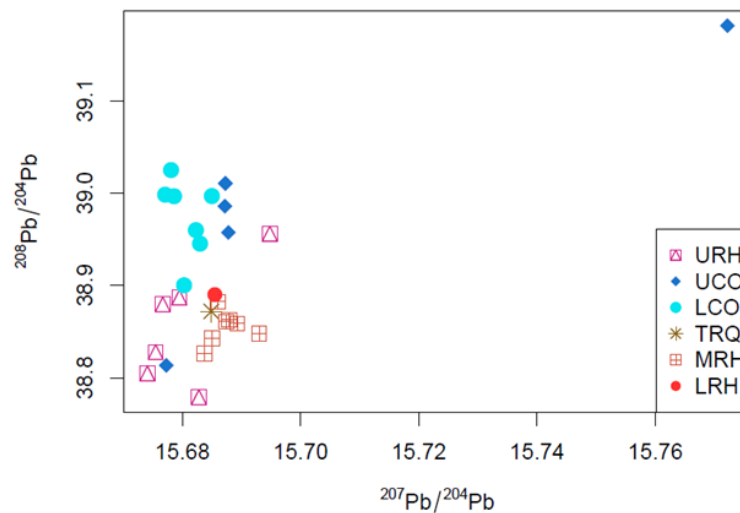


Fig. 7.60: Relaciones isotópicas entre ^{207}Pb , ^{208}Pb vs ^{204}Pb por series.

7.4.4.2 Relaciones isotópicas de Sr-Nd-Pb por Unidades y Subunidades

Las unidades presentan relaciones isotópicas de Sr-Nd-Pb en la misma magnitud que las series, sin embargo, hay detalles importantes en cada una de estas subdivisiones determinadas por la variabilidad de algunas de las relaciones isotópicas, que se deben mencionar, incluso a nivel de subunidad. Las unidades más empobrecidas en isótopos de Sr desde los valores más bajos son PA, CT y PCT (riolitas alcalinas), dentro de estas, la subunidad PA-R es la que tiene el valor más bajo, seguida de PCT4 que es la subunidad que contiene los *blisters* a techo de la serie URH. Ambas subunidades de con los valores más bajos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ podrían estar afectadas por procesos de alteración (en fase vapor) que modifican esta relación. La unidad más enriquecida en isótopos de Sr es CO (comendita), y en particular desde las subunidades lávicas de Ravenna-Becco-Nasca hacia el techo de la unidad (LCO3-L a LCO5) que representan el 3 grupo más enriquecido en la

serie LCO. El segundo grupo (grupo intermedio) está representado por las comenditas basales y las pantelleritas de la unidad CO y las unidades MU y CF. Particularmente la unidad AQD está en una zona de transición entre las riolitas y las comenditas. En cuanto a los isotopos de Nd, las dos unidades con relación $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ más baja son MLN y MC, mientras que la relación isotópica mayor se da en la unidad PT (pantelleritas) principalmente (Fig. 7.61).

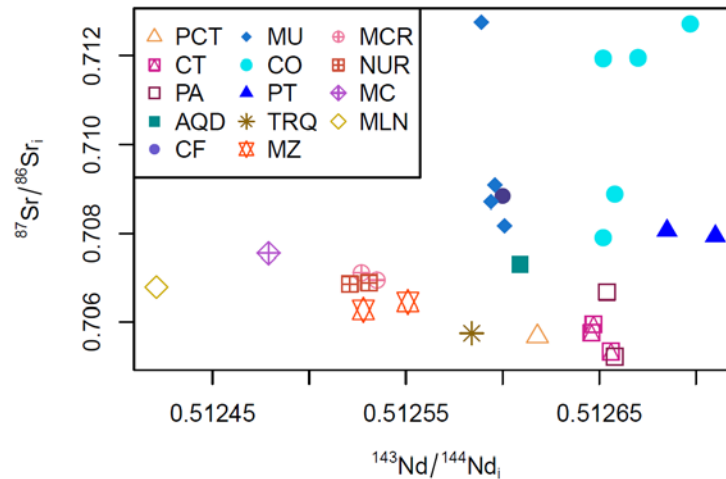


Fig. 7.61: Relaciones isotópicas de Sr y Nd por unidades.

Los isotopos de Pb, también muestran variaciones en términos de unidades. La relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ muestran una alta heterogeneidad isotópica para las unidades CT y CO. En la unidad CT, la subunidad con menor relación del isótopo ^{206}Pb es el vitrófiro basal CT-v. En la Unidad CO, la subunidad de domos LCO1-D, presenta un bajo valor de ^{206}Pb , que se desplaza hacia valores cercanos a MZ y TRQA, mientras que el valor máximo le corresponde a la parte alta de la unidad con la ignimbrita LCO5, por lo tanto, aquí se observa un enriquecimiento gradual en ^{206}Pb desde la base al techo de la unidad comendítica (Fig. 7.62). Se destaca que la unidad CF no entra en la tendencia evolutiva del resto de unidades comendíticas y su relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ se acerca más a los valores bajos de las riolitas alcalinas de CT. El valor muy bajo de CF se aleja bastante de la serie (UCO) a la que corresponde la unidad El comportamiento de las relaciones isotópicas para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ siguen la misma evolución descrita en las líneas anteriores (Fig. 7.63). Por último, en todos los gráficos se puede apreciar el valor anómalo de la subunidad UCO1- A que corresponde al vitrófiro negro basal de la unidad MU. Este valor no parece ser representativo de procesos magmáticos sino más bien producto de enriquecimiento de Pb elemental, lo que produce valores que no tienen que ver con la evolución de las relaciones isotópicas ^{207}Pb y ^{208}Pb del resto de las unidades comendíticas (Fig. 7.64).

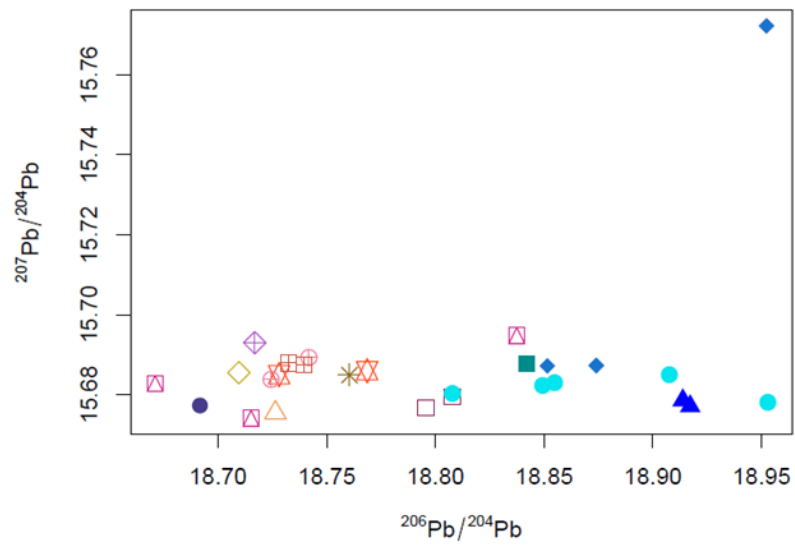


Fig. 7.62: Relaciones isotópicas entre ^{206}Pb , ^{207}Pb vs ^{204}Pb por unidades.

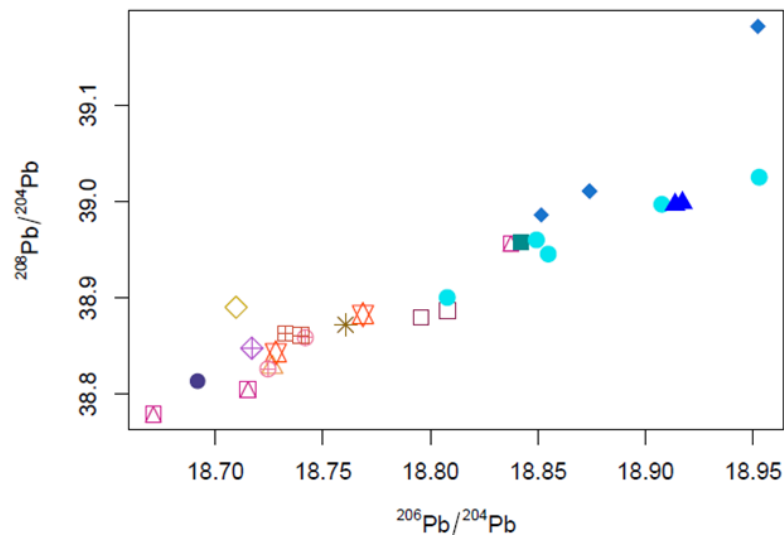


Fig. 7.63: Relaciones isotópicas entre ^{206}Pb , ^{208}Pb vs ^{204}Pb por unidades.

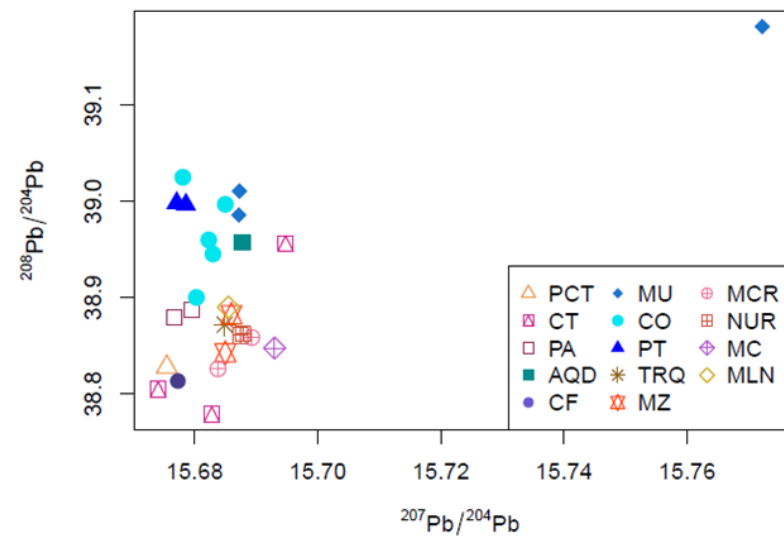


Fig. 7.64: Relaciones isotópicas entre ^{207}Pb , ^{208}Pb vs ^{204}Pb por unidades.

7.5 Discusión

7.5.1 Texturas y evidencias petrográficas volcanismo subacuático

La textura esquelética en cristales de diferentes especies es considerada desde el trabajo pionero de Bryan (1972) evidencia inequívoca de sobreenfriamiento de un magma en contacto con agua en ambiente submarino (*supercooling*). Gimeno (1994) demostró la existencia de *shock* térmico en fenocristales ya crecidos en domos riolíticos submarinos, que se manifiesta en forma de fracturas curvas en aquellas especies con enlaces cristaloquímicos de fuerza semejante en todas las direcciones del espacio (cuarzo y olivino) y en forma de fracturas rectilíneas siguiendo las exfoliaciones dominantes en el resto. Cole y DeCelles (1991) también han descrito *shock* térmico en cristales en ignimbritas que realizan el tránsito de ambiente subaéreo al submarino. Aunque se habla también impropia de textura perlítica en obsidias hidratadas supergénicamente, en contexto de presencia de cristales esqueléticos y/o *shock* térmico, estas estructuras que no son, sino el producto de retracción de vidrios más viscosos (diferenciados, típicamente riolitas) con forma tridimensional de anillos esféricos huecos formados alrededor de una anisotropía térmica en el vidrio (frecuentemente microcristales) son otra evidencia clara de *supercooling*. Las texturas gráficas o granofíricas de intercrecimiento cuarzo-feldespato, además de demostrar la cristalización en un cotético para ambas fases es hallada frecuentemente en contexto de cristalización acelerada en presencia de una presión parcial de fluidos elevada (Shelley 1993, Lowenstern et al., 1997; Iddon et al., 2019), y sumada al resto de texturas ha de ser interpretada igualmente como el producto de *supercooling* en medio subacuático (Gimeno, 1989). Todas estas texturas observadas en las rocas dómicas, lávicas y piroclásticas, tanto comendíticas como pantelleríticas, señalan que se formaron en condiciones de emplazamiento en medio subacuático, lo que ya viene siendo descrito desde las escalas de afloramiento. En vistas de estas evidencias texturales, se define un volcanismo subacuático en la isla de San Pietro, desde al menos la Unidad Matzaccara, toda la base de la serie inferior de comenditas (LCO), y hasta al menos el domo pantellerítico, esto incluye las coladas de Ravenna-Becco-Nasca que pueden haber tenido su base subacuática y continuar en un ambiente subaéreo. El domo pantellerítico (LCO4-D) con estas fuertes evidencias subacuáticas está localizado en el sector de la mina La Piramide, y esto incluye también el ambiente de las mineralizaciones de manganeso. Las lavas y domos del sector de Monte Tortoriso no presentan estas evidencias tan marcadas. Es posible que la falla casi E-O que afecta todo este sector desde La Piramide

hasta Cala Fico haya condicionado estructural y topográficamente a este bloque hacia el sur, y limitado el acceso de agua hacia el norte.

7.5.2 Solubilidad y movilidad de elementos químicos en magmas peralcalinos

El zircón es altamente soluble en magmas alcalinos y ricos en F (Watson, 1979; Watson y Harrison, 1983; Boehnke et al., 2013), por lo que se enriquece progresivamente en magmas diferenciados. En un rango de 0-6% en peso de F, la solubilidad del zircón aumenta con el cuadrado del contenido de F, y también aumenta la solubilidad de otros minerales refractarios, incluidos el rutilo y la torita (Keppler, 1991). Por estas razones, los sistemas de rocas alcalinas generalmente tienen altas concentraciones de Zr.

Watson (1979) también demostró que con pequeñas cantidades de CaO y Fe₂O₃ disueltos se puede reducir en un 25% la solubilidad del Zr en fundidos peralcalinos. En Rubin et al. (1993) riolitas peralcalinas y traquitas Christmas Mt, Texas, contienen hasta 2100 ppm de Zr, principalmente en aegirina o arfvedsonita; mientras que el zircón es raro o está ausente. En los estudios por microsonda de los piroxenos en las rocas pantelleríticas de la isla de San Pietro, se notó que no presentan zircón como fase cristalina sino más bien una solución de Zr-Ca-Fe-Ti entre el vidrio y los cristales de aegirina (Fig. 7.65), tampoco durante la preparación de muestras para geocronología de U-Th-Pb, no fue posible obtener cristales de zircón en estas rocas.

Según Gervasoni et al. (2016), las rocas peralcalinas con valores mayores a 2000 ppm de Zr no contienen zircón cristalizado. En el caso del Sulcis, aparentemente por encima de 1000 ppm ya no hay zircón, y por debajo las rocas comendíticas sí lo tienen, aunque en cristales muy pequeños, entre 30 a 50 µm. También se mencionó en la descripción de química mineral que los piroxenos de la unidad PT contienen hasta el 3 wt% de F, por lo que esto está condicionando la solubilidad del Zr para esta unidad. Zhang y Xu (2016) postulan que el Na₂O puede tener un efecto similar al H₂O en la difusión de Zr. Estos autores en sus modelos demuestran que la solubilidad del zircón aumenta a medida que disminuye la presión, lo que se traduce en una disolución descompresiva de zircón en estado fundido. En efecto los piroxenos sódicos de las pantelleritas del Sulcis sustentan también estas interpretaciones.

Según Weaver et al. (1990). los elementos Na, Mg, F, Cl, Sr, Cs, Y y REE son altamente móviles durante la cristalización de fundidos silíceos peralcalinos y no deben usarse en evaluaciones petrogenéticas. Los magmas peralcalinos se caracterizan por grandes contenidos de halógeno y la movilidad de REE en la cristalización se logra mediante la complejación de halógenos. Particularmente Cl, REE e Y deben agregarse a la lista de

elementos que actúan como "móviles" durante la cristalización de magmas silíceos peralcalinos. Las pérdidas significativas de estos elementos suelen ir acompañadas de una reducción de la relación Ce/Yb (Weaver et al., 1990).

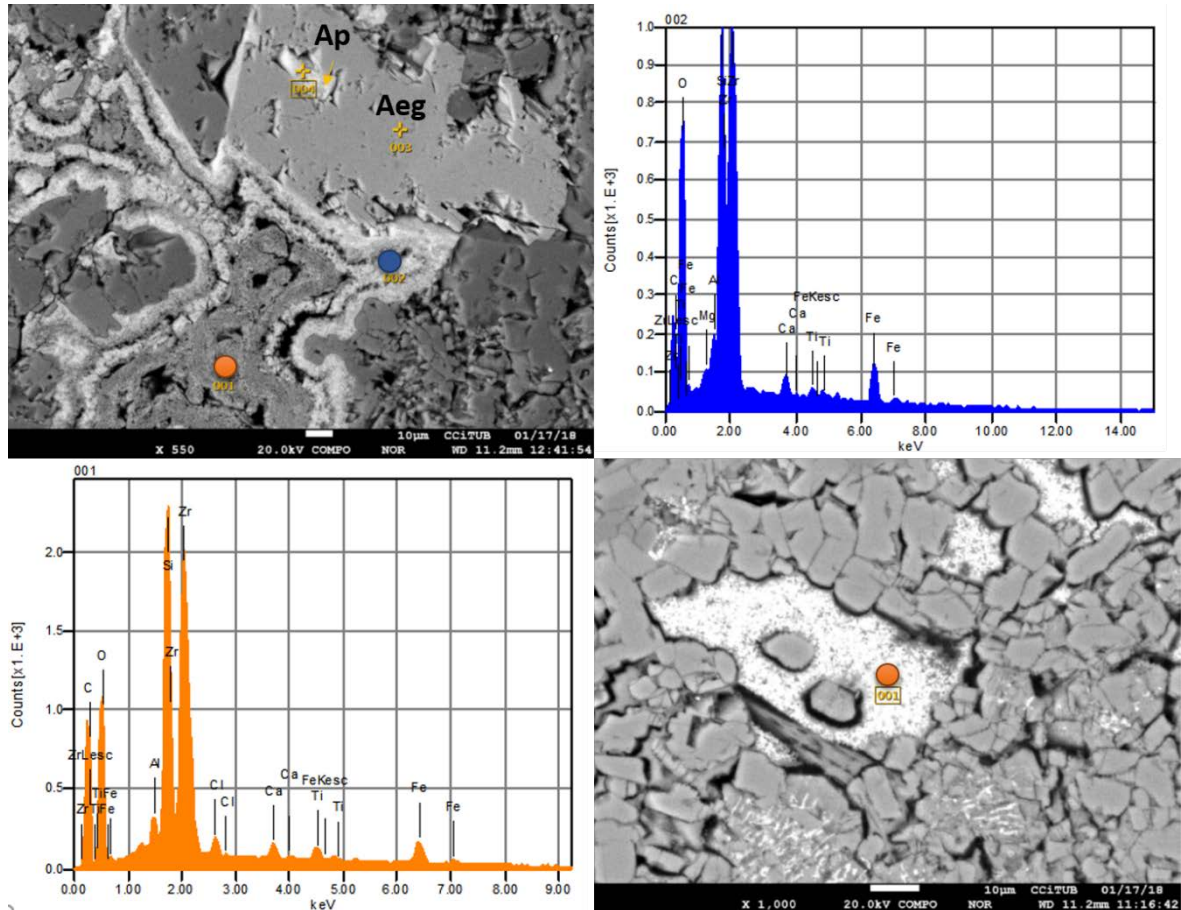


Fig. 7.65: Imágenes de electrones retrodispersados obtenidas con microsonda electrónica de barrido (determinación SEM-EDS de espectros) de rocas pantelleríticas. Se observa una fase de Zr-Ti-Ca-Fe, en crecimiento dentro de la matriz vítrea y en contacto con cristales de piroxenos y feldespatos.

Esta movilidad no niega totalmente el uso de Zr u otros elementos "inmóviles" como indicadores del tipo de roca o la configuración tectónica de rocas alteradas. Sin embargo, sugiere precaución, particularmente para los conjuntos de rocas alcalinas (Rubin et al., 1993).

7.5.3 Temperaturas de cristalización, mezcla de magmas y profundidades de cámaras magmáticas

Según Marks y Markl (2017) las paragénesis agpaíticas sólo pueden formarse si las condiciones de cristalización magmática temprana se redujeron lo suficiente (baja fO_2) para permitir el enriquecimiento posterior de Fe, un aumento de la peralcalinidad, la retención

de halógenos (F y Cl) y el enriquecimiento extremo de HFSE en los magmas en evolución, ya que sólo estos contribuyen a la cristalización directa de minerales apgaíticos. Las paragénesis apgaíticas intersticiales tardías indican que los niveles de enriquecimiento requeridos se alcanzaron únicamente durante las etapas finales de diferenciación de los magmas.

Las temperaturas calculadas con el geotermómetro de Brugman y Till (2019) en los piroxenos de las rocas peralcalinas del Sulcis, pueden permitir una aproximación a las condiciones de cristalización de estos minerales apgaíticos. Los rangos calculados oscilan entre 695^o-745^oC, aunque es necesario remarcar que este geotermómetro no tiene en cuenta la influencia del F y probablemente deba revisarse para piroxenos-Na, por lo que se toman estos valores con precaución. Por ejemplo, las ignimbritas riódacíticas de la Caldera de Cerro Galán sugieren temperaturas entre 770^o-840^oC y presiones de 1.5 a 3.5 kba según Folkes et al. (2011) y cercanas a 800-850^oC con temperaturas que pueden bajar hasta 680^oC justo antes de la erupción según Kay et al. (2011). Modelos de fusión con feldespatos alcalinos y óxidos de Fe-Ti en Jeffery y Gertisser (2018) encontraron temperaturas pre-eruptivas de magmas peralcalinos entre 600^oC a 1050^oC y demostraron una correlación entre la temperatura y la peralcalinidad, donde los magmas más peralcalinos registran las temperaturas más bajas, esto también está relacionado con el mayor contenido de H₂O en el fundido. En ausencia de entrada de agua ajena a la cámara magmática, el H₂O estará controlada por la cristalización fraccionada, enriqueciéndose en el fundido debido a la cristalización de fases minerales anhidras (Marks y Markl, 2017). Las presiones pre-eruptivas estimadas por Jeffery y Gertisser (2018) dan profundidades de 2 a 4 km para los magmas más evolucionados y los menos evolucionados hasta 8.5 km. Se reporta un flujo de lava traquiandesítica que entró en erupción en 1961 en la isla oceánica de Tristán da Cunha registrado a profundidades entre 6 y 10 km.

Las temperaturas de cristalización determinadas con diferentes minerales (bt, px, zrn), muestran un rango entre 660^o y 1035^oC para los magmas del Sulcis. En general los modelos que se han utilizado para los cálculos asumen el uso de minerales anhidros y bajo esta premisa los rangos determinados son acordes a las temperaturas reportadas por los autores mencionados arriba.

Los grandes volúmenes de magma característicos de calderas pueden evolucionar como un solo reservorio que se agranda progresivamente o mediante la rápida fusión de pequeñas cámaras de magma inicialmente independientes. Si existen continuos ingresos de magma pueden causar erupciones continuas, rebote con levantamiento post-eruptivo en el tramo central de la caldera (calderas resurgentes) o nuevos ciclos de formación de

calderas. Los magmas en erupción pueden residir a profundidades de hasta 17 km, pero normalmente se encuentran a profundidades menores a medida que evoluciona un sistema de calderas. Estudios geofísicos revelan zonas asísmicas de baja velocidad a profundidades <6 km con extensiones espaciales que pueden ser más grandes que la caldera (Kennedy et al., 2018). El inicio de la peralcalinidad se ve favorecido por condiciones de baja presión (Bailey, 1989) por lo que es necesario que las cámaras magmáticas corticales sean poco profundas, así estos magmas pueden evolucionar a través de la cristalización fraccionada para dar lugar al magmatismo peralcalino. La transferencia de magmas desde las profundidades de la corteza inferior o del manto a un reservorio cortical poco profundo, puede iniciar el fraccionamiento de plagioclasa, actuando como desencadenante del desarrollo de magmas peralcalinos (Marks y Markl, 2017).

En sistemas magmáticos peralcalinos, por ejemplo, en Pantelleria, la mezcla de magmas máficos y félsicos se propone como un proceso responsable de la formación de magmas intermedios (Ferla y Meli, 2006), que a menudo son escasos en comparación con las composiciones extremas (*end members*) máficas y félsicas, tal es el caso de la unidad traquiandesítica, de volumen reducido y restringido sólo a la isla de San Pietro y hasta ahora el único magma de composición intermedia. Aunque podemos señalar que la base de la Unidad Paringianu también presenta una tendencia de composición geoquímica hacia magmas intermedios. Durante la descripción petrográfica de las rocas comendíticas se han reconocido procesos de mezcla con la identificación de cristales relícticos en claro desequilibrio con el magma anfitrión, como el caso de piroxenos y plagioclasas de composición más cálcica e incluso cristales de feldespatos reabsorbidos dentro del magma. Todas estas texturas fueron señaladas en numerosos trabajos como evidencias claras de mezclas máfica-félsicas (Lowenstern, 1994; Macdonald et al., 1994; Kozlovsky et al., 2007; Jeffery et al., 2016). Esto ha quedado demostrado para el nivel a techo de la unidad MC (MC-p), la base de NUR (NUR-vp), y las unidades TRQA, CF y AQD. Los xenocristales de piroxenos en NUR-vp justifican la llegada de un magma más primitivo a la cámara magmática, desencadenando la erupción de la unidad. Este magma intermedio-básico tiene un especial interés en tanto representa la confirmación de una excursión magmática hacia composiciones más primitivas.

Otras evidencias de mezclas entre magmas máficos-félsicos han sido demostradas con el estudio de las pumitas negras y marrones de algunas unidades volcánicas del Sulcis, particularmente de la unidad MC y CF, unidades que al contener pumitas de tamaño centimétrico a métrico hacen posible su separación y análisis detallado. Como se ha descrito, el patrón de REE es contrastante entre estos líquidos menos diferenciados, con

señales más primitivas, como el caso de anomalías de Eu positiva, enriquecimiento de Ba, y tendencias más planas en los perfiles LILE-HREE, respecto de los correspondientes líquidos peralcalinos en los que se hallan. Estas pumitas de magmas más primitivos juegan un rol clave como desencadenantes de erupciones, y particularmente las unidades que las contienen son de muy amplia distribución areal, por lo que es posible también, que afecten o influyan en el grado de explosividad. Otra unidad a la que se debe prestar atención y que no se ha estudiado lo suficiente en la literatura, es Punta dei Canonni (PC), que corresponde a un volumen eruptivo muy localizado en San Pietro, lo que recuerda a la misma situación estudiada para la unidad traquiandesítica. Esta unidad PC muestra un patrón geoquímico complejo, con cristales de piroxenos y plagioclasas cálcicas, sumado a un exceso de fósforo con grandes cristales de apatito que podrían estar indicando el aporte importante de magmas más primitivos. Desde el punto de vista eruptivo es una unidad compleja y cronoestratigráficamente aún no tiene una resolución temporal acotada, pero aquí se ha situado en la base de la serie MRH, aceptando también el criterio de Pioli (2003) de definirla como pre-Nuraxi y remarcando que el vitrófiro perlítico de ésta última unidad tiene más afinidad geoquímica con PC. Esto deberá ser estudiado con más detalle dentro de las líneas de investigación futuras.

Según Sparks et al. (1977) la inyección de magma básico en magma ácido provoca el sobrecalentamiento del magma ácido y una convección vigorosa. La vesiculación inducida por convección y el aumento de la presión del magma fracturan el sistema volcánico provocando una erupción ácida explosiva. Se produce una expansión adiabática del magma básico en la cámara ácida que origina la sobrepresión que desencadena la erupción, este fenómeno ocurre muy rápido porque no hay mixing sino mingling y esto quiere decir que se mantiene el contraste de viscosidades que impide la mezcla, sin dar tiempo al reequilibrio térmico entre los dos y la sucesiva convergencia de viscosidades. Ejemplos similares fueron reportados en Folkes et al. (2011) para el estudio de pumitas grises de Cerro Galán, que muestran evidencias de recarga magmática a lo largo de la historia de la caldera con un papel fundamental como desencadenante de las erupciones. Los autores proponen un modelo de entrada de magma del manto a cámaras en la corteza superior donde los magmas están químicamente amortiguados produciendo firmas isotópicas y geoquímica subyacentes. Según Wright et al. (2011), las pumitas de colores diferentes en Cerro Galán (Argentina) se asocian a variaciones composicionales y texturales muy marcadas. Los autores concluyen que estas diferencias no pueden ser explicadas por simple fraccionamiento y que corresponden a dos lotes de magmas. Las pumitas grises son producto de recarga originalmente más profunda y ricas en volátiles

que ascienden y se mezclan con la cámara volumétricamente dominante y más cristalina que produce las pumitas más blancas. Este magma menos diferenciado se ubica en la base de una cámara más riolítica y cristalizada y es el detonante de la erupción.

Los datos de roca total también proporcionan evidencia de procesos de mezcla y, potencialmente, de la removilización de la masa de cristales. Según Marks y Markl, 2017, el enriquecimiento de elementos como Sr y Ba se ha utilizado para identificar la mezcla entre dos magmas félsicos de evolución variable, por asimilación de feldespatos, por ejemplo. Este enriquecimiento se mostró en la subunidad Genarbi, en afloramientos próximos a la entrada a Capo Becco, donde la subunidad está en contacto con la Unidad Matzaccara. Es posible que estos dos flujos piroclásticos sean verdaderamente una transición entre la serie MRH y LCO propiamente dicha, ya que suelen compartir características la una de la otra, y estas evidencias son muy marcadas en el sector oeste de San Pietro. Allí algunas muestras de Matzaccara comparten rasgos con las comenditas y se separan de la evolución geoquímica más característica de la unidad.

Sin lugar a dudas, este sector tan particular de la isla resulta inigualable para entender el funcionamiento complejo de este tipo de magmatismo. Casi exclusivamente en esta posición geográfica coexisten al menos 4 *trends* geoquímicos-magmáticos diferentes en menos de 2 Km², y además se presentan las mineralizaciones de origen hidrotermal más importantes de la región del Sulcis.

7.5.4 Comparación de datos propios y de la literatura para isótopos radiogénicos de Sr-Nd-Pb

Junto a los datos propios se exponen en orden volcanoestratigráfico los resultados de 39 muestras de los autores de referencia (Assorgia et al., 1994; Morra et al., 1994; Ronga, 2011; Gisbert et al., 2019). De esta manera se incluyen datos sobre las tres áreas del Sulcis, cubriendo así la mayor cantidad de subunidades en la sucesión volcánica del SO de Cerdeña. A continuación, se presentan gráficos de caja (*box plots*), para comprender mejor las tendencias de los valores medidos que pueden resultar anómalos, producto del cambio de protocolos, metodologías y límites de detección de técnicas instrumentales a través del tiempo, ya que algunos datos de la bibliografía fueron obtenidos en los años '90, y en el caso de los datos de Ronga (2011) no se reportan los valores originales medidos para Sr, por lo que sólo se cuenta con la relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr inicial calculada por el autor. Estos datos no pudieron ser corregidos para las edades presentadas en esta tesis. Además, los errores asociados a los resultados de Pb también se desconocen de la información de este autor. Todos estos valores susceptibles de interpretarse como *outliers*

o valores atípicos se definen en función de un análisis comparativo para una misma unidad con los datos obtenidos entre 2017 y 2018 para esta tesis. En el caso de que existiera más de una muestra analizada para la unidad o subunidad correspondiente, el valor anómalo se descarta de las interpretaciones posteriores.

En los diagramas de cajas para Sr (Fig. 7.66) se puede apreciar en general que todos los datos tienen consistencia, una muestra de la serie LCO de Ronga (2011) está subestimada por debajo de 0.704, ya que en esta tesis el valor para esa subunidad que es la LCO1-D es de 0.708. Esto genera una gran dispersión para las relaciones isotópicas en las rocas comendíticas inferiores. También las dos muestras de Assorgia et al. (1994) están subestimadas respecto a las relaciones isotópicas esperadas en LCO y UCO.

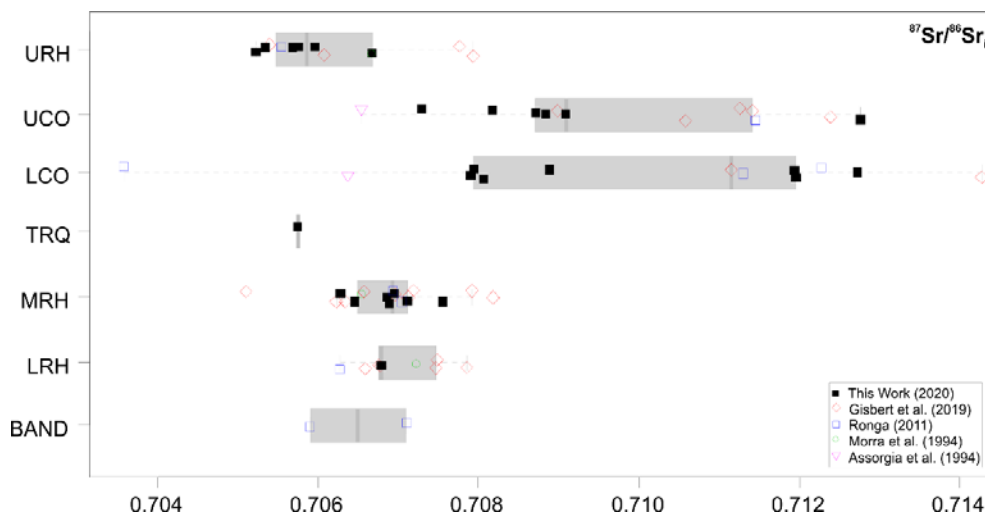


Fig. 7.66: Rangos de relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de las series en orden volcanoestratigráfico. Datos propios comparados con los resultados de la literatura.

En este caso los datos corresponden a dos muestras de sondeos del Sulcis cuyos valores de Sr elemental en roca total no tienen consistencia, esto podría generar errores en el cálculo de la relación isotópica inicial para el estroncio. Otra observación destacable en este diagrama es la similitud de rangos para las rocas de la serie andesítica y las riolitas inferiores y medias, las cuales son claramente diferentes de las dos series comendíticas. Por último, es necesario notar que la serie de las rocas de composición traquítica (particularmente traquiandesita) presenta un patrón muy similar al valor medio de la serie de riolitas superiores.

En el gráfico de cajas de las relaciones isotópicas de Nd también se observa buena consistencia de los datos de la literatura y los propios (Fig. 7.67). En general se observa un aumento de la relación progresivamente desde la serie andesítica hasta la serie de comenditas inferiores, un retroceso hacia una relación menor para la serie de comenditas

superiores y nuevamente un aumento en la serie final de riolitas alcalinas. Esto podría indicar una recarga del sistema con magmas menos evolucionados.

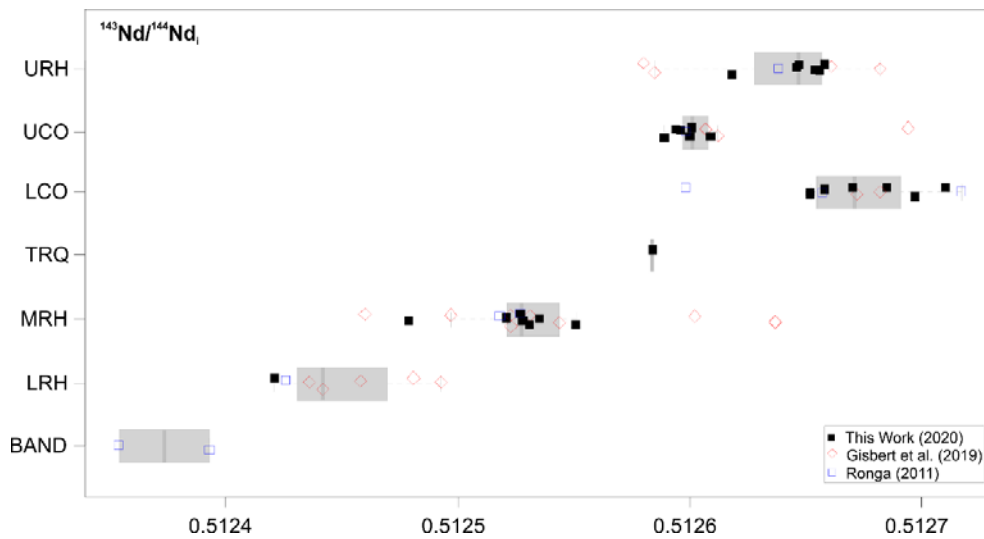


Fig. 7.67: Rangos de relaciones isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ de las series en orden volcanoestratigráfico. Datos propios comparados con los resultados de la literatura.

En los diagramas de cajas para los isótopos de Pb, se observa en general que los datos de Ronga (2011) están sistemáticamente subestimados respecto del valor medio para cada serie, y esto es particularmente notorio en ^{207}Pb y ^{208}Pb . Los rangos para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ muestran una tendencia similar (Fig. 7.68) a la descrita para la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, aunque aquí con más diferencias isotópicas entre la serie de andesitas y las riolitas LRH y MRH. Un valor atípico se da en la serie URH, con la subunidad PA-R (18.239) en Gisbert et al. (2019). Los datos propios para esta subunidad muestran un valor de 18.796 que es más coherente con la subunidad inmediatamente inferior (PA-B).

Los rangos presentados en el diagrama de cajas y bigotes (*box-plot*) para la relación $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ no muestra alguna tendencia significativa (Fig. 7.69) y los valores menores para la serie de andesitas podrían también formar parte del patrón de subestimación ya que no se tienen otros datos recientes para comparar. A pesar de esto, los valores propios en comparación con los de Gisbert et al. (2019) son coherentes para el resto de las series riolíticas alineando a todas ellas en un rango muy estrecho, sin mucha posibilidad de interpretar alguna variación importante.

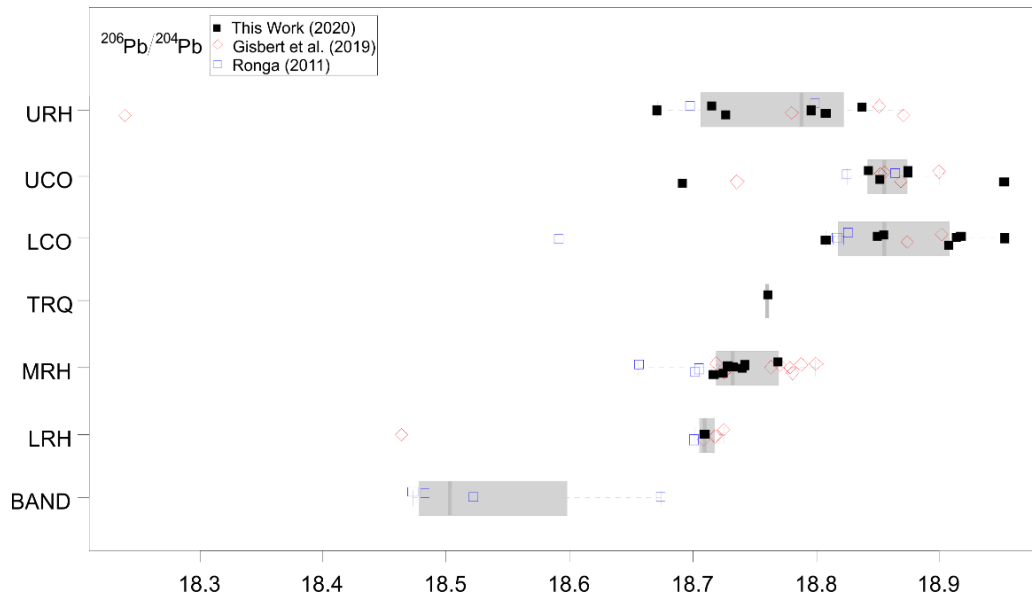


Fig. 7.68: Rangos de relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las series en orden volcanoestratigráfico. Datos propios comparados con los resultados de la literatura.

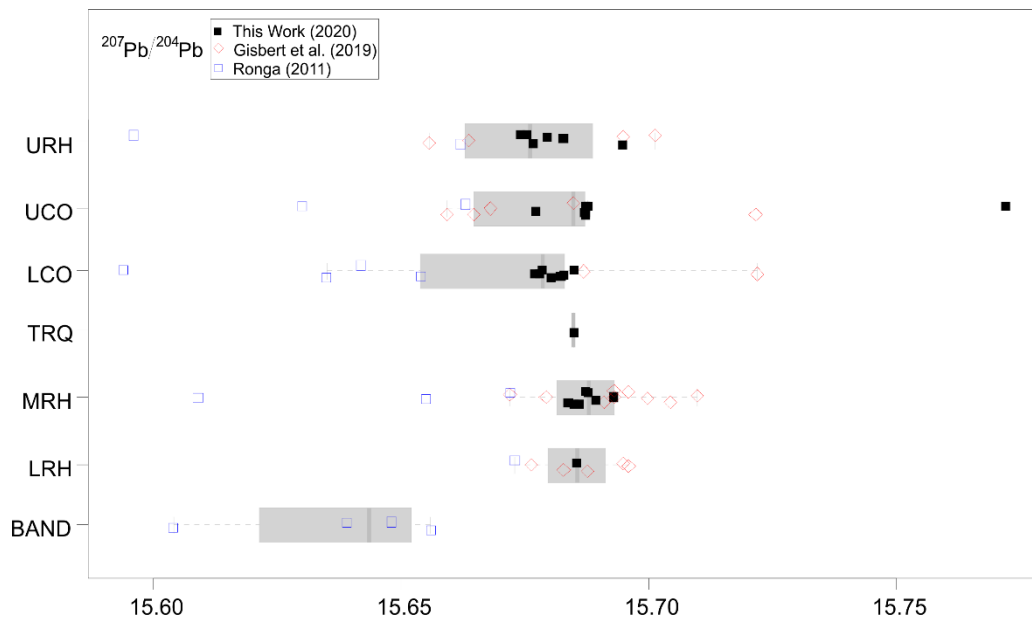


Fig. 7.69: Rangos de relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las series en orden volcanoestratigráfico. Datos propios presentados en los resultados comparados con los datos de la literatura.

Finalmente, en el *box-plot* para la relación isotópica $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 7.70) se repite el valor atípico inferior de Gisbert et al. (2019) en la serie URH (PA-R= 38.312). Los valores medios de los rangos se presentan más similares para las series LRH, MRH, TRQ y URH, mientras que se mantienen las diferencias con las series de comenditas (LCO, UCO) y la serie de AND calcoalcalinas de la base de la secuencia volcánica. Además, como se mostró en el apartado de resultados 7.4.4, la muestra 14-09n de la subunidad UCO1-A que representa el vitrófiro basal negro de la Unidad Monte Ulmus, presenta valores atípicos (superiores)

en las relaciones isotópicas de Pb. Este vitrófiro está fuertemente desvitrificado y está involucrado en procesos de pirometamorfismo con rocas carbonáticas del techo de la cámara magmática, presentando como prueba de estos procesos, xenolitos calcosilicatados que se estudian con más detalle en el capítulo 10. El valor de Pb elemental (45.3 ppm) en este nivel vitrófirico es el doble que, para el resto de la unidad, y esto puede deberse a una mayor contaminación del magma en contacto con los carbonatos de la caja, teniendo además en cuenta la ubicua presencia de Pb en los materiales del Cámbrico Inferior del SO de Cerdeña. En este caso particular el enriquecimiento se observa en los isótopos ^{207}Pb y ^{208}Pb , y no se observan anomalías en los valores isotópicos de Sr y Nd. Generalmente los procesos de alteración afectan mayormente a las relaciones isotópicas de Pb y Sr, y en menor grado a las de Nd.

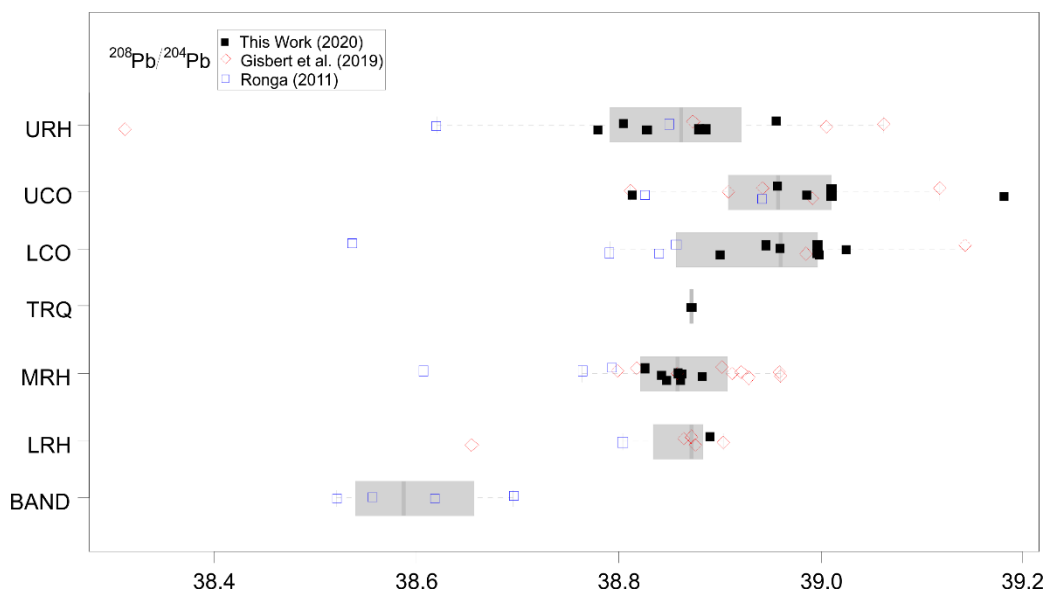


Fig. 7.70: Rangos de relaciones isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las series en orden volcanoestratigráfico. Datos propios presentados en los resultados comparados con los datos de la literatura.

En adelante se exponen en orden volcanoestratigráfico las subunidades y los valores de relaciones isotópicas para Sr, Nd, y Pb en toda la región del Sulcis, con sus correspondientes valores elementales (datos de ICP-MS). Aquí también se pueden observar las muestras que representan valores anómalos explícitamente. Los que destaca en estos gráficos es que también se puede analizar el contexto por cada área de estudio (Entrotterra Sulcitano [SU], Sant'Antioco [SA] y San Pietro [SP]).

Sobre la relación Rb-Sr se observan valores con tendencias similares desde la serie de andesitas hasta las riolitas medias, con una inflexión al inicio de la serie MRH en la unidad PC (0.7051) con valores similares a las rocas andesíticas (Fig. 7.71).

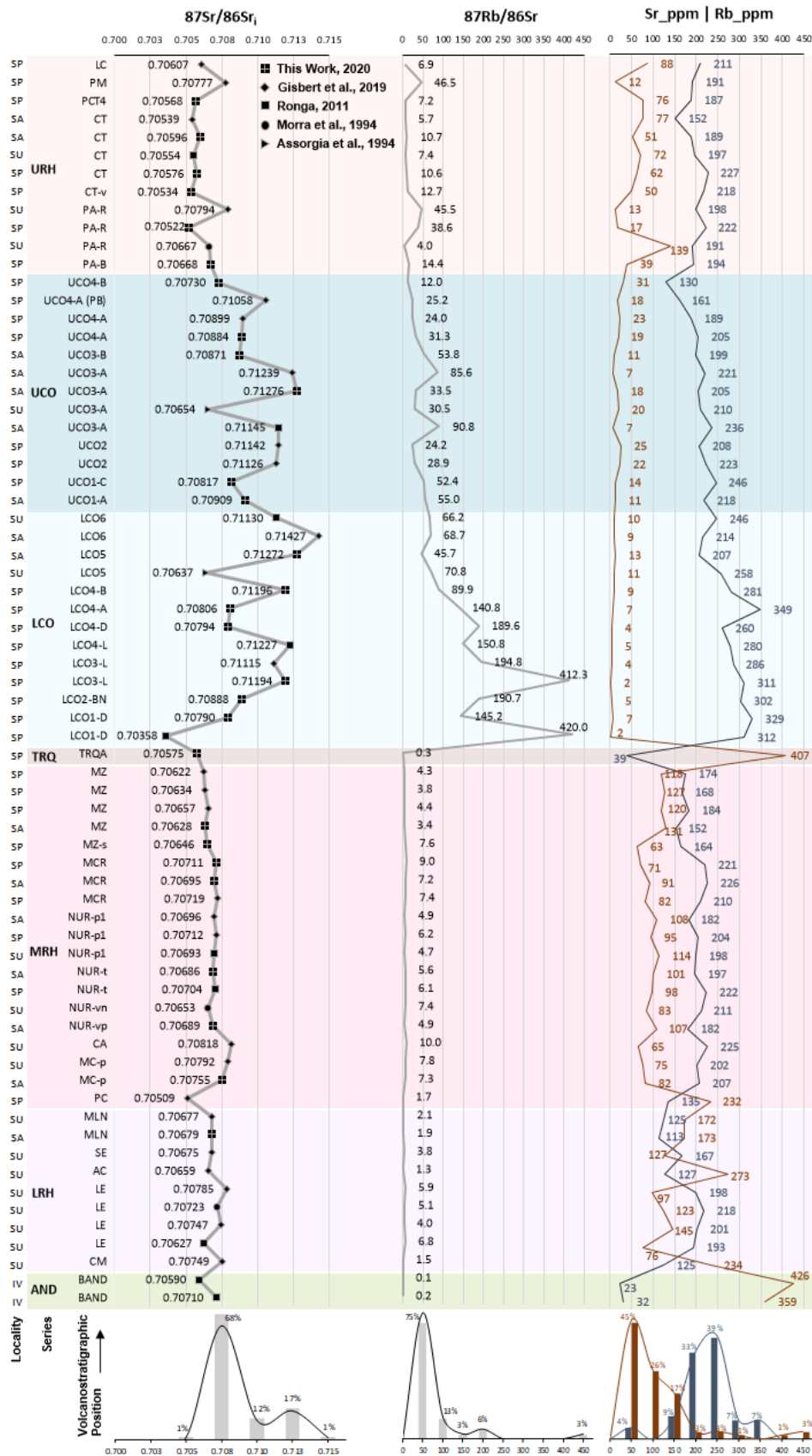


Fig. 7.71: Vulcanoestratigrafía y relaciones isotópicas del sistema Rb-Sr. Datos propios y de la literatura.

Cómo se mencionó en el apartado de geoquímica 7.4.3, esta unidad es menos diferenciada y parece indicar un aporte más profundo de magma en el sistema, desencadenante de la erupción de esta serie al menos hasta la unidad CA.

En el vitrófiro basal perlítico de NUR se observa nuevamente una tendencia a valores más bajos (0.7069) de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ y esto está en línea con las observaciones sobre el aporte de magmas más primitivos. En esta subunidad NUR-vp existen piroxenos cálcicos y éstos marcan nuevamente el desencadenante de la erupción de unos de los mayores volúmenes de ignimbritas en las 3 áreas de estudio. La unidad MCR se mantiene constante en la relación isotópica de Sr respecto de NUR, y los valores decrecen ligeramente en toda la unidad MZ, hasta el límite con la serie de traquitas. Llama la atención como las curvas de Sr y Rb elemental en la Unidad MZ se juntan, alcanzando proporciones casi 1:1, mientras que en las unidades inferiores la proporción aproximada era 1:3. La unidad traquiandesítica (TRQA) presenta una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (0.7058) que se asemeja a magmas menos evolucionados, similar a algunas andesitas de la base. A partir de aquí las series comendíticas presentan valores muy variables, pero mucho más enriquecidos. Particularmente, los valores de Rb elemental en las rocas basales de la serie LCO son superiores al resto de las comenditas, y esto provoca una relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ mayor; también aquí se presentan los valores más bajos de Sr elemental.

Este comportamiento se observa claramente hasta las pantelleritas (PT), a partir de aquí el Rb_ppm disminuye, aumenta ligeramente el Sr_pm y las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ también aumentan hasta el final de la serie LCO. La serie UCO presenta un marcado enriquecimiento en la unidad Monte Ulmus, sólo para las subunidades medias, ya que los vitrófiros (UCO1-A y C) y la unidad con bombas (UCO3-B) tiene relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ similares y menores. Una muestra de pumita de la unidad Carloforte fue analizada mostrando composición isotópica enriquecida. Finalmente, la serie URH más constantes y muy similares al reportado para la traquiandesita.

Las relaciones isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ presentan una evolución desde las AND de la base hasta la unidad SE, y disminuye en MNL al final de la serie LRH, los valores de EpsNd son negativos (-3 a -5) y característicos de fuentes del manto modificadas por litologías subducidas (Fig. 7.72). Otra vez el inicio de la serie MRH marca un fuerte cambio con la unidad PC (0.39) que se acerca casi a un valor de 0 para EpsNd, marcando un valor muy próximo al CHUR, esto refuerza aún más la interpretación de la procedencia de fundidos mantélicos que interactúan en la cámara magmática de esta unidad. Los valores de EpsNd se mantienen constantes (negativos en promedio -1.7) hasta la Unidad MZ la cual presenta el mismo valor isotópico que PC y valores de EpsNd entre -0.3 y 0.39.

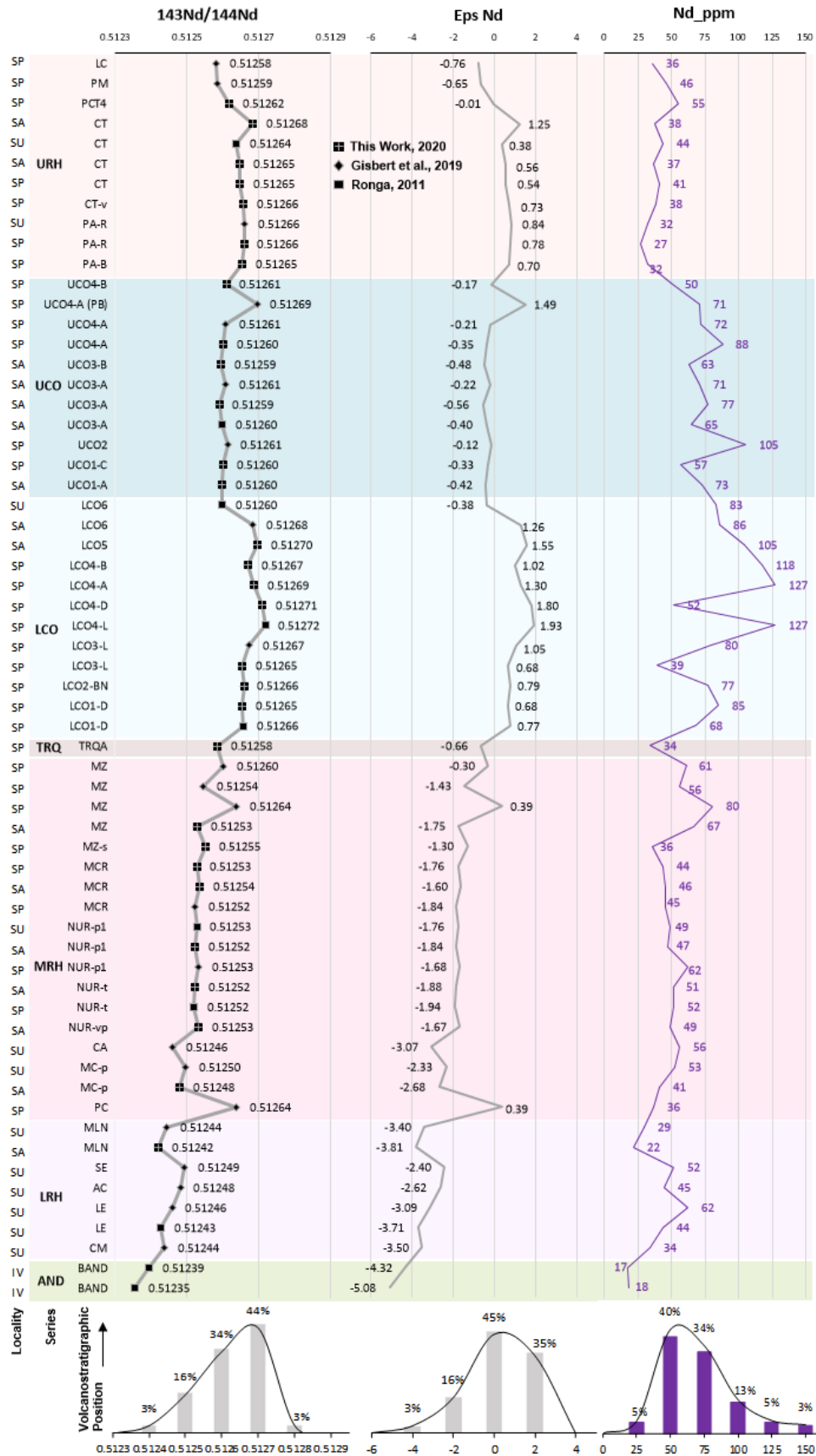


Fig. 7.72: Vulcanoestratigrafía y relaciones isotópicas para Nd. Datos propios y de la literatura.

La unidad traquiandesítica también está próxima al valor de CHUR. A partir de este punto la serie LCO presenta valores exclusivamente positivos para EpsNd hasta que se vuelven negativos otra vez, pero muy próximos a cero en la serie UCO.

Particularmente la pumita analizada de la unidad Carloforte tiene valores muy similares a las subunidades comendíticas de la parte superior de LCO. Por lo tanto, esto refuerza el concepto de los procesos de *mixing* y *mingling* en esta unidad CF. La serie riolítica superior URH muta de valores ligeramente positivos próximos a cero hasta valores ligeramente negativos, mostrando proporciones isotópicas próximas a CHUR.

Las relaciones isotópicas de Pb son menos radiogénicas para la serie de AND y luego se mantiene en una proporción constante en toda la serie LRH, MRH y TRQ. Se vuelven más radiogénica en las series LCO, y UCO y mantiene proporciones similares hasta la serie URH (Fig. 7.73).

7.5.5 Modelo petrogenético del volcanismo del Sulcis

El modelo petrogenético del volcanismo del Sulcis ha sido afrontado recientemente dentro del grupo de trabajo (Gisbert 2012, Gisbert et al., 2019), y con anterioridad por Conte et al. (2010), en este último caso específicamente para los términos más primitivos sobre las andesitas y andesitas basálticas aflorantes en el sur de la isla de Sant'Antioco. Conte et al. (2010) señalan que a pesar de que las rocas más básicas de la secuencia miocena del Sulcis muestran una tendencia tholeiítica (algo ya señalado en el S de Cerdeña en Funtanazza por Assorgia y Gimeno, 1994; y en Vilanovaforru por Mattioli et al., 2000) se trata de rocas con características calcoalcalinas (p.e., anomalías negativas marcadas en los diagramas *spider* de tierras raras normalizados contra valores del manto terrestre en Nb, Ti y (menos marcada) Zr. Este tipo de rocas, incluyendo otro tipo de rocas básicas caracterizadas por muy altos contenidos en Mg (en el N en Montresta, Morra et al., 1997, y en el S en el graben central de la isla, en Vilanovaforru, Mattioli et al., 2000) se consideran, en la línea ya marcada por Coulon (1977) como el producto típico de magmatismo relacionado con una fosa de subducción, siendo producto de la fusión de la cuña mantélica enriquecida en elementos LILE (de gran radio iónico) por aporte de fluidos a partir de la placa oceánica en proceso de subducción. La secuencia basalto-andesita del sur de la isla de Sant'Antioco presenta las características de una serie (asociada a zona de subducción) del tipo alta en alúmina (*High Alumina Basalt*) y su estudio demuestra que se produjo durante un proceso de cristalización crustal en cámaras magmáticas ubicadas en ambientes relativamente someros, variables en la presencia de agua contenida en el

magma (estimado entre 3-6 %) y en un rango de profundidades variables entre 3.5 y 14 km (Conte et al., 2010).

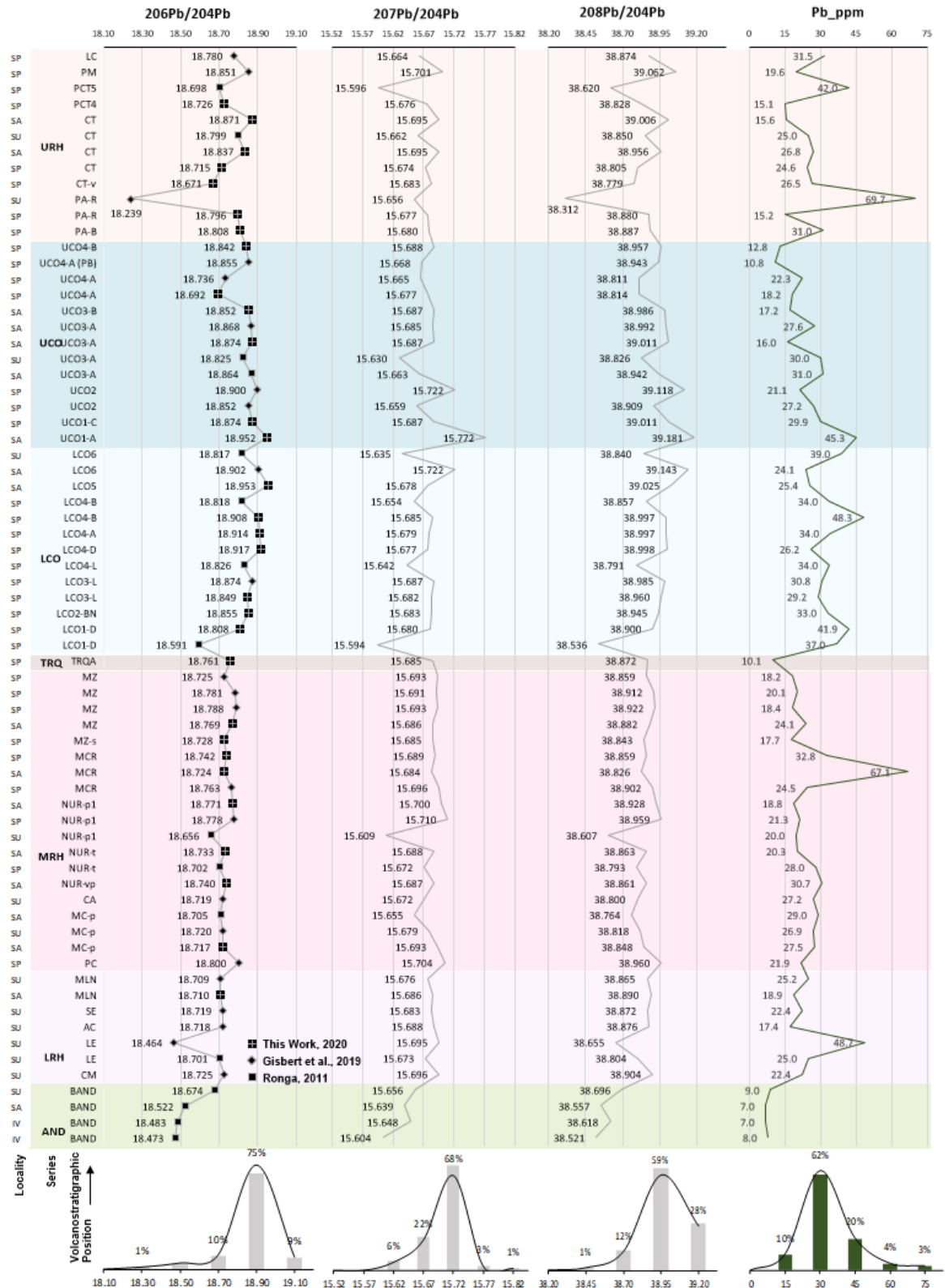


Fig. 7.73: Vulcanoestratigrafía y relaciones isotópicas para Pb. Datos propios y de la literatura.

El modelo petrogenético general desarrollado en el grupo de trabajo (Gisbert 2012, Gisbert et al., 2019) recoge estas conclusiones de Conte et al. (2010) y ofrece para el conjunto de la secuencia volcánica del Sulcis algunas conclusiones que no varían substancialmente en esta tesis. Entre ellas se destacan: 1) el modelo geodinámico en un contexto general en el que los magmas peralcalinos no se generan en ambientes compresivos sino distensivos, de tipo anorogénico; 2) el carácter calcoalcalino de la secuencia inferior en el que claramente hay diferentes fuentes de magma y diferentes líneas de evolución magmática a diferencia del modelo propuesto por Morra et al. (1994).

En este contexto podemos recordar algunos de los criterios diagnósticos ya conocidos para la secuencia calcoalcalina que corresponden a relaciones isotópicas del Sr y Nd, contenidos de Rb considerado como un elemento incompatible, usado para trazar la contribución de la subducción a la refertilización de la cuña mantélica suprayacente, relación La/Nb, Nb y Zr usados como indicadores de fusión parcial de la cuña mantélica, en tanto ambos actúan como elementos incompatibles que no son aportados de manera relevante durante el procesos de subducción, migración de fluidos y elementos a la cuña; en concreto Nb y Zr se comportan como incompatibles en la mayor parte de la secuencia excepto en algunas rocas de la serie URH, y por lo tanto la relación Zr/Nb se mantiene estable en la mayor parte de los magmas, en tanto no es afectada por los procesos de cristalización fraccionada.

Este modelo propuesto por Gisbert (2012) y Gisbert et al. (2019) ha evitado explícitamente pronunciarse sobre el proceso petrogenético que da lugar a las rocas más raras e interesantes de esta zona, y por extensión del Oligo-Mioceno de la isla de Cerdeña: las comenditas y (novedad de este trabajo) las pantelleritas. Esta renuncia se debe principalmente a que Gisbert (2012) plantea que, dado el bajo contenido en Sr de las rocas peralcalinas se cuestiona directamente el grado de discriminación que se pueda llegar a hacer con los datos de isotopía Sr/Sr (véase más adelante cómo se clarifica este punto). En Gibson (1974), se argumenta que las pantelleritas con valores anómalos de relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, no necesariamente indicarían un proceso de contaminación cortical, ya que las relaciones Rb/Sr muy altas conducirían inevitablemente a una modificación de la relación isotópica de Sr durante el fraccionamiento de un magma. Gibson (1974) al igual que Gisbert (2012) postula que las muy bajas concentraciones de Sr hacen que este tipo de rocas sean muy vulnerables a cualquier alteración y que los datos isotópicos deben interpretarse con extrema precaución. De igual modo, los intentos de modelado petrogenético de las unidades peralcalinas por parte de Gisbert (2012) a partir de la unidad NU en la serie MRH, fracasaron por falta del Ca requerido en esta unidad para generar el

“efecto plagioclasa”, postulando al final que los magmas parentales de los peralcalinos no afloran en el Sulcis. La solución alternativa que fue la presencia de una fase que aportaría vía disolución el Ca requerido en el modelado (p. ej. anfíbol), no parece igualmente realista por la inexistencia de evidencias de esta fase hidratada, y en consecuencia del agua liberada por su destrucción en la cámara magmática, en las rocas más evolucionadas de la MRH (p.ej. en la unidad NU).

Por lo que se refiere a las fuentes mantélicas, Gisbert et al. (2019, fig. 10 proyección tetragonal) proponen que el término extremo (*end member*) de manto empobrecido de partida para las rocas calcoalcalinas oligo-miocenas sería un término medio entre el reservorio mantélico EM1 y el EAR (*European Asthenospheric Reservory*), mientras que el otro extremo de mezcla apuntaría hacia el campo delimitado por la proyección de los sedimentos oceánicos. A pesar de esta interpretación, hay que remarcar que en la proyección tetragonal la mayor parte de las muestras están en las proximidades del vértice ocupado por EM2. La componente mantélica EM2 ha sido tradicionalmente atribuida a la subducción y reciclado de corteza oceánica con un componente de sedimentos terrígenos o de origen continental (véase p.e. Hofmann, 1997), y más recientemente (Workmann et al., 2004) al enriquecimiento metasomático por reacción de fundidos con roca en la astenosfera, y subsiguiente percolación de fundido en la litosfera, de antigua litosfera oceánica.

En el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ (Fig. 7.74) se observa la disposición de las rocas calcoalcalinas propias de arcos volcánicos relacionados con zonas de subducción, en sentido aproximado NO-SE, tomando como ejemplo las rocas volcánicas cretácicas del Japón. Esta disposición de la isotopía $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ es la que cabe hallar tanto en contextos de arco islas maduros (p.e. Japón) como en bordes orogénicos de tipo andino (p.e. Sudamérica, México y Centroamérica), variando esas bandas, únicamente de forma lateral según las fuentes mantélicas que estén implicadas en la cuña refertilizada sobre la zona de subducción. Otros aspectos que también pueden generar esa variación lateral son el espesor o madurez de la corteza continental suprayacente (cuanto mayor sea más favorece la interacción y asimilación de corteza continental) y el ángulo de inclinación de la corteza oceánica que se inmerge en la fosa de subducción (Faure, 2001; Stern et al., 2007). Si nos concentramos en el estudio de las rocas peralcalinas del Sulcis, se observa perfectamente en el diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ la relación entre la estratigrafía desarrollada en esta tesis y la gradual variación de los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$. Para visualizar esta estratigrafía de detalle se presenta el gráfico de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs EpsNd (Fig. 7.75). En efecto, dentro de un rango isotópico $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ relativamente constante y semejante para

ambas sucesiones peralcalinas (aunque ligeramente mayor para la sucesión LCO) los primeros productos emitidos presentan una señal isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ del orden de 0.708 (situada claramente a la derecha de la banda NO-SE antes descrita para las rocas calcoalcalinas del Sulcis) que sube gradual y ordenadamente hasta valores del orden de 0.713 (0.714 en el caso de la muestra más moderna LCO6).

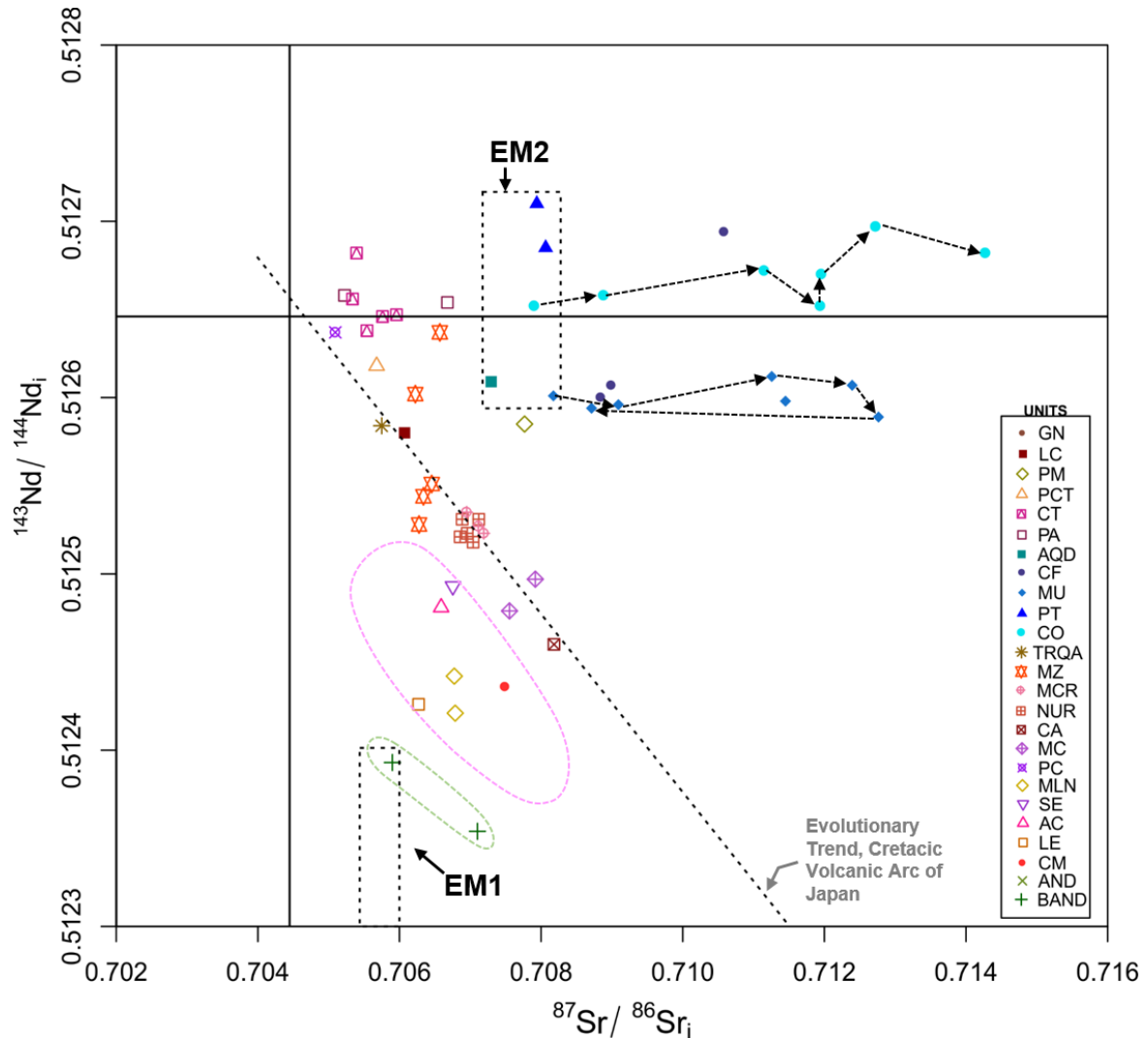


Fig. 7.74: Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ para rocas volcánicas del Sulcis. Series AND, LRH y MRH siguen un patrón de tendencia NO-SE característico de arcos volcánicos en zonas de subducción. Evolución estratigráfica de rocas peralcalinas señalada con flecha hacia la derecha de esta tendencia y en sentido O-E en la gráfica. Se observa retorno a valores iniciales de la serie LCO con las Pantelleritas (PT). Esto se repite para la serie UCO, con un retorno a valores iniciales a techo de Unidad Monte Ulmus (MU). Lo mismo sucede hacia el techo de Unidad Carloforte, cuando Acquedotto (AQD) retorna a valores más prístinos. Tendencia evolutiva del Arco Volcánico de Japón, EM1 y EM2 en Faure (2001, pág.120).

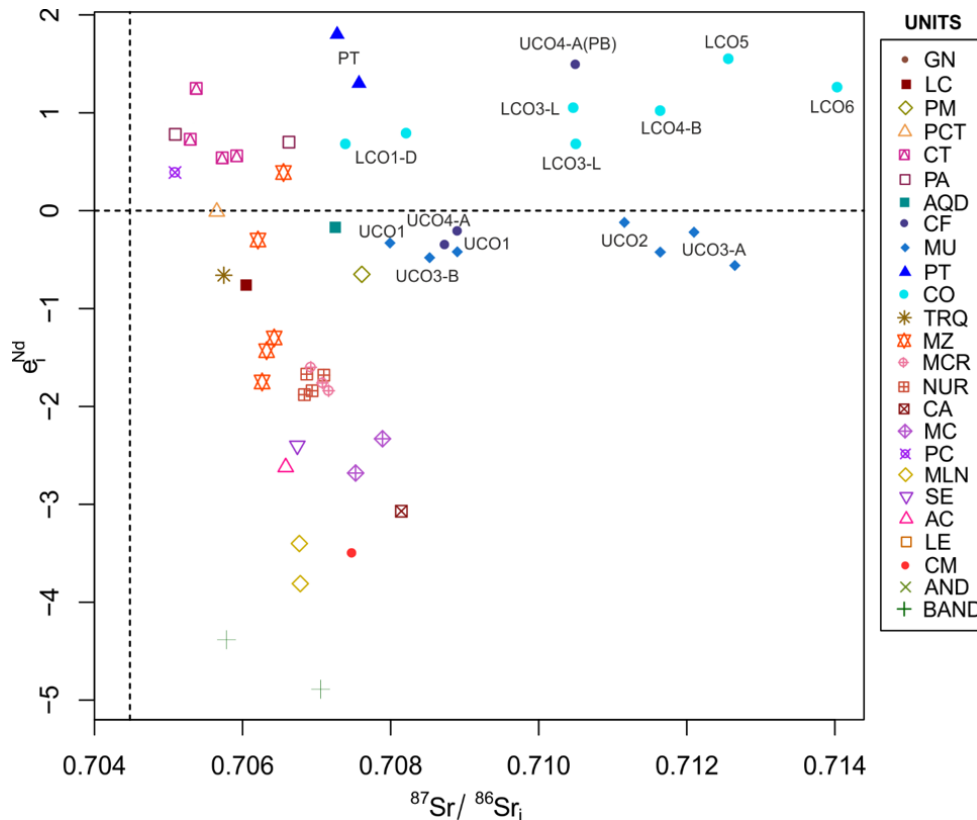


Fig. 7.75: Diagrama de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs EpsNd con un detalle de las subunidades de la serie peralcalina. Nótese que toda la serie LCO tiene valores positivos de EpsNd .

Siguiendo la línea de lectura de este diagrama la aparición de los términos pantelleríticos en la secuencia queda claramente marcada con el retorno a valores más iniciales de la secuencia peralcalina ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ aprox. 0.708). Del mismo modo, la unidad AQD de la secuencia UCO presenta valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ que podemos considerar aún más prístinos, del orden de 0.707, mientras que la unidad infrayacente CF presenta valores del orden de 0.709, excepto en el caso de la muestra ISP-71, una pumita blanca que se corresponde con un líquido evolucionado residual, por fraccionamiento de sanidina. Muy próxima aparece también la muestra 15-324 de la unidad infrayacente a CF, esta subunidad está a techo de Monte Ulmus (UCO3-B) que algunos autores asimilaban al techo de la MU, antes de la aparición formal de la Unidad CF (Gisbert, 2012; Gisbert y Gimeno, 2017).

En resumen, las muestras peralcalinas se caracterizan por presentar en sus términos basales, en las pantelleritas y en el techo de la unidad MU una señal isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$, con valores que se pueden considerar prístinos para estos materiales, que coincidan con el campo que está definido por Faure (2001) para la señal de tipo EM2.

El empleo de otros gráficos discriminatorios puede aportar más luz a cómo se produce el incremento en la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, y de este modo ayudar a esclarecer el proceso petrogenético que conduce a la formación de las diferentes unidades de la secuencia

peralcalina. En este sentido el Zr/Nb vs el $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ apoya los resultados obtenidos en el $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ vs $^{143}Nd/^{144}Nd_i$, y ofrece nuevas informaciones (Fig. 7.76). Por lo que se refiere a la relación Zr/Nb es prácticamente idéntica para las comenditas de las series LCO y UCO, y se ve aún con mayor claridad cómo estas dos series adquieren de un modo gradual y estrictamente ordenado, de más antiguas a más modernas, valores mayores de $^{87}Sr/^{86}Sr_i$. Esta tendencia “horizontal” de las comenditas ha sido interpretada como evidencia de fraccionamiento isotópico durante los procesos de cristalización fraccionada de feldespato potásico (p.e., Bohrson y Reid, 1997), con una componente menor de contaminación crustal que generaría una cierta pendiente en esa línea (p.e. Davies y MacDonald, 1987). En este caso, la evolución es perfectamente horizontal, pero en la unidad MU hay dos muestras que han seguido una línea vertical respecto de la tendencia general.

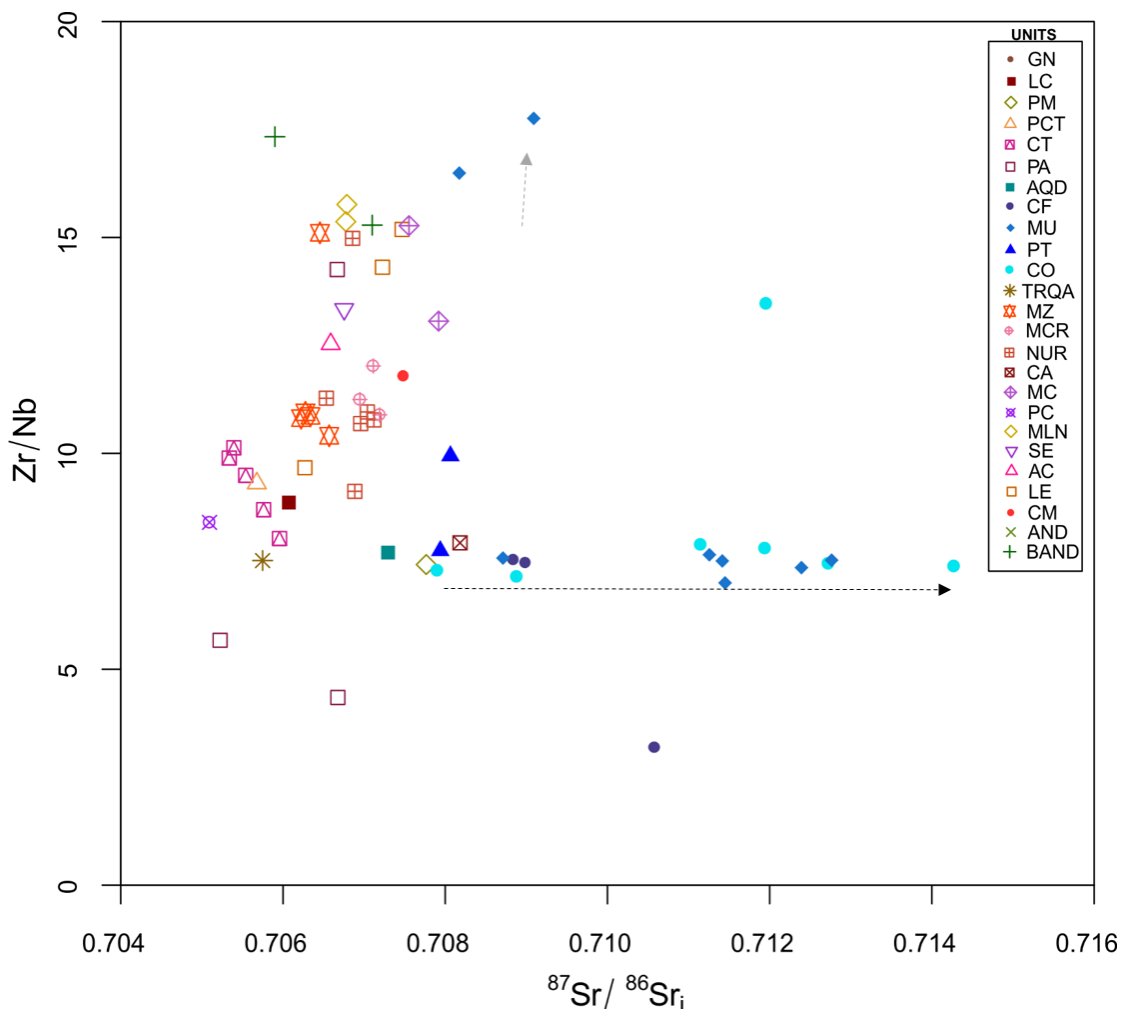


Fig. 7.76: Diagrama $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ vs Zr/Nb para las rocas volcánicas del Sulcis. Tendencia horizontal de evolución en concordancia con la volcanoestratigrafía. Excepción para dos muestras de vitrófiro basal de Monte Ulmus y una ignimbrita comendítica (LCO4-B), que tienen un aumento de la relación Zr/Nb . La muestra de CF con disminución de la relación Zr/Nb corresponde a una pumita blanca en dicha unidad.

Estas dos muestras han sido tomadas en el vitrófiro negro basal de la unidad (14-09n), y en la parte más basal del vitrófiro rosa (15-293). Estos niveles son particularmente ricos en xenolitos calcosilicatados. Tal como se comenta en el capítulo 10, estos xenolitos han sido especialmente estudiados para esclarecer, entre otros aspectos de interés, el posible aporte de contaminación por reacción de la roca de caja carbonatada de la cámara magmática con el magma implicado. Si observamos los valores de Zr de la totalidad de las muestras analizadas para la unidad MU vemos que éstos se mantienen muy regulares entre 600-700 ppm, incluyendo las dos rocas que muestran un comportamiento anómalo, mientras que justamente en estas dos lo que sucede es que los valores de Nb descienden drásticamente a la mitad o menos. Aunque no hay muchos estudios disponibles sobre este tema, parece claro que el contenido de Nb no varía sensiblemente durante los procesos de cristalización ni alteración supergénica de magmas silíceos peralcalinos (Weaver et al., 1990).

Si vemos los valores totales de Zr/Nb de las rocas que más plausiblemente han contribuido a la formación de los xenolitos (Calcare Ceroide y Dolomia Gialla) vemos que son muy inferiores a los de estos elementos, lo que a priori excluye una asimilación importante de esta litología. La relación Zr/Nb está en valores de 8, es decir muy insuficientes para justificar una variación importante (hasta llegar a 16) en la relación Zr/Nb de la roca. Si atendemos a los valores comunes de Zr y Nb en rocas pelítico-arenosas (véase p.e. Taylor y McLennan, 1985) los contenidos totales en estos elementos son igualmente muy menores a los encontrados en la unidad MU, y los valores de la relación Zr/Nb no suelen superar el rango entre 10-12, es decir que la presencia de estas litologías asociadas a los carbonatos no parece que haya podido representar por asimilación, el factor de empobrecimiento relativo en Nb hallado en las dos muestras anómalas. En el estado actual del conocimiento, una posible interpretación es que una parte del Nb del magma del techo de la cámara magmática de la unidad MU se queda atrapado en una fase mineral formada por pirometamorfismo, ya sea en los xenolitos (tema a investigar en el futuro) o en una fase de metamorfismo de contacto en el encajante de la cámara. Finalmente, si regresamos al diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ (Fig. 7.74) puede ser interesante comparar los valores de la serie peralcalina con los disponibles para los granitoides del zócalo hercínico del sur de Cerdeña (Conte et al., 2017), que se caracterizan por ser ricos en hierro y marcadamente diferentes de los del centro y norte de la isla. Basta decir que presentan relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el intervalo 0.702-0.708 y de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 0.5119-0.5120, teniendo por lo tanto afinidad claramente crustal y proyectándose totalmente alejados del campo que ocupan las rocas peralcalinas. Los citados autores interpretan que la génesis

de esos granitoides tardohercínicos se generan a expensas de una corteza inferior de afinidad nordafricana.

Hay otros gráficos diseñados para el estudio de basaltos oceánicos que pueden ser de utilidad para complementar la información sobre las fuentes mantélicas del volcanismo del Sulcis. El diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de Hofmann (1997) permite discriminar de manera suficientemente clara las señales de reciclado de sedimentos con la corteza oceánica (Fig. 7.77).

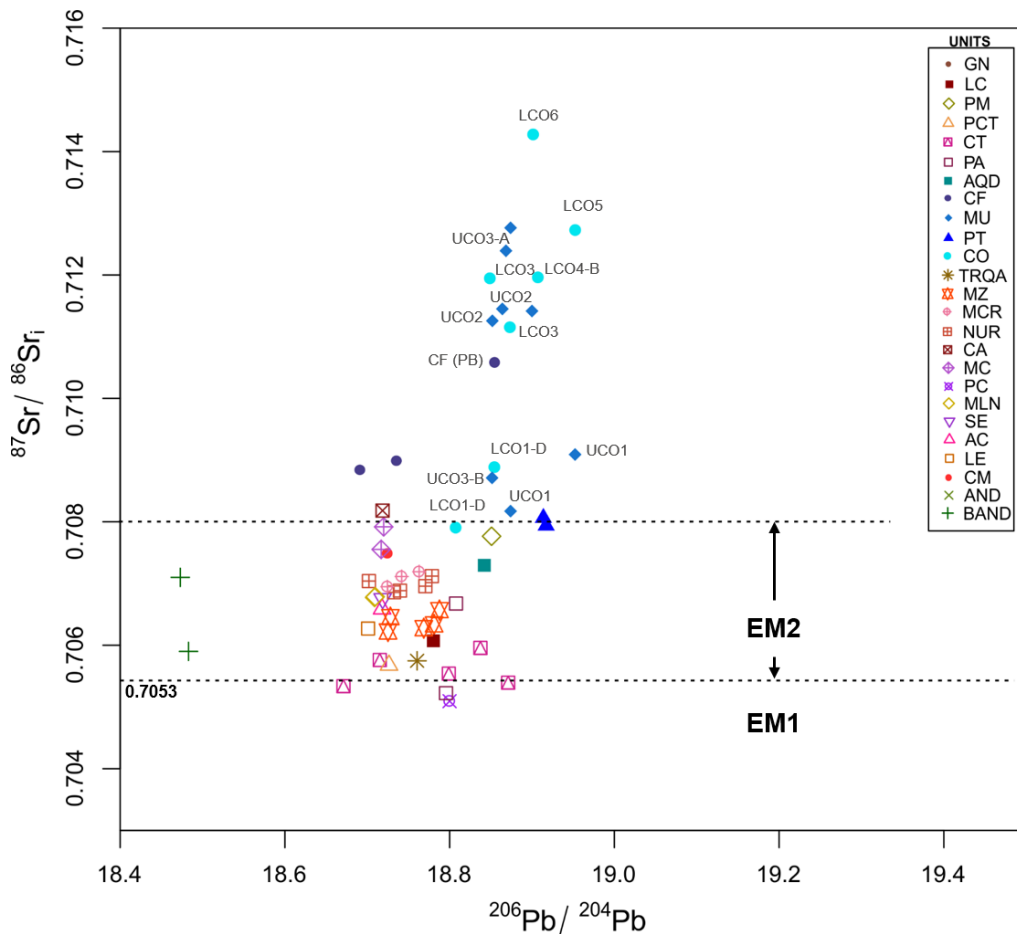


Fig. 7.77: Diagrama de relaciones isotópicas de las rocas volcánicas del Sulcis entre $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$. Se observa la misma tendencia de aumento en la relación isotópica de Sr en un rango acotado de la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Las rocas peralcalinas evolucionan a partir de una componente EM2 muy clara. Los límites para EM2 están basados en Hofmann (1997).

En efecto la línea de valor 0.7053 de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ permite separar los valores superiores, que señalan la influencia de una fuente mantélica caracterizada por EM2, de los inferiores que corresponderían a la señal EM1. En ese sentido, los valores de las rocas del Sulcis, excepto las peralcalinas, aparecen en el rango entre ese valor y el 0.708 que corresponderían de grosso modo al valor superior delimitante del campo EM2 de Hofmann (1997). El hecho de que las rocas peralcalinas y diferenciadas presenten valores superiores ya ha sido

comentado en el diagrama Zr/Nb vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, se trata de un proceso de fraccionamiento isotópico producido durante la cristalización de feldespato potásico (sanidina) que conduce a la formación de las rocas peralcalinas, en una cámara somera (inferior a unos 6 km). En resumen, tanto el análisis crítico del diagrama tetraédrico de fuentes mantélicas de Gisbert (2012) y Gisbert et al. (2019) como el análisis de este diagrama basado en Hofmann (1997) permiten señalar, a diferencia de estos autores, que la fuente mantélica del magma implicado en las rocas volcánicas del Sulcis presenta una señal próxima a EM2, hecho original de este trabajo.

7.5.6 Sobre la evolución magmática

Las rocas andesíticas sin dudas provienen de un ambiente orogénico asociado con la subducción y caracterizado por una tendencia calcoalcalina. La unidad basal de la serie LRH (Corona Maria) de composición riodacítica en algunos sectores parece estar intercalada con las andesitas (por ejemplo en Monte Sirai y en algunos sondeos como por ejemplo en FS01 (4 m de potencia a -188 m), y en FS37 (9 m de potencia a -441m); mientras que las rocas riolíticas en el nivel medio de la serie LRH, en particular desde las unidades de Acqua Sa Canna en adelante, tienen una tendencia calcoalcalina rica en potasio y parecen corresponder con un ambiente de transición hacia las riolitas de la serie media MRH que se adecuan mejor a un ambiente post-orogénico con afinidad shoshonítica. La unidad traquiandesítica definida aquí podría provenir de magmas más basálticos que sufren cristalización fraccionada generando las rocas riolíticas alcalinas de la serie MRH.

La serie peralcalina inferior (LCO) muestra evidencias claras de corresponder en su totalidad a un ambiente anorogénico, con la presencia de comenditas y pantelleritas, representando en estas unidades el máximo grado de cristalización fraccionada de los magmas parentales básicos de composición alcalina. El hecho de que la unidad traquiandesítica aflore hacia el techo de las series MRH e inicio de LCO, indica que esta evolución en la tendencia de diferenciación es más acertada que la propuesta de Morra et al. (1994), de poder generar fundidos peralcalinos a partir de diferenciación de magmas calcoalcalinos en contexto orogénico.

Un estudio de compilación de datos publicados y originales (en particular de las islas del Océano Atlántico) presentados por Jeffery y Gertisser (2018), demuestran tendencias que sugieren que los magmas peralcalinos se generan principalmente a través de la cristalización fraccionada extendida (hasta ~95%) en un sistema abierto de magmas máficos derivados del manto. Los autores indican que la asimilación de la corteza se vuelve

más significativa a medida que el sistema madura y el material fundido se acumula en la corteza. La mezcla de magma puede ocurrir entre varios miembros finales de composición y puede reconocerse a través de magmas intermedios hibridados. Esto podría explicar porque hay rocas de composición traquiandesítica en la isla de San Pietro, y justifica una evolución de magmas parentales más básicos, pero de igual afinidad geoquímica, como precursores de los magmas peralcalinos del Sulcis.

Jeffery y Gertisser (2018) postulan que los magmas peralcalinos en la corteza son hidratados y frecuentemente divididos por zonas en composición, temperatura y/o contenido de agua. Por lo general se almacenan en depósitos de magma cortical poco profundos (~2–5 km), mantenidos por la reposición máfica. Este mecanismo de reposición máfica ha sido demostrado con la geoquímica de las pumitas de las unidades PC, MC y CF, que muestran una procedencia de magmas más primitivos, o menos evolucionados, como así también con las unidades Acquedotto y la base de Paringianu.

Como describen Jeffery y Gertisser (2018) los modelos que sustentan la formación de magmas peralcalinos félsicos derivados de cristalización fraccionada de progenitores basálticos están respaldados frecuentemente por indicadores geoquímicos de fraccionamiento extensivo, como el agotamiento de Sr, Ba, Ti y P, la formación de anomalías negativas de Eu y el enriquecimiento de oligoelementos incompatibles como Zr, Nb, Rb y REE. Esto también tiene una alta correlación con las sucesiones eruptadas saturadas en sílice, exhibiendo las anomalías más pronunciadas. Todas estas características geoquímicas han sido señaladas para las comenditas y pantelleritas de la región del Sulcis.

Los resultados de varios modelos de cristalización fraccionada indican que el feldespato alcalino actúa para impulsar la fusión hacia composiciones más peralcalinas, siendo el mineral más abundante en las rocas peralcalinas. Las fases que se involucran a medida que avanza la diferenciación son el clinopiroxeno (aegirina y aegirina-augita) Ti-magnetita, ilmenita, kaersutita, plagioclasa sódica, apatita y biotita (Jeffery y Gertisser, 2018 y referencias ahí). Estos procesos probablemente explican cómo la serie comendítica inferior (LCO) tiene unidades hacia la base, de rocas comendíticas principalmente dómicas y lávicas con abundantes sanidinas, que luego pasan a domos, coladas e ignimbritas pantelleríticas, posiblemente por disminución de la disponibilidad de feldespato alcalino y la entrada de nuevos aportes magmáticos de origen mantélico cargados de Fe que juega un rol clave con los volátiles acumulados en el sistema y produce masivamente aegirina y aegirina-augita en las rocas de Monte Tortoriso y Capo Sandalo. Posterior a este evento se vuelve a reequilibrar el sistema y retorna la secuencia comendítica exclusivamente de

tipo piroclástica, incluso con menos proporción de feldespatos alcalinos hasta que termina la serie. Los fundidos peralcalinos disminuyen su viscosidad con la presencia de álcalis en exceso. En general dentro de la secuencia peralcalina del Sulcis, los domos de Cala Vinagra, Cala Fico y las coladas de Ravenna-Beco-Nasca son las que presentan mayor contenido de cristales de sanidinas y esto estaría controlando el tipo eruptivo, por la baja viscosidad de estos antes de su total cristalización.

Luego de las erupciones de domos-lavas e ignimbritas comendíticas y pantelleríticas, la peralcalinidad disminuye con la serie superior de comenditas (UCO), pero esto puede deberse a la interacción de magmas más básicos interactuando en proporciones más voluminosas con las cámaras magmáticas. Esto se explica con la abundante presencia de pumitas negras en la unidad CF; además el contacto de esta cámara (UCO) y la asimilación con la roca de caja, como lo evidencian los xenolitos calcosilicatados, muestran que los procesos e interacción de magmas parentales, cámaras magmáticas diferenciadas y roca de caja juegan un rol más complejo para estas unidades.

La profundidad aproximada de ésta cámara, determinada con la composición del xenolito granítico encontrado en la unidad UCO3-B sugiere un emplazamiento de 6 km (ver capítulo 10). Ésta cámara magmática peralcalina se vacía con un último pulso eruptivo representado por la unidad AQD, la cual muestra una disminución de la peralcalinidad y está representada como un flujo de menor distribución areal, por ahora identificado sólo en la isla de San Pietro. La unidad AQD geoquímica e isotópicamente es más primitiva y es posible que responda a los últimos ascensos de magma de afinidad más parental con el colapso de la caldera.

Las sucesivas erupciones en la serie superior URH, de riolitas alcalinas tienen su inicio con un aparente pulso de ascenso del manto representado por la unidad basal de la serie URH, con la subunidad inferior de Paringianu (PA-I), este nivel de cenizas que se ha depositado en contacto con agua presenta una composición menos evolucionada (hacia dacitas y andesitas). La siguiente unidad riolítica alcalina muy bien representada es la unidad Calasetta, que en un cierto número de muestras presenta una tendencia más marcada hacia la peralcalinidad, sin llegar a serlo. Una nueva reactivación de la cámara magmática, con una presencia importante de volátiles queda registrada con los *Blisters* de la unidad Post-Calasetta. Por último, pulsos localizados sólo en la isla de San Pietro muestran una recarga y ascenso de magma con la erupción de la unidad Punta Mingosa, Le Colonne y Geniò. Es posible que el centro eruptivo de estas unidades esté localizado en el sector de Geniò en la zona de *blisters*. Esta ubicación también estaría en concordancia con la distribución tan localizada de estos flujos, producidos sólo en el sector S de la isla. La

cámara magmática de la serie URH parecer corresponder con una profundidad mayor que las cámaras peralcalinas, por las evidencias en las relaciones isotópicas de Sr/Sr más bajas. Además, las unidades PM y LC tienen un EpsNd más negativo que el resto de la serie y podría indicar una vez más, como se explicó para AQD, que con el colapso de la cámara posterior a una gran erupción (en este caso CT), asciendan los últimos pulsos de magma más profundos del sistema.

7.6 Conclusiones del Capítulo 7

- La región SO de Cerdeña representa el sector del bloque Sardo-Corso que mayor desplazamiento ha sufrido desde el margen continental europeo (consecuentemente, el área sometida a mayor extensión) y el único que presenta un magmatismo peralcalino de afinidad anorogénica al final del ciclo volcánico; de hecho, la secuencia ignimbrítica calcoalcalina pasa gradualmente a riolitas alcalinas (*high-K rhyolites*, sensu Peccerillo y Taylor, 1976), seguidamente a peralcalinas (en su localidad tipo de definición) y se cierra el magmatismo con un retorno a riolitas alcalinas.
- En este capítulo sobre petrología y geoquímica, partiendo de los antecedentes del grupo de trabajo, se han concentrado los esfuerzos, principalmente en el estudio de las rocas peralcalinas, de cara a establecer de una manera más correcta su clasificación por subunidades, dedicando también un especial interés a la nueva definición formal de las comenditas.
- Desde el punto de vista petrográfico, el aspecto más novedoso es la definición de una serie de texturas (cristales esqueléticos de cuarzo, fracturas perlíticas, fracturas curvas en cuarzoespato por *shock* térmico, sobrecrecimientos gráficos de cuarzo-feldespatos sobre fenocristales) que corroboran las características macroscópicas de volcanismo submarino para una serie de unidades a saber (ver esquema propuesto en Fig. 7.78): ignimbrítica de Matzaccara (MZ), domos comendíticos de Cala Vinagra y Cala Fico (LCO1-D), depósitos de flujo comendíticos de Genarbi (LCO2), lavas comendíticas de Ravenna-Becco-Nasca (LCO3-L), ignimbrítica pantellerítica de Capo Sandalo (LCO4-A) y el domo pantellerítico de La Piramide (LCO4-D).
- Igualmente se han invertido mucho tiempo y esfuerzos en la caracterización de las fases hidratadas (micas, anfíboles alcalinos) y los minerales de tierras raras asociados a las rocas peralcalinas, estudio que se deberá prolongar más allá de esta tesis para recoger todos los frutos que puede dar. Igualmente se han empleado

diagramas de clasificación para discriminar entre las diferentes subunidades peralcalinas, con éxito. También se han estudiado aspectos como las condiciones de solubilidad del zircón, temperaturas modelo de los magmas, variabilidad estratigráfica de los contenidos en tierras raras, oligoelementos e isótopos radiogénicos.

- Las temperaturas de cristalización de los magmas del Sulcis se han calculado con diferentes minerales (biotita, piroxeno, zircón). Estos muestran un rango de temperatura entre 660° y 1035°C. Las temperaturas de cristalización estimadas específicamente para las unidades peralcalinas, Comendita y Pantellerita, con el geotermómetro de piroxenos marcan un intervalo de 695°-745°C, con los valores más altos en las rocas pantelleríticas.
- Por lo que se refiere a la petrogénesis de las rocas volcánicas, y en particular a las peralcalinas, la principal novedad que ofrece esta tesis es la demostración, mediante el estudio de geoquímica isotópica de elementos radiogénicos Sr-Nd-Pb, de que existe una cierta estratificación en las fuentes mantélicas que aportan los magmas implicados en el estudio. La parte más superficial de la cuña mantélica implicada en la generación de los materiales (AND, LRH) presenta una señal caracterizada por una mezcla de componentes DMM, EM1 y en menor medida EM2, mientras que los magmas peralcalinos y los previos (MRH) muestran una componente creciente del componente EM2, en detrimento de EM1. Finalmente, cuando la fase distensiva principal cesa, se observa un retorno (URH) hacia fuentes más superficiales (aparición nuevamente de la componente EM1, gradualmente cada vez más importante). El estudio comparado de elementos traza seleccionados y geoquímica isotópica de elementos radiogénicos (p.e. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Zr/Nb) muestra claramente que se produce un enriquecimiento radiogénico en la isotopía del Sr a medida que los magmas peralcalinos evolucionan por cristalización fraccionada, hecho que además permite trazar los aportes de magmas prístinos que llegan sucesivamente a la cámara, mostrando una señal mantélica más primaria. También, esa evolución volcanoestratigráfica de los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ permiten inferir que el mecanismo de vaciado de las cámaras magmáticas peralcalinas es desde el techo hacia la base, proporcionando dos secuencias isotópicas invertidas en los diferentes productos eruptados (en LCO y UCO, respectivamente), mientras que las pantelleritas y el final de la UCO marcan la llegada de magmas más prístinos desde ambientes crustales más profundos.

8. GEOCRONOLOGÍA. MÉTODO $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Nuevas Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el tramo superior del volcanismo riolítico Mioceno del área del Sulcis (SO de Cerdeña-Italia), y revisión crítica de todo el conjunto de edades disponibles para la secuencia volcánica.

8.1 Introducción

El método de datación radiométrico expuesto en este capítulo ha permitido obtener nuevas edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que buscan esclarecer algunos aspectos relacionados al conocimiento de la geodinámica del Mediterráneo Centro-Occidental, en especial con la rotación del bloque Sardo-Corso, el cual ha acumulado numerosas interpretaciones a lo largo del último medio siglo (véase p.e. la exposición del conocimiento sobre la rotación en Orsini et al., 1980). A partir de la década del 70 se toma conciencia de una serie de aspectos geológicos, tales como el significado del graben sardo y su relación con el volcanismo neógeno (Cherchi y Montadert, 1982a, 1982b), y la presencia de este volcanismo calcoalcalino de afinidad orogénica, bien representado de norte a sur en toda la isla de Cerdeña (Coulon, 1977) con particularidades propias. Se destaca una mayor presencia y continuidad del volcanismo en el norte, con dos ciclos y medio de andesitas sucedidas por riolitas, y una particularidad en el sur con la presencia de riolitas peralcalinas; también cobran importancia la presencia de mineralizaciones genéticamente asociadas a dicho volcanismo (Maccioni et al., 1992). En ese contexto, se interpretó desde el principio la existencia de los ciclos andesíticos como un volcanismo de tipo orogénico atribuible a la fusión parcial del manto superior peridotítico, mientras que las sucesiones ignimbríticas fueron interpretadas como productos de fusión parcial de la corteza continental. Las andesitas fueron por lo tanto relacionadas con una zona de subducción situada al S-SE de Cerdeña (tomando como referencia su actual situación geográfica) buzando hacia el N-NO (Coulon, 1977; Dostal et al., 1982, Beccaluva et al., 1989, y referencias en estos trabajos). Dos han sido las herramientas principales que permitieron consolidar este cuerpo de doctrina: las dataciones radiométricas del volcanismo y las informaciones paleomagnéticas (De Jong et al., 1973). La presencia de hitos cronológicos y marcadores paleomagnéticos asociados han permitido la

reconstrucción del movimiento del bloque Sardo-Corso (Montigny et al., 1981; Dewey et al., 1989); sin embargo, este conocimiento ha sido incompleto desde el inicio y aún sigue condicionado por la ausencia de buenas dataciones. Resulta necesario un análisis crítico de las edades existentes, ya que éstas se han obtenido con diversos métodos y con constantes radiométricas que han sufrido modificaciones hasta el presente

En un principio se pensó que el movimiento de deriva y rotación se habría realizado en un abanico temporal relativamente corto (cerca de 1.5 millones de años, Montigny et al., 1981) y que el movimiento podía ser, alternativamente, de rotación pura, o de rotación y translación (Orsini et al., 1980). Otros argumentos geológicos, además de la geocronología y los datos magnéticos fueron invocados para indicar el fin del proceso de rotación antihoraria, como por ejemplo la existencia de un episodio compresivo en el graben sardo alrededor de 19 Ma (Cherchi y Montadert, 1982a). En ese primer momento también se atribuyó la posición inicial del bloque Sardo-Corso al margen francés del continente europeo, en parte por reconstrucciones geométricas basadas en datos preliminares para ese momento y también por la enorme influencia del conocimiento del basamento Hercínico desarrollado en el trabajo de Gèze (1949) sobre el Cámbrico de la *Montagne Noire* (sur de Francia) y sus hipótesis de correlación con los materiales de la misma edad del Iglesias-Sulcis. Otros aspectos, como el desarrollo de estudios de la tectónica hercínica sobre mantos de cabalgamiento favorecieron esas comparaciones con Francia a partir de la década del '80, principalmente debido al desconocimiento de la geología del basamento de las Cadenas Costeras Catalanas en el contexto cultural franco-italiano de la época (y por extensión, pirenaico en el caso italiano). Centrándose en el SO de la isla de Cerdeña, en el graben del Cixerri existen algunas manifestaciones volcánicas calcoalcalinas antiguas, previas a la deriva desde el margen continental europeo (valores en torno a los 32-28 Ma; Savelli 1975; Montigny et al., 1981; Beccaluva et al., 1985) aunque la mayor parte de las manifestaciones volcánicas afloran en una secuencia casi continua, aparentemente en un único ciclo andesítico-riolítico (entre 22-15 Ma, Savelli, 2015). Las andesitas aparecen principalmente representadas en los afloramientos del sur (sur de la isla de Sant'Antioco y Entrotterra Sulcitano, en el SO de la isla mayor de Cerdeña) y las riolitas en todo el sector central y septentrional, principalmente en forma de unidades piroclásticas riolíticas de tipo ignimbrítico.

Las técnicas K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ contribuyen de una manera significativa como cronómetros en geociencias y se encuentran entre los métodos más útiles y versátiles en la termocronología (McDougall, 2014). Tal como hemos señalado más arriba, lo que se conoce sobre la geodinámica relacionada con la rotación del bloque Sardo-Corso y el

volcanismo orogénico y anorogénico asociado en Cerdeña, se apoya sobre interpretaciones de datos paleomagnéticos y geocronológicos, principalmente con edades obtenidas por el método K/Ar (Araña et al., 1974; Bellon, 1976, Bellon et al., 1977; Coulon, 1977; Savelli et al., 1979; Montigny et al., 1981; Boni et al., 1990; Garbarino et al., 1990a; Maccioni et al., 1990a; Cincotti et al., 1994; Assorgia et al., 1995; Lecca et al., 1997) edades Rb-Sr (Morra et al., 1994) y edades por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, con mayores aportes hacia el centro y norte de Cerdeña (Gattacceca et al., 2007; Oudet et al., 2010; Beccaluva et al., 2013) y con escaso detalle y precisión cronoestratigráfico y evolutivo de la sucesión de eventos magmáticos y eruptivos para las rocas riolíticas del SO de Cerdeña, principalmente en la región del Sulcis (Pasci et al., 2001; Pioli, 2003; Pioli y Rossi, 2005; Lustrino et al., 2007). Una exhaustiva revisión bibliográfica se ha centrado en recopilar la mayor cantidad de fechas en muestras de andesitas y riolitas del Entrotterra Sulcitano y las islas de Sant'Antioco y San Pietro, donde se encuentran las riolitas peralcalinas de mayor extensión areal y donde recibieron su denominación de origen las rocas comendíticas (Le Commende, San Pietro) estudiadas por primera vez por Bertolio (1895, 1896).

La determinación de nuevas edades mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se justifica desde varios puntos de vista: el primero emerge de la poca validez y coherencia interna del análisis de los datos geocronológicos y su reasignación a las unidades actualmente conocidas, particularmente en las dataciones K/Ar más antiguas (Fig. 8.1) una vez que se ha revisado y redefinido la secuencia volcánica en el capítulo 6. El segundo tiene lugar, porque es preciso acotar de manera fiable el periodo de magmatismo peralcalino, referido a delimitar con precisión el inicio y el final del episodio anorogénico y su contexto en la evolución geodinámica del bloque Sardo-Corso, como se ha mostrado en el capítulo 7. Finalmente, en tercer lugar, se espera poder datar, aunque sea por vía de la acotación entre unidades, la edad de las mineralizaciones de Mn que acompañan a este episodio magmático. De este modo se espera generar un modelo petrogenético cronológicamente razonable en términos de duración de los procesos magmáticos-hidrotermales.

En este capítulo se presentan cuatro nuevas edades por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para el mioceno del SO de Cerdeña; con especial interés en la determinación de edades robustas que marcan el período de máxima distensión en el que se produce el volcanismo peralcalino. También se han recalculado y discutido las edades publicadas entre 1974 y 1995, obtenidas mediante el método K/Ar, y las edades determinadas entre 2001 y 2003, por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en función de los nuevos parámetros de las constantes de desintegración y el refinamiento de las edades de los estándares o monitores minerales

utilizados en cada caso. La presentación de los datos geocronológicos de las unidades riolíticas estudiadas sigue las recomendaciones de Renne et al. (2009).

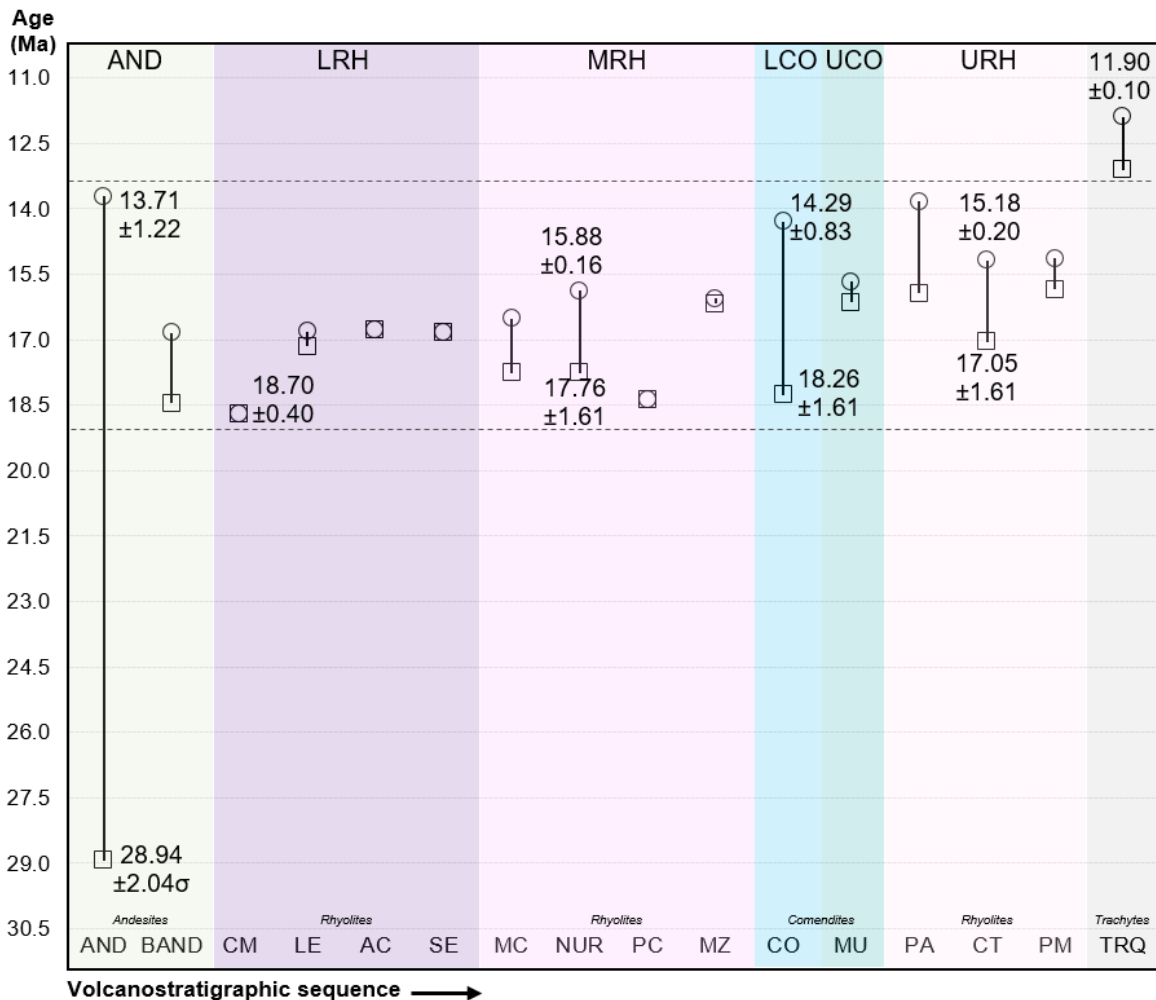


Fig. 8.1: A) Secuencia volcánica del SO de Cerdeña con edades de la literatura K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (fechas recalculadas como se explica más adelante) en rocas andesíticas y riolíticas. La edad de la traquita de Isola del Toro correspondiente a la roca más joven relacionada con el área de estudio se incorpora para comparación. El rango de edades aquí está delimitado con líneas grises discontinuas y muestra el problema asociado a la baja resolución temporal, principalmente de unidades riolíticas y comendíticas. Los datos representados con un cuadrado corresponden a la edad máxima, mientras que los datos representados con círculos a la edad mínima, para cada grupo de rocas. Las abreviaturas de las unidades volcánicas descritas con detalle en la Tabla 8.1 se proporcionan en la parte inferior del gráfico.

8.2 Edades asociadas al contexto geodinámico y magmático

El contexto geodinámico cenozoico del área del Mediterráneo occidental, con la formación de la cuenca de retroarco Liguro-Provenzal y el movimiento del Bloque Sardo-Corso han sido revisados extensamente (Coulon, 1977; Beccaluva et al., 1985; Speranza et al., 2002; Gattacceca et al., 2007; Oudet et al., 2010; Lustrino et al., 2013; Savelli y Ligi, 2017; Gisbert

et al., 2019) y en líneas generales, la mayoría de los autores concuerda que la rotación del bloque Sardo-Corso durante el Mioceno fue de unos 45° en sentido antihorario con respecto a Europa después de 20.5 Ma, alrededor de 30° de rotación ocurrió entre 20.5 y 18 Ma, correspondiente al período de máxima actividad volcánica en Cerdeña y menor en Córcega (Gattacceca et al., 2007; Réhault et al., 2012), según Oudet et al., 2010 una rotación de $28 \pm 17^\circ$ ocurre después de 19.2 Ma. Deino et al. (2001) demostraron que hace 18 Ma Cerdeña aún estaba a 13° de su posición final, por lo tanto el cese de la rotación se completó entre los 16-15 Ma (Oudet et al., 2010) y en consecuencia en ese momento se produjo el final de la apertura de la cuenca Liguro-Provenzal. A partir de 15 Ma tanto el proceso de subducción como la actividad magmática directa o indirectamente asociada parecen cesar por completo en Cerdeña, con la siguiente actividad magmática representada por rocas moderadamente alcalinas y sódicas (benmoreitas y traquitas -11.8 Ma) de la Isola del Toro al SO del Sulcis (Lustrino et al., 2007). Este volcanismo propio de ambiente distensivo se ha interpretado como la primera manifestación anorogénica en el Mediterráneo Occidental (Lustrino et al., 2007). En el margen occidental del mar Tirreno se reconoce un magmatismo ultrapotásico representado por sus productos más antiguos con las lamproitas de Sisco (14.2-14.5 Ma, Civetta et al., 1978; Conticelli et al., 2009) en el N de Córcega y contemporáneos con las rocas shoshoníticas del monte submarino de Cornacya en el margen SE de la plataforma continental Sarda (12.6 Ma) que Mascle et al. (2001) interpretan como productos relacionados con una suite post-colisional emplezada durante la extensión litosférica del bloque Sardo-Corso, justo después del final de la rotación y antes de la apertura del mar Tirreno. Hacia el este la actividad magmática relacionada con la apertura del Tirreno Oriental no aparece antes de unos 6-5 Ma (Lustrino et al., 2002). El ciclo volcánico sucesivo en Cerdeña tuvo lugar en el Mioceno superior (5.3 Ma) con actividad máxima entre 4-2 Ma. Después de un período de reposo, el volcanismo se reanudó (centro-norte de la isla) a ~ 0.9 Ma hasta < 0.15 Ma (Beccaluva et al., 1985). El magmatismo asociado a la rotación del bloque Sardo-Corso (Lustrino et al., 2011; Beccaluva et al., 2011; Gisbert y Gimeno, 2017; Gisbert et al., 2019) es consecuencia de la extensión relacionada a la subducción de la litósfera oceánica africana bajo el continente europeo y las rocas volcánicas generadas en este contexto sistemáticamente se han dividido en dos grandes grupos (Lustrino et al., 2004). El primero corresponde al magmatismo Oligo-Mioceno (OM) de 32-15 Ma con productos subalcalinos originado por actividad magmática de tipo orogénico relacionados con la subducción asociado a rocas volcánicas submarinas y subaéreas mayoritariamente de composición andesítica, dacítica y riolítica con basaltos subordinados; y el segundo definido como magmatismo Plio-

Cuaternario (PQ) entre 12-0.1 Ma con afinidad alcalina por descompresión relacionada a procesos extensionales con rocas de composición traquítica, mayormente hawaiitas, mugearitas y andesitas basálticas. En el SO de Cerdeña Cioni et al. (2001) separan dos fases del magmatismo OM, una más antigua (*Older Phase*) a 28.4-17.7 Ma con productos predominantemente calcoalcalinos básicos e intermedios y otra más reciente (*Younger phase*) a 17.6-13.8 Ma asociada con productos riolíticos calcoalcalinos, shoshoníticos de alto K que indican una fase más madura del magmatismo orogénico con el tiempo (Beccaluva et al., 2011). Esta secuencia de eventos cambia en Gisbert y Gimeno (2017) y Gisbert et al. (2019) donde asignan el magmatismo peralcalino a un episodio extensivo en un contexto geodinámico anorogénico.

La terminología asociada a las rocas riolíticas fue evolucionando y redefiniéndose en sucesivos trabajos (Assorgia et al., 1990a, b, 1992a, b, c, Pioli y Rossi, 2005; Ronga, 2011; Mulas et al., 2011; Mundula et al., 2009, 2013) La columna estratigráfica más reciente del volcanismo de la región del Sulcis y las islas circundantes comprende 19 unidades ignimbríticas de composición riolítica (Gisbert y Gimeno, 2017; Gisbert et al., 2019).

Este trabajo se centra principalmente en el estudio de las rocas riolíticas que han sido divididas en series (en orden estratigráfico) desde Riolitas Inferiores (*Lower Rhyolites*, LRH), Riolitas Intermedias (*Middle Rhyolites*, MRH), Comenditas Inferiores (*Lower Comendites*, LCO), Comenditas Superiores (*Upper Comendites*, UCO) hasta Riolitas Superiores (*Upper Rhyolites*, URH). Esta subdivisión basa su interpretación en aspectos geoquímicos que se exponen brevemente (para más detalles remitirse al capítulo 7). Las unidades volcánicas de interés para realizar las dataciones corresponden a la parte superior de MRH, la parte basal de la serie LCO y de la serie UCO y la parte superior de la serie URH (Fig. 8.2). La caracterización de estas unidades se presenta con más detalle en la Tabla 8.1. Esta elección de unidades se hizo en función de los medios disponibles para realizar dataciones y los objetivos fundamentales, que se resumen en una precisa y correcta datación del evento peralcalino y las unidades inmediatamente infra y suprayacentes, e indirectamente por interpolación, la datación de las mineralizaciones de manganeso contenidas en esta parte de la secuencia volcanoestratigráfica.

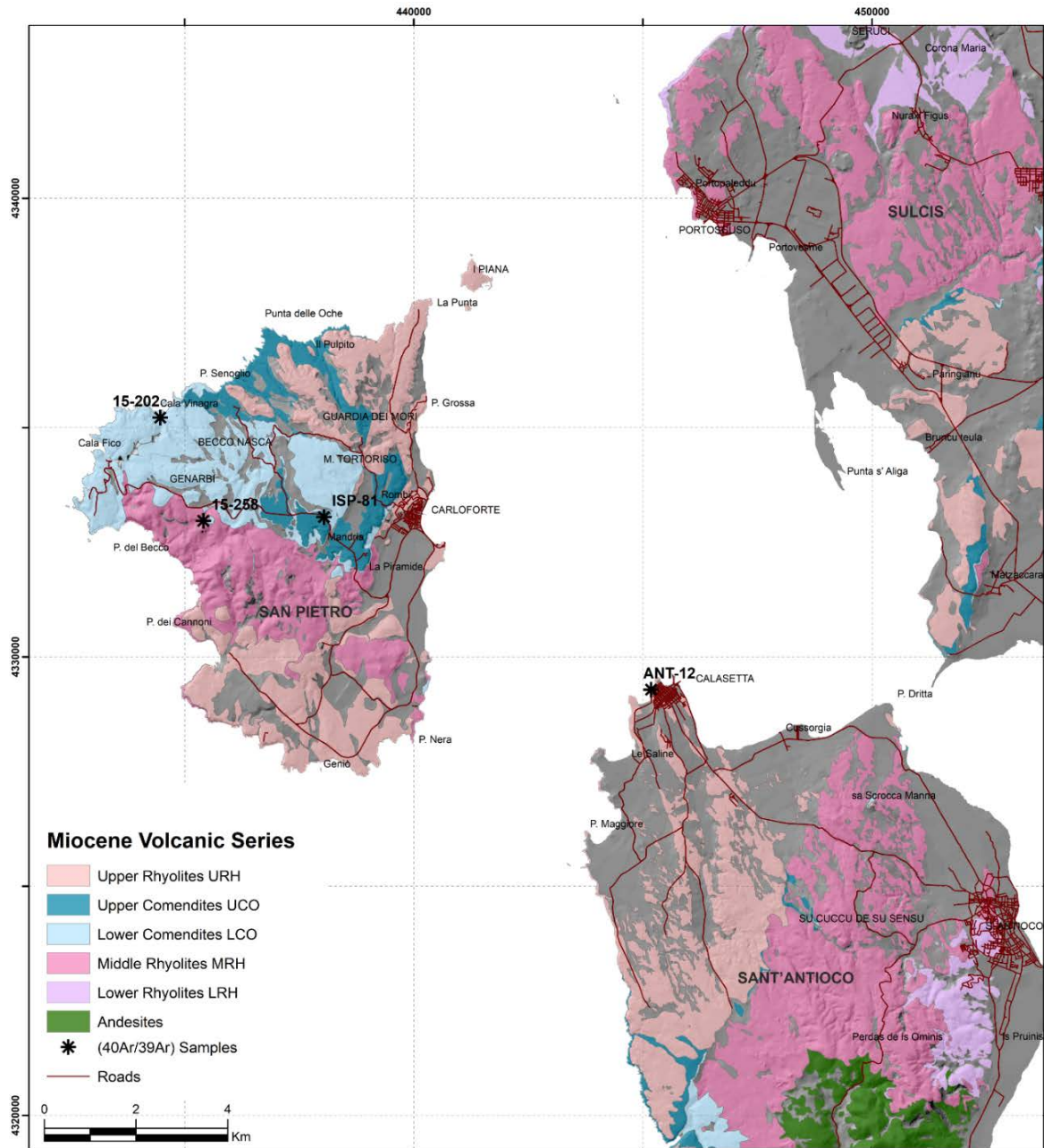


Fig. 8.2 Mapa geológico con ubicación de muestra para estudios geocronológicos por método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La sucesión volcánica del Mioceno del SO de Cerdeña presenta una secuencia volcanoestratigráfica que va desde andesitas a riolitas (incluidas las comenditas). Las muestras datadas quedan comprendidas entre las series MRH hasta URH y corresponden a la Unidad Matzaccara (MZ), Cala Vinagra (LCO1-D), el vitrófiro basal de Monte Ulmus (UCO1-C) y Calasetta (CT).

Tabla 8.1: Vulcanoestratigrafía del SO de Cerdeña y muestras geocronológicas (columna generalizada para el Entrotterra Sulcitano, las islas de Sant'Antioco y San Pietro). Se presentan los nombres formales de las unidades y sus acrónimos. La Unidad Serra di Paringianu (SP) es reemplazada por el nombre Calasetta (CT). *Tipo de roca según diagrama TAS (Le Bas et al., 1986). Descripción de características litoestratigráficas El grado de soldadura se define de acuerdo con Mundula et al. (2009).

Volcanic succession			Lithostratigraphic features		Geochronological samples (this work)				
Series in this work	Units after Gisbert and Gimeno (2017)		Composition (TAS*)	Lithofacies	Sample	Units	Subunit	Level	Location
URH	CL/PG	Le Colonne / Punta Geniò	Rhyolite	Ignimbrites and cinerites					
	PM	Punta Mingosa	Rhyolite	Ignimbrite and cinerites					
	SP	Serra di Paringianu	Rhyolite	Ignimbrite	ANT-12	CT	CT	Eutaxitic and strongly welded level	Calasetta (SA)
	PA	Paringianu	Rhyolite	Ignimbrites and cinerites					
UCO	CF	Carloforte	Comendite	Ignimbrite					
	MU	Monte Ulmus	Comendite	Ignimbrite	ISP-81	MU	UCO1-C	Pink vitrophyre level	Gioia, SP104 (SP)
LCO	CO	Comendites	Comendite	Ignimbrites, cinerites, lava flows, domes and epiclastic layers	15-202	CO	LCO1-D	Dome	Cala Vinagra (SP)
MRH	MZ	Matzaccara	Rhyolite	Ignimbrite and cinerites	15-258	MZ	MZ	Slightly welded level	Becco-Capo Rosso (SP)
	MCR	Montagna di Capo Rosso	Rhyolite	Ignimbrite					
	PC	Punta dei Cannoni	Rhyolite	Ignimbrites					
	NUR	Nuraxi	Rhyolite	Ignimbrite					
	CA	Conca is Angius	Rhyolite	Ignimbrite					
	MC	Monte Crobu	Rhyolite	Ignimbrite					
LRH	MLN	Monte La Noce	Rhyolite	Ignimbrite, cinerites and lava flows					
	SE	Seruci	Rhyolite	Ignimbrite					
	AC	Acqua sa Canna	Dacite/Trachydacite	Ignimbrites					
	LE	Lenzu	Rhyolite	Ignimbrite					
	CM	Corona Maria	Dacite/Trachydacite	Ignimbrite					
AND	AND	-	Basalticandesite and Andesite	Lava flows, domes and breccias					

8.3 Características geoquímicas de muestras geocronológicas

Los datos geoquímicos reportados en este apartado provienen de nuevas muestras estudiadas en esta tesis y en trabajos previos (Morra et al., 1994; Gimeno et al., 2000; Pioli, 2003; Ronga, 2011; Gisbert y Gimeno, 2017).

En este capítulo se hace una revisión de las concentraciones de elementos mayoritarios (óxidos wt%) determinados en roca total para las muestras seleccionadas para datación

por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Las rocas fuertemente silicificadas y argilizadas, como así también los fragmentos líticos (o muestras muy ricas en éstos) y pumitas se excluyeron de este análisis. Los análisis químicos se realizaron en los Centros Científicos y Técnicos (CCiT) de la Universidad de Barcelona (UB) mediante fluorescencia de rayos X (dilución 1:20 en discos fundidos de tetraborato de litio) y la pérdida de volátiles por calcinación (*Loss on Ignition*, LOI).

En Tabla 8.2 se presenta la composición química determinada en las cuatro muestras con nuevas edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. En una primera evaluación se ha dividido al grupo de riolitas del SO de Cerdeña mediante el índice de alcalinidad (AI) determinado por la relación molar $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$. Las rocas peralcalinas se definen por un $\text{AI}>1$ (Shand, 1927; Marks y Markl, 2017). Esto es lo que se observa, en promedio, para las series LCO y UCO en la Fig. 8.3.

Tabla 8.2: Composición química de roca total en muestras geocronológicas. Datos determinados por FRX (detalles en sección 19.5.2.2, Anexo IV) y LOI a 950°C, en el laboratorio CCiT-UB, España. *Después de Gisbert y Gimeno, (2017). AI=Índice de alcalinidad.

Samples	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	AI
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
ANT-12*	70.08	0.37	14.96	2.46	0.02	<LL	0.72	4.46	5.36	0.05	0.48	98.95	0.9
15-202	75.74	0.16	11.26	2.93	0.07	0.15	0.06	4.43	4.58	0.02	0.58	99.96	1.1
ISP-81*	72.07	0.14	12.69	3.01	0.02	0.15	0.07	4.42	4.94	0.03	0.89	98.41	1.0
15-258	69.25	0.49	14.98	2.41	0.13	0.49	0.68	4.22	5.48	0.02	1.63	99.78	0.9

Las riolitas muestran un incremento en el valor promedio de AI desde la serie baja a la serie alta (LRH=0.7, MRH=0.8, URH=0.9). Este incremento progresivo se manifiesta en el aumento de alcalis (Na₂O+K₂O; más marcado en el caso del K₂O) y disminución de Al₂O₃. Los valores atípicos inferiores de la serie UCO están evidenciando la pérdida de Na₂O en el vitrófiro basal de la Unidad Monte Ulmus durante la soldadura, desgasificación, desvitrificación temprana e hidratación durante el rápido enfriamiento, como se ha observado en otros vitrófirios en la columna estratigráfica (Gimeno et al., 2003).

En la serie MRH estos valores atípicos corresponden a la Unidad Conca is Angius; mientras que en la serie URH corresponden a la Unidad Paringianu, cuya base caracterizada por un nivel de cenizas (*ash flow*) contiene evidencias sedimentológicas y de litofacies de emplazamiento en contacto con agua (subacuático en su base). Ambas unidades están fuertemente desgasificadas, con estructuras de tipo *pipe*, abundantes líticos y en muchos casos con intensos procesos de desvitrificación que demuestran alteraciones significativas. Una revisión de las concentraciones promedio de FeO total (en adelante FeOt), menos móvil en los procesos antes mencionados, muestra que los valores son ligeramente

mayores en las comenditas, principalmente en LCO (3.41 wt%) en comparación con UCO (2.83 wt%). Las riolitas muestran una tendencia de disminución de FeOt hacia el techo de la columna (Fig. 8.4) siguiendo como se ve en las series LRH (3.68 wt%), MRH (2.43 wt%) y URH (2.15 wt%)

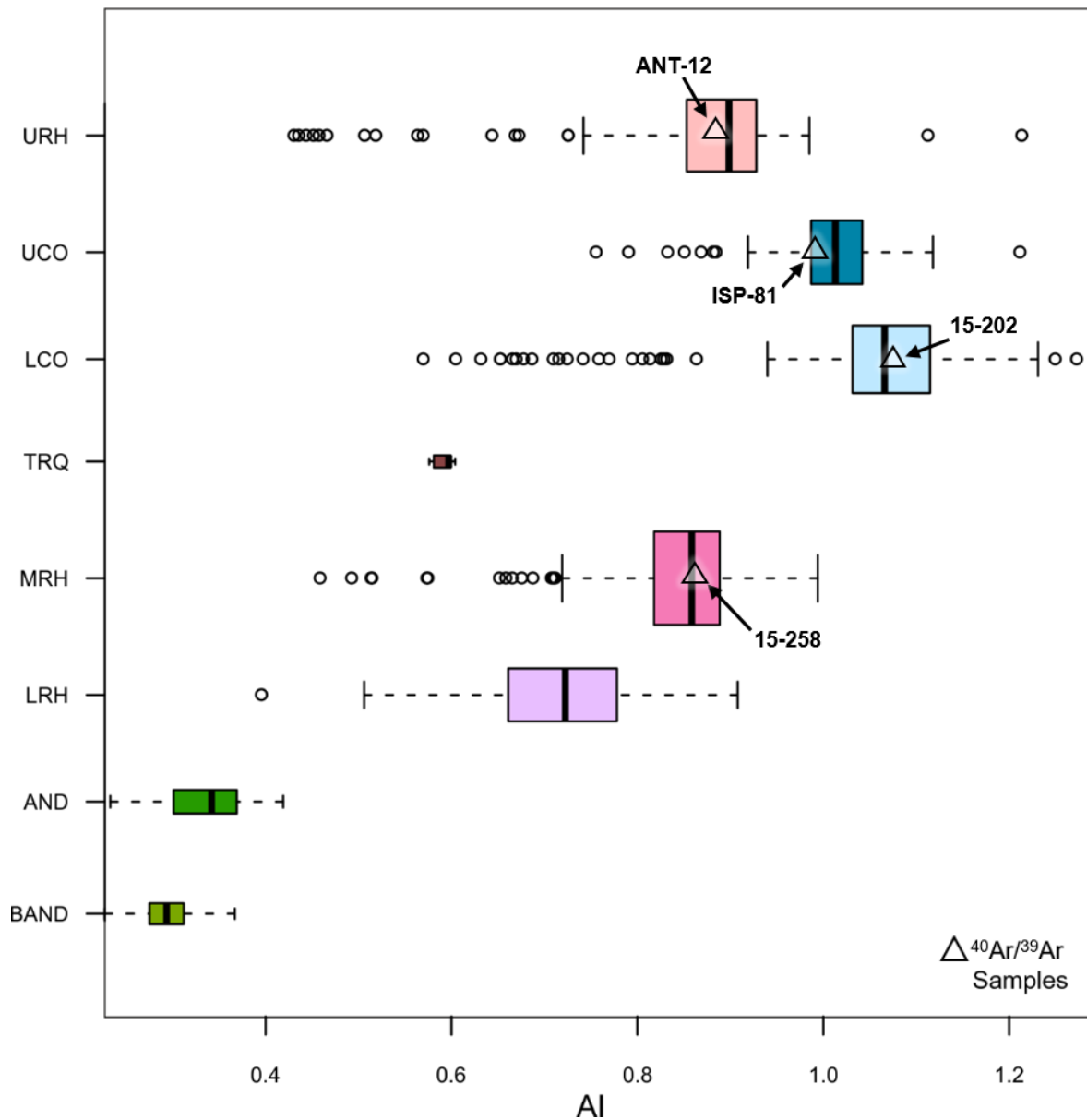


Fig. 8.3: Diagrama de cajas y bigotes *-box-plot-* (Benjamini, 1988; Janoušek et al., 2006) con el índice agpaítico (AI) de secuencia volcánica de la región del Sulcis. Los círculos representan valores atípicos que corresponden a las Unidades Conca is Angius (CA), Paringianu (PA) y Monte Ulmus (vitrófiro MU), principalmente.

La concentración de SiO_2 va en aumento desde LRH (66.57 wt%) hasta URH (70.78 wt%) con los valores medios más altos para las series comendíticas (73.95 wt%). En el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986), donde estas características también están bien identificadas, se

observa que entre la serie inferior y media de las riolitas hay una tendencia transicional (subalcalino a alcalino) hacia el campo traquítico, mientras que la parte alta de la serie riolítica muestra predominantemente composición alcalina (Fig. 8.5). Algunas unidades de la serie LRH a partir de Acqua Sa Canna hasta Monte La Noce y todas las unidades de la serie MRH muestran una composición calcoalcalina rica en K y con tendencia shoshonítica. Las mayores concentraciones de K_2O ocurren en las series MRH y URH con valores promedio de 5.42 wt% (calculado en 280 muestras) y 5.25 wt% (166 muestras), respectivamente. Las muestras desplazadas hacia valores superiores a 80 wt% de SiO_2 y menor relación $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ en el diagrama TAS, en la mayoría de los casos están silicificadas por procesos posteriores de alteración hidrotermal.

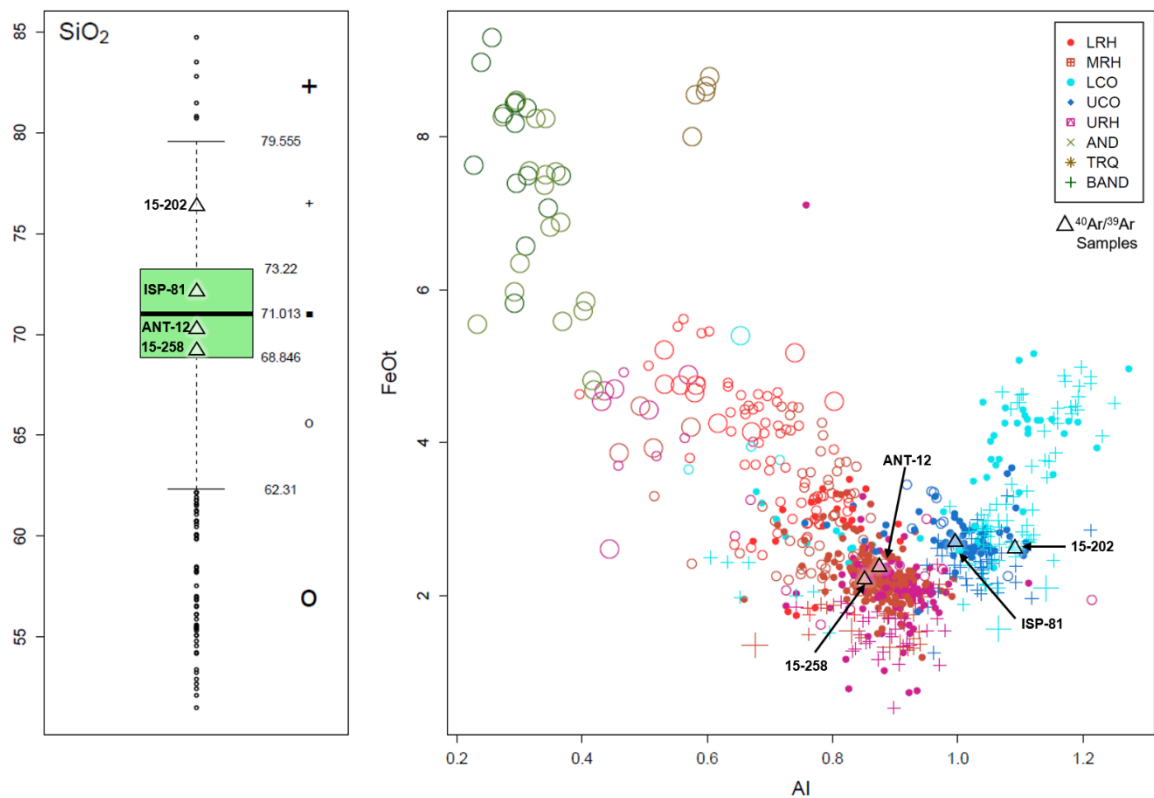


Fig. 8.4: Diagrama binario con tres variables y posición de las muestras datadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dentro de la secuencia volcánica del Sulcis. Se representa el índice de algaicidad (Al) contra el contenido de hierro total (FeOt wt%) proyectando a su vez las concentraciones de SiO_2 wt%. La saturación en sílice se representa mediante los símbolos (círculos y cruces) en una gradación de tamaños a partir del valor medio (p.ej. a mayor contenido de SiO_2 mayor tamaño de la cruz). Las rocas comendíticas de la serie inferior (LCO) comúnmente contienen >73 wt% de SiO_2 , siendo los productos más diferenciados dentro de la secuencia.

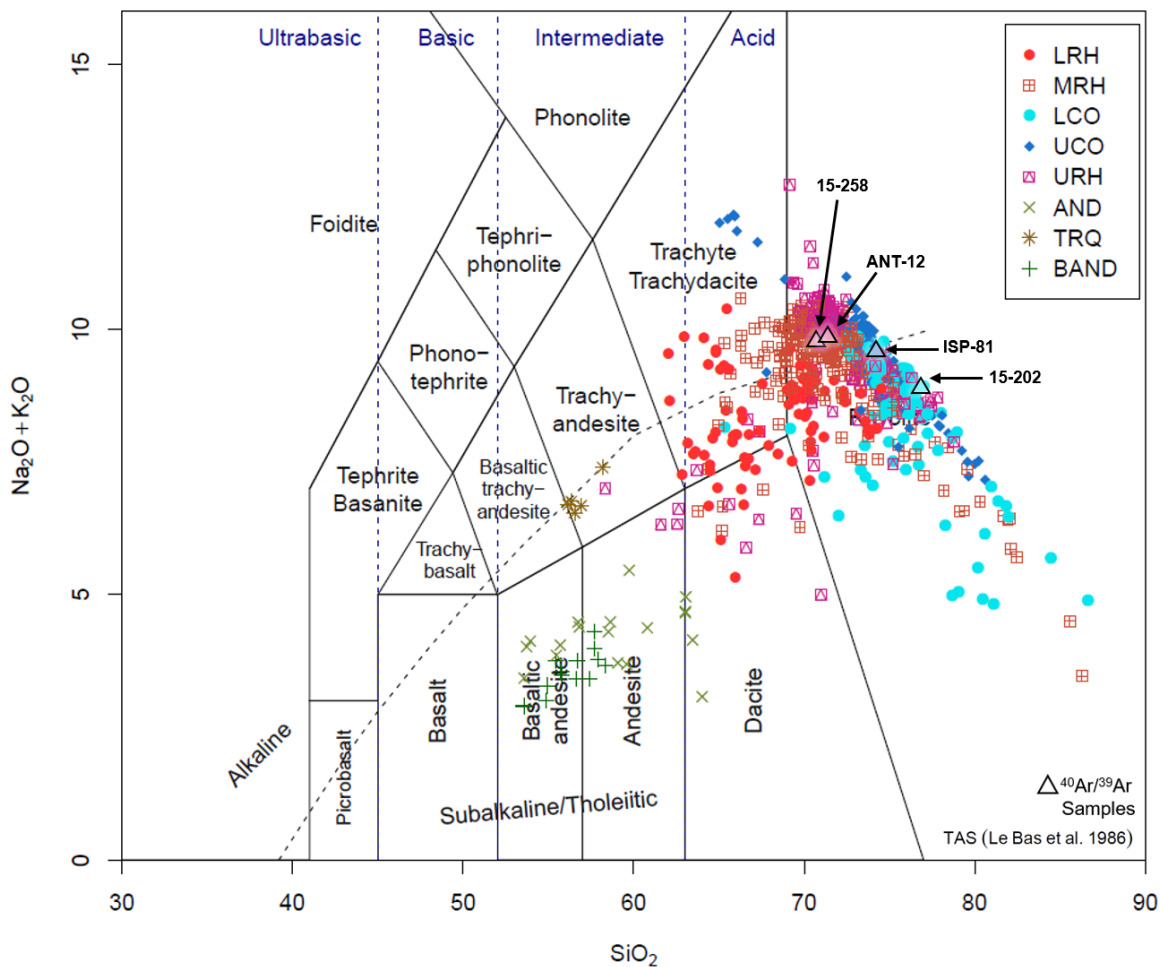


Fig. 8.5: Secuencia volcánica del Sulcis con énfasis particular en las riolitas MRH, URH y comenditas LCO y UCO, proyectadas en el diagrama TAS (Le Bas et al., 1986), curva de división para los campos subalcalino y alcalino de Irvine y Baragar (1971). Representación de las muestras datadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

8.3.1 Descripción de muestras para datación en sanidinas

Las rocas de esta sucesión volcánica fueron descritas previamente por numerosos autores (Araña et al., 1974; Assorgia et al., 1990a, b, c, 1992a, b, c, d, 1994, 1995; Garbarino et al., 1990a, b; Maccioni et al., 1990a, Morra et al., 1994; Mundula et al., 2009; Gisbert, 2012; Gisbert y Gimeno, 2017) como una sucesión de más de 500 m de espesor formada por flujos piroclásticos, ash flow, coladas lávicas, domos y niveles epiclásticos intercalados.

Las muestras forman parte de una colección de rocas de composición riolítica del SO de Cerdeña recolectadas en diferentes trabajos de campo en las islas de San Pietro (ISP-81, 15-202 y 15-258) y Sant'Antioco (ANT-12). Las cuatro unidades riolíticas presentadas en este trabajo en orden estratigráfico corresponden a Matzaccara, Comendita, Monte Ulmus y Calasetta (esta última denominada Serra de Paringianu por los autores anteriores). En este trabajo se utiliza la definición original (Assorgia et al., 1990a, b, c) como Unidad

Calasetta ya que la mejor representación de esta sucesión ignimbrítica está en la localidad homónima en la isla de Sant'Antioco.

8.3.1.1 Serie URH. Unidad Calasetta (CT). Subunidad nivel piroclástico fuertemente soldado (CT)

La Unidad piroclástica Calasetta (CT) constituye uno de los flujos piroclásticos de mayor volumen eruptivo hacia el final de la serie URH, su importancia radica en que tiene continuidad lateral en las dos islas menores y en el Entroterra Sulcitano. La unidad tiene un potente vitrófiro basal (CT-v) ampliamente distribuido en el SO de Cerdeña que permite una correlación estratigráfica inmejorable. La subunidad datada en Calasetta corresponde al nivel piroclástico fuertemente soldado (que se denomina igual que la Unidad CT), inmediatamente adyacente a la subunidad vitrófiro (Fig. 8.6 A). Las características petrológicas destacan una textura porfírica (Fig. 8.6 B) con fenocristales principalmente de plagioclasa (An_{10-31}) y anortoclasa (Or_{5-30}). Estas últimas suelen presentar textura glomeroporfírica y es frecuente también la presencia de coronas de sanidina (Assorgia et al., 1990a, 1992a; Gisbert, 2012, Gisbert y Gimeno, 2017). Los minerales accesorios son piroxenos y anfíboles. Esta subunidad se presenta extremadamente soldada con evidencias de reomorfismo como ha sido documentado por Mundula et al. (2013).

8.3.1.2 Serie UCO. Unidad Monte Ulmus (MU), Subunidad vitrófiro basal (UCO1-C)

La Unidad piroclástica Monte Ulmus (MU), caracterizada como *high-grade reomorphic ignimbrite* por Mulas et al. (2011) parte con un vitrófiro basal (denominado en este trabajo *upper comendite one* - UCO1), el cual fue datado para marcar el inicio de esta serie. Los niveles sucesivos que componen la unidad de enfriamiento corresponden a una subunidad rosada densamente soldada (UCO2), otra subunidad gris reomórfica (UCO3-A) y a techo la subunidad rica en bombas fuertemente silicificadas (UCO3-B). Es frecuente encontrar xenolitos carbonáticos (hasta 3 cm de diámetro) concentrados principalmente en el vitrófiro (Carrazana et al., 2018) y menos abundantes en UCO3. El vitrófiro, objeto de estudio para las dataciones se compone de tres partes muy distintivas a escala de afloramiento. De base a techo, el vitrófiro es negro y se denomina UCO1-A (10 a 20 cm de potencia), existe una zona intermedia de color marrón denominada UCO1-B (0.20 a 1 m de potencia) y una zona más rosada (Fig. 8.6 C y D), que corresponde al intervalo datado, que llamamos UCO1-C (1 a 2 m de potencia). La subunidad UCO1 presenta exclusivamente fenocristales de sanidina (Or_{37-41}) de hasta 2 mm (Mulas 2012; Gisbert 2012). En la subunidad con reomorfismo la mineralogía más frecuente es cuarzo, sanidina, clinopiroxenos y anfíboles

sódicos (Mundula et al., 2009; Gisbert y Gimeno, 2017). En la isla de San Pietro, el vitrófiro basal y la subunidad piroclástica rosada densamente soldada predominan en extensión areal y potencia (las unidades UCO3-A y B no afloran), mientras que en la isla de Sant'Antioco la unidad de enfriamiento está completa, con los mayores espesores principalmente en la subunidad reomórfica seguida por el nivel rico en bombas.



Fig. 8.6: Vista de afloramientos y ubicación de las muestras datadas. A) Unidad Calasetta con un vitrófiro basal (CT-v) sucedido de un nivel fuertemente soldado (CT). B) La muestra se obtuvo en la localidad de Calasetta en la isla de Sant'Antioco. C) Secuencia de riolitas peralcalinas, donde se observa el contacto entre la serie LCO y UCO. En algunos sectores el contacto se identifica por un horizonte de alteración caracterizado por arcillas y limonitas. D) Unidad Monte Ulmus, subunidad rosada del vitrófiro basal (UCO1-C) obtenida en la isla de San Pietro.

8.3.1.3 Serie LCO. Unidad Comendita (CO), Subunidad Cala Vinagra (LCO1-D)

La subunidad LCO1-D que fue datada corresponde al domo subacuático de Cala Vinagra (Fig. 8.7 A) y pertenece a la base de la Unidad Comendita (CO), aflorante sólo en la isla de San Pietro. Se identificaron al menos 3 domos en la zona de estudio, algunos de los cuales están fuertemente brechados hacia techo. Presentan una marcada foliación magmática y parte de ella aloja mineralización de manganeso (por ejemplo el domo de Cala Fico). Estos domos-coladas corresponden a los productos iniciales de la actividad magmática peralcalina. Petrográficamente se caracteriza por contener cuarzo, sanidina y anfíboles sódico-cálcicos en la matriz y más sódicos en una etapa tardía asociada con la desgasificación (fase vapor). Los cristales de sanidina macroscópicamente presentan iridiscencias de color azul muy características y alcanzan los 5 mm (Fig. 8.7 B) pudiendo abarcar el 70% del volumen total de cristales en la roca (Cioni y Funedda 2005).

8.3.1.4 Serie MRH. Unidad Matzaccara (MZ). Nivel piroclástico moderadamente soldado (MZ)

La Unidad Matzaccara (MZ) pertenece a la última unidad de enfriamiento que representa la serie de riolitas medias (MRH) y se caracteriza por dos tipos de depósitos piroclásticos. Uno de menor potencia y del tipo *ash fall*, más frecuente en la Isla de Sant'Antioco y el Entrotterra Sulcitanto. El segundo más voluminoso corresponde a un nivel ignimbrítico moderadamente soldado (más representativo de la isla de San Pietro), caracterizado por una mineralogía principal de plagioclasa (An_{21-45}) que con menos frecuencia muestra sobrecrecimientos de sanidina (Gisbert 2012). La presencia de Biotita color bronce es abundante y es uno de los aspectos más distintivos de este nivel. A este nivel corresponde la muestra para geocronología (MZ). Existen sectores de MZ donde la unidad ignimbrítica se ve afectada por fluidos hidrotermales que producen distintos grados de alteración (argilización y silicificación) asociados con mineralizaciones tipo estratiforme (mantos) de óxidos de Mn-Fe y jaspes en el contacto inferior con esta unidad (p.e., Mina Becco-Capo Rosso). También afectando directamente al nivel ignimbrítico con el desarrollo de un sistema mineralizante tipo stockwork de óxidos de Mn-Fe (p.e., Mina La Piramide). En estos eventos mineralizantes se han medido inclusiones fluidas con rangos de temperatura de 150°-350°C (ver apartado 11.2.7). Es importante destacar que la muestra tomada para datación se recolectó en una zona distal (Fig. 8.7 C y D) para garantizar una muestra fresca o con el menor efecto de hidrotermalismo.

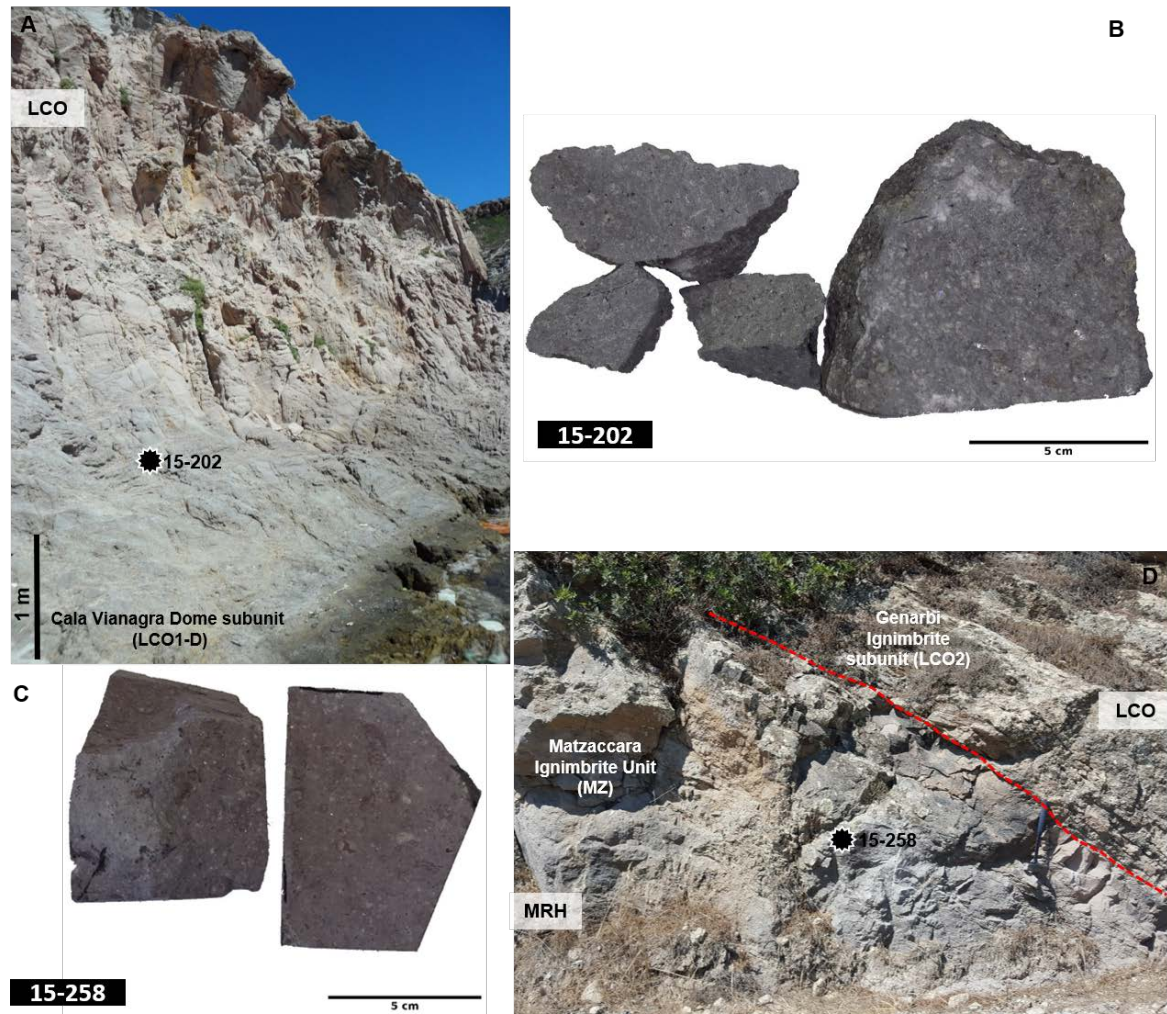


Fig. 8.7: Vista de afloramientos y ubicación de muestras datadas en la isla de San Pietro. A) domo comendítico de Cala Vinagra, subunidad que marca la base de la serie LCO. B) muestra 15-202 de Cala Vinagra para datación. C) muestra 15-258 para datación correspondiente al nivel moderadamente soldado de la Unidad Matzaccara. D) Contacto entre la parte superior de MRH y la parte inferior de LCO (subunidad comendítica Genarbi).

8.4 Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la secuencia riolítica

Este apartado comprende la descripción del método de datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y los resultados de las cuatro muestras de riolitas comprendidas entre las series MRH hasta URH, incluyendo las rocas comendíticas.

8.4.1 Metodología

Cuatro muestras de roca total con pesos comprendidos entre 700 g y 1000 g (Fig. 8.6 B-D y Fig. 8.7 B-C) fueron enviadas al laboratorio comercial ALS minerals (Sevilla, Spain) bajo el protocolo AR-ISTP01. Posteriormente las muestras fueron derivadas a OSU Argon Geochronology Lab (*Oregon State University*) donde se realizó la separación de las fases

minerales y la determinación de las edades según especificaciones detalladas en <http://geochronology.coas.oregonstate.edu/sample-preparation-and-amounts/> [Consulta: 10/01/2020]. Las muestras se irradiaron en el Centro de Radiación OSU en el reactor experimental TRIGA y el análisis consistió en experimento de calentamiento incremental en cristal unico (*single crystal incremental heating experiments*) con 30 a 45 pasos en un espectrómetro de masas multicolector Thermo Scientific ARGUS VI con cinco detectores Faraday fijos y un multiplicador de electrones CuBe con conteo de iones.

Las muestras fueron enviadas en marzo de 2017 y analizadas entre el 25 y 27 de diciembre de 2017. El monitor mineral utilizado fue *Fish Canyon Tuff Sanidine* (FC) Kuiper et al. (2008) (28.201 ± 0.023 Ma 1σ) y la ecuación de edad según Min et al. (2000). Información adicional de las constantes utilizadas en el análisis y otros parámetros sugeridos en Renne et al. (2009) son presentados como anexos independientes. La información complementaria de este capítulo se adjunta exclusivamente por medio digital (pdf) debido al gran volumen de datos que dificulta su correcta lectura si no se abordan en su contexto general. Estos documentos están disponibles de manera independiente a este volumen monográfico. Los resultados entregados por el laboratorio se basan en los cálculos de edades mediante *software* ArArCALC (Koppers, 2002).

Debido a la incompatibilidad de sistemas para las versiones de Excel, se realizaron cálculos propios con los datos entregados por el laboratorio (estos pueden consultarse también en la información complementaria) mediante el *software* IsoplotR (Vermeesch, 2018) programado en R bajo la versión 3.1 del 30 de octubre 2019. Los resultados son prácticamente idénticos entre ambos *software*. Para el cálculo de las edades plateau se usa la media ponderada (*weighted mean*). IsoplotR utiliza una versión modificada del criterio de Chauvenet para la detección de valores atípicos (Vermeesch, 2018). Si las incertidumbres analíticas son pequeñas en comparación con la dispersión entre las fechas, entonces este algoritmo generalizado se reduce al criterio convencional de Chauvenet. Si las incertidumbres analíticas son grandes y los datos no exhiben ninguna sobredispersión, entonces el método de detección de valores atípicos heurísticos es equivalente al método '2-sigma' modificado de Ludwig (2003a, b). Para el cálculo de la edad mediante isócrona inversa usamos el modelo 1 (uno) de regresión de máxima verosimilitud, utilizando el algoritmo de mínimos cuadrados ponderado por error modificado de York et al. (2004). Este algoritmo tiene en cuenta las incertidumbres analíticas y las correlaciones de errores, bajo el supuesto de que la dispersión entre los puntos de datos es causada únicamente por la incertidumbre analítica (Vermeesch, 2018). La relación de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de la atmósfera terrestres utilizada en los cálculos es de 295.50 ± 0.70 (Kuiper, 2002).

8.4.2 Resultados

A techo de la columna estratigráfica la unidad Calasetta (ANT-12) da una edad plateau de 15.35 ± 0.04 Ma (Fig. 8.8 A) con 9 pasos consecutivos que incluyen el 70% de ^{39}Ar . El valor de la desviación media ponderada al cuadrado (MSWD *mean square weighted deviation*) es 1.72 y está dentro del rango de tolerancia del 95% del nivel de confianza para los grados de libertad de la población estudiada ($n=8$, 0.18-1.99). La relación $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ inicial es levemente superior 300.31 (Fig. 8.8 B) a la relación del argón atmosférico y la edad de isócrona inversa es levemente inferior a la edad plateau. Se reporta un ligero exceso de argón.

El vitrófiro basal de la Unidad Monte Ulmus (ISP-81) tiene una edad plateau de 15.72 ± 0.04 Ma (Fig. 8.8 C) determinada con 14 pasos consecutivos que incluyen el 66% de ^{39}Ar . El valor MSWD=1.73 está dentro del rango de tolerancia del 95% del nivel de confianza para los grados de libertad de la población estudiada ($n=13$, 0.32-1.78). La relación $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ inicial es 294.97 es levemente inferior (Fig. 8.8 D) a la relación del argón atmosférico y la edad de isócrona inversa es concordante con la edad plateau. Se reporta un ligero exceso de argón.

La subunidad inferior de las comenditas que corresponde al domo de Cala Vinagra (15- 202) tiene una edad plateau de 15.95 ± 0.04 Ma (Fig. 8.9 A) determinada con 16 pasos consecutivos que incluyen el 99% de ^{39}Ar . El valor MSWD=1.65 está dentro del rango de tolerancia del 95% del nivel de confianza para los grados de libertad de la población estudiada ($n=15$, 0.35-1.73). La relación $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ inicial 293.70 es inferior (Fig. 8.9 B) a la relación del argón atmosférico y la edad de isócrona inversa es concordante con la edad plateau.

Finalmente, la unidad más baja en la serie estudiada, que corresponde a la ignimbrita riolítica de Matzaccara (15-258) tiene una edad mini-plateau de 15.72 ± 0.04 Ma (Fig. 8.9 C) determinada con 16 pasos consecutivos que incluyen el 43% de ^{39}Ar . El valor MSWD=1.24 está dentro del rango de tolerancia del 95% del nivel de confianza para los grados de libertad de la población estudiada ($n=13$, 0.32-1.78). También se reporta un ligero exceso de argón para MZ.

Todas las muestras datadas cumplen el supuesto de que las incertidumbres se han estimado correctamente, de acuerdo con los rangos de aceptación para MSWD (Reiners et al., 2017). Los resultados de los parámetros estadísticos obtenidos se presentan en la Tabla 8.3.

Tabla 8.3: Resultados y parámetros estadísticos de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en esta tesis.

Tabla 8.3: Resumen de las nuevas edades por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Resultados obtenidos mediante Incremental Heating experiment con método de extracción Bulk Laser Heating. Constantes $40\text{K} = 5.530 \pm 0.048 \text{ E-}10 \text{ 1/a}$, Desintegración $40\text{K}(\text{EC}, \beta^+) = 0.580 \pm 0.009 \text{ E-}10 \text{ 1/a}$, Desintegración $40\text{K}(\beta^-) = 4.950 \pm 0.043 \text{ E-}10 \text{ 1/a}$. Software IsoplotR usado para el cálculo de las edades según Vermeesch (2018).

Sample Information				Results				Plateau				Inverse Isochron							
Sample & Sampling Point (UTM 32S)	Sardinia SW	Rock Type	Volcanic Series	Material Phase	Age Type	Age Interpretation	N	n	Age $\pm 2\sigma$	MSWD	^{39}Ar %	K/Ca $\pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$	MSWD	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ intercept $\pm 2\sigma$				
ANT-12 445181 4329283	SA	Rhyolite Ignimbrite	URH	PI	Plateau	Eruption Age*	30	9	15.35	0.039	1.72	70	0.34	0.003	15.34	0.039	0.82	300.31	1.704
ISP-81 438042 4333049	SP	Comendite Ignimbrite	UCO	Sa	Plateau	Eruption Age*	45	14	15.72	0.041	1.73	66	25.79	0.127	15.72	0.041	1.87	294.97	2.877
15-202 434469 4335217	SP	Comendite Dome	LCO	Sa	Plateau	Eruption Age	28	16	15.96	0.041	1.65	99	139.59	4.545	15.96	0.041	1.74	293.70	3.552
15-258 435409 4332965	SP	Rhyolite Ignimbrite	MRH	PI	Mini Plateau	Eruption Age*	30	16	16.18	0.042	1.24	43	0.15	0.001	16.18	0.042	1.22	294.32	0.920

Referencias en la Tabla: SA= Isla de Sant'Antioco, SP= Isla de San Pietro, MRH= serie media de riolitas (middle rhyolite), URH= serie alta de riolitas (upper rhyolite), LCO= serie baja de comenditas (lower comendite), UCO= serie alta de comenditas (upper comendite), PI= plagioclasa, Sa= sanidina. *Ligero exceso de argón, MSDW= desviación media ponderada cuadrada (mean square weighted deviation), n= número de pasos usados en el cálculo de la edad, N= número total de pasos de calentamiento.

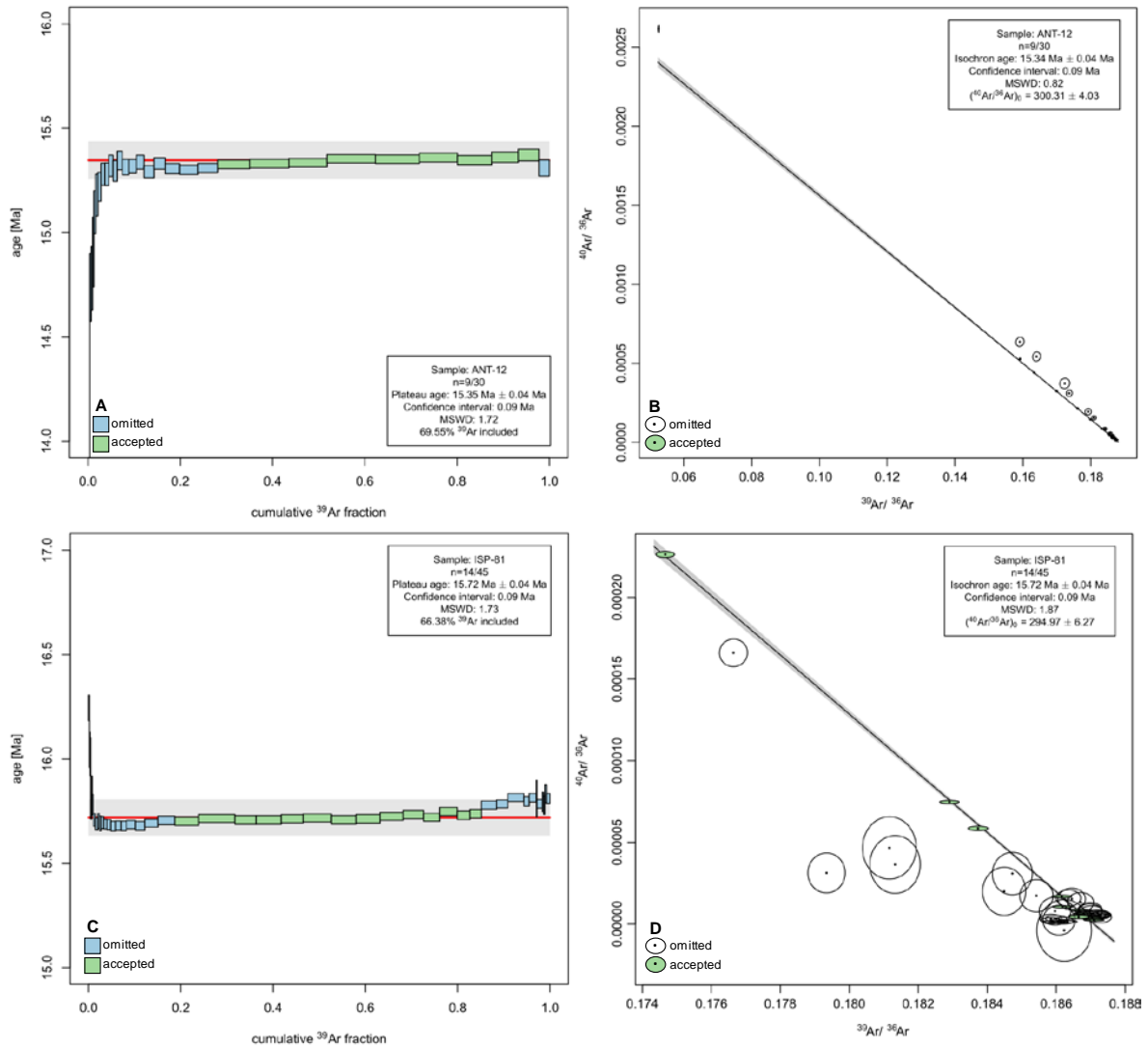


Fig. 8.8: Espectros de liberación de argón e isócronas inversas para muestras ANT-12 (A-B) e ISP-81 (B-C). Las barras y elipsoides verdes corresponden a los mismos datos para diferentes métodos de cálculo de edad. Las barras azules claras y las elipses blancas corresponden a datos no considerados en el cálculo de edad. El área gris muestra el intervalo de confianza del 95% para el valor medio ponderado y la isócrona, incluidos los errores sistemáticos.

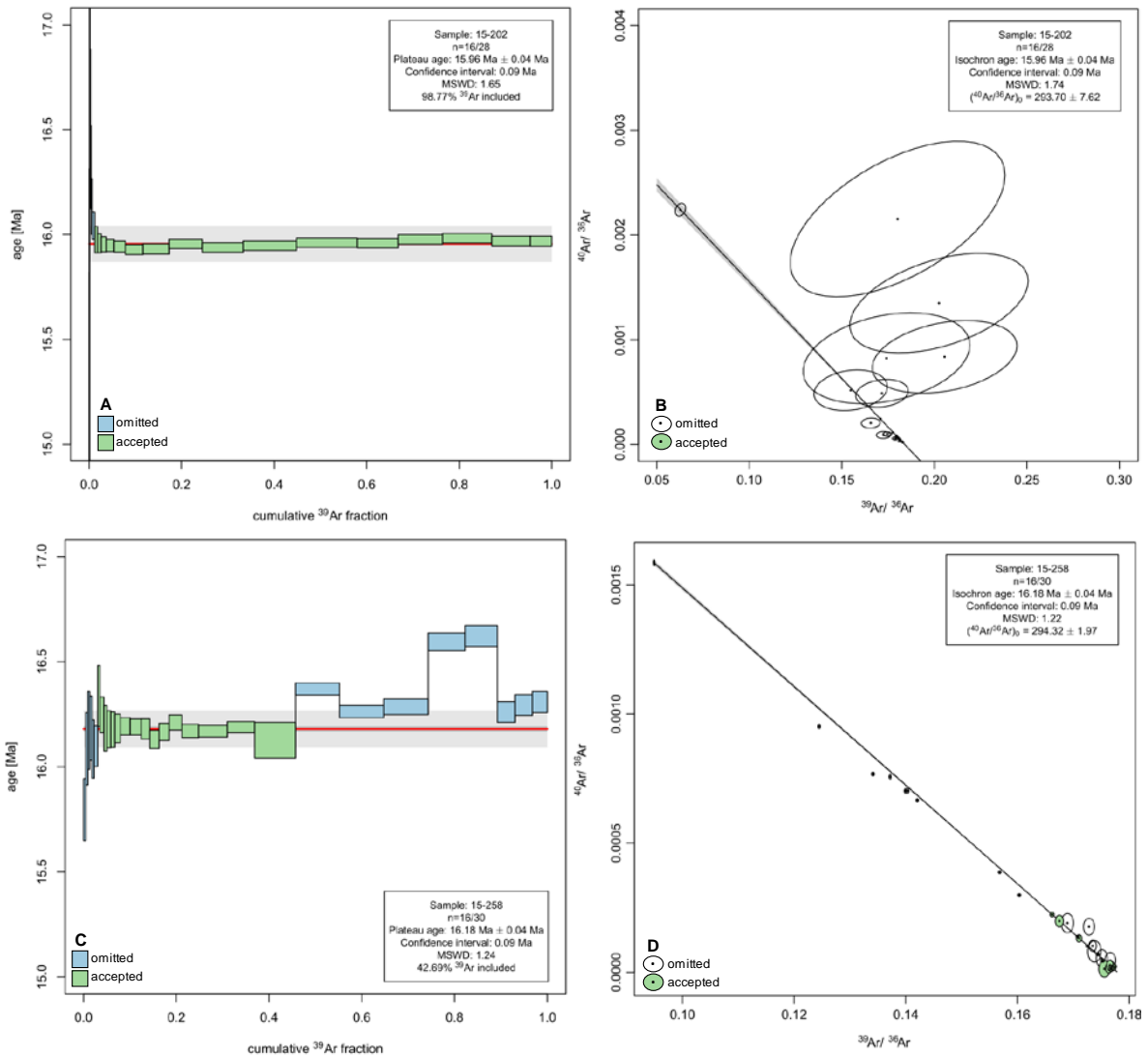


Fig. 8.9: Espectros de liberación de argón e isócronas inversas para muestras 15-202 (A-B) y 15-258 (B-C). Las barras y elipsoides verdes corresponden a los mismos datos para diferentes métodos de cálculo de edad. Las barras azules claras y las elipses blancas corresponden a datos no considerados en el cálculo de edad. El área gris muestra el intervalo de confianza del 95% para el valor medio ponderado y la isócrona, incluidos los errores sistemáticos.

8.5 Recálculo de edades publicadas previamente

En este apartado se describen los aspectos generales relacionados a las técnicas de datación de K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, y se explica con detalle la metodología empleada para recalculer las edades publicadas previamente en la literatura según los cambios más actuales sobre los valores de las constantes de desintegración y los parámetros relacionados con cada método. Según Mercer y Hodges (2016) los constantes cambios en las variables que permiten monitorear los parámetros de irradiación necesarios para calcular edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ han dejado en evidencia que las fechas calculadas originalmente pueden no ser comparables con el conjunto de datos recientes. Con esto se añade la

complejidad cada vez mayor, relacionada al volumen de información generada con cada actualización de las variables, y el acceso a los artículos con los resultados de estos avances no siempre es simple o rápido.

8.5.1 Aspectos generales sobre las técnicas de datación con K y Ar

Las técnicas de datación K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se basan en el sistema isotópico $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, donde ^{40}K se desintegra de forma natural para producir ^{40}Ca y ^{40}Ar por desintegración beta (β^-) y captura de electrones (ϵ), respectivamente. Con el conocimiento de las abundancias relativas de los isótopos estables del potasio (^{39}K , ^{40}K , ^{41}K) y las constantes de descomposición β^- y ϵ de ^{40}K ($\lambda\beta$ y $\lambda\epsilon$), se puede determinar una edad K/Ar midiendo las concentraciones de K y ^{40}Ar radiogénico ($^{40}\text{Ar}^*$) en una muestra (Aldrich y Nier 1948; Renne et al., 2010; McDougall, 2014; Mercer y Hodges, 2016). En el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ^{39}Ar se forma a partir de ^{39}K por irradiación en un reactor nuclear. La cantidad de ^{39}Ar producida es proporcional a la cantidad de ^{39}K presente en la muestra, de esta manera conociendo las abundancias naturales de ^{39}K relativas a ^{40}K , se puede determinar la cantidad de ^{40}K y calcular la relación $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ y la edad (Kuiper, 2002). Para conocer el factor de conversión de ^{39}K a ^{39}Ar y para ocuparse de otras reacciones nucleares interferentes, se irradia una muestra de K/Ar conocida y sales puras de K y Ca junto con la muestra. La edad desconocida de la muestra se deriva en comparación con la muestra del monitor. Todas estas variables, incluido el peso atómico del potasio, y las edades de los monitores minerales se actualizan continuamente debido al avance tecnológico en búsqueda de una mayor precisión de los datos. Para recalcular las edades previas utilizamos el *software Argon Age Recalculator* diseñado por Mercer y Hodges (2016).

Concretamente las edades presentadas en este trabajo fueron obtenidas a fines de 2017, y para ese tiempo ya existían nuevas actualizaciones de edades de monitores minerales que modifican ligeramente los datos obtenidos. Estas nuevas variables no estaban incorporadas en ArAR v1.00.01 y corresponden a edades para el monitor FC *sanidine* de Jicha et al. (2016). Entendemos que ambos trabajos se realizaron en el mismo período y posiblemente el *software* fue publicado antes que el trabajo de Jicha et al. (2016). Se han agregado estos parámetros a la librería del *software* para poder generar una base de datos actualizada. Sin embargo, mientras se redacta este capítulo nuevas investigaciones y actualizaciones sobre las abundancias isotópicas de K fueron publicadas (Wang y Jacobsen, 2016; Morgan et al., 2018; Chen et al., 2019); estas no han sido usadas en nuestros cálculos y aún no han sido incorporadas en la librería del *software* ArAR que

cuenta con los datos más actuales según Renne et al. (2011) para las constantes β -, ϵ y ^{40}K ($\lambda\beta$ y $\lambda\epsilon$), y Böhlke et al. (2005) para los datos de abundancia de ^{39}K , ^{40}K , ^{41}K .

La base de datos de referencias bibliográficas que conforma este estudio contiene 47 edades K/Ar y 17 edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (que en adelante llamaremos edades originales publicadas por los autores, para diferenciarlas de las edades recalculadas). A continuación, se explica el tratamiento de estos datos y como se ha utilizado el *software* ArAR para evaluar las fechas existentes en la región del SO de Cerdeña en comparación con las nuevas edades presentadas por nosotros.

8.5.2 Edades de referencia K/Ar y procesamiento de datos

Las muestras seleccionadas para este estudio corresponden a cinco edades obtenidas de Araña et al. (1974) con abundancias isotópicas de K según Nier (1950), dos edades en Coulon (1977) con abundancias isotópicas de K según Garner et al. (1975), seis edades en Savelli et al. (1979) y ocho edades en Montigny et al. (1981) con abundancias isotópicas de K según Steiger y Jäger (1977), todas ellas fueron originalmente calculadas con las constantes de desintegración de K según Aldrich y Whetherill (1958). Doce edades de Boni et al. (1990); Garbarino et al. (1990a) y Maccioni et al. (1990a) fueron determinadas originalmente con las constantes de desintegración y las abundancias isotópicas de K según Steiger y Jäger (1977). Finalmente, dos edades de Cincotti et al. (1994) y Assorgia et al. (1995) junto a dos edades en Lecca et al. (1997) fueron originalmente obtenidas con las constantes de desintegración de K en Steiger y Jäger (1977) y las abundancias isotópicas de K en Endt (1990).

Estas 47 muestras corresponden a rocas volcánicas clasificadas por los autores desde basalto-andesitas hasta riolitas, incluyendo en este último grupo a las riolitas peralcalinas (comenditas) y 1 muestra traquítica; ubicadas principalmente en las islas de San Pietro, Sant'Antioco, la zona del Entrotterra Sulcitano, Sarroch, Cixerri, Villamassargia, Monte Sa Perda, Monte Turxionis e Isola del Toro. El rango de edades originales va desde los 28.5 a 13 Ma, estas edades fueron obtenidas a partir de roca total, vidrio y fases minerales como plagioclasas (Pl), hornblenda (Hbl), sanidina (Sa) y feldespatos alcalinos (Afs) (abreviaturas minerales según Whitney y Evans, 2010). El detalle de cada muestra y edad corregida para K/Ar son presentados junto con la información complementaria.

Las viejas constantes de desintegración (utilizadas originalmente por los autores) se introducen en el *software* junto a las nuevas constantes (Fig. 8.10). A su vez las viejas abundancias isotópicas se definen junto a las nuevas para completar el proceso de recálculo.

Fig. 8.10: Panel de recálculo de edades K/Ar con *software ArAR Recalculator*. Las edades están expresadas en Ma y los errores en 1σ .

La actualización de las edades K/Ar se realizaron con las constantes de desintegración de K de Renne et al. (2011) y las abundancias isotópicas de K de Böhlke et al. (2005). Luego de la corrección (sin propagación de errores externos) todas las edades envejecieron en diferentes proporciones y el rango de edades pasó a ser de 28.94 a 13.71 Ma, este envejecimiento equivale a 400 ka (1.4%) para las muestras más antiguas y 710 ka (5.5%) para las más jóvenes. Lo que equivale a un envejecimiento promedio de 3.4% para las edades K/Ar de la literatura. En la mayoría de los artículos de referencia sobre edades K/Ar la información necesaria para el recálculo fue obtenida satisfactoriamente, en casos menores se realizaron inferencias razonables, en función de la edad de la publicación y las constantes que existían en la literatura para ese momento. Los problemas más frecuentes de inferencias o suposiciones no corresponden a las constantes utilizadas sino a la ubicación espacial de las muestras y su litología o posición volcanoestratigráfica. Este es el caso de la serie andesítica estudiada, la cual carece de orden estratigráfico y sólo se las ha colocado en función de su cronología reportada por la edad, de más antigua a más reciente, para facilitar la lectura.

8.5.3 Edades de referencia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y procesamiento de datos

Las edades obtenidas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ están en función del monitor mineral utilizado, y en este sentido el recálculo de las edades difiere con lo expuesto anteriormente para K/Ar (Fig. 8.11). El tratamiento de los datos se hizo en dos pasos. Primero se recalcularon las

edades de los autores de referencia con los datos que se presentan en la metodología para la determinación de las nuevas edades presentadas en este capítulo; constantes de desintegración de K según Min et al. (2000) y el ajuste para la edad del monitor mineral según Kuiper et al. (2008). En un segundo paso se recalculó con las constantes de desintegración de Renne et al. (2011) y con la nueva edad de FCs *sanidine* de Jicha et al. (2016), para evaluar las diferencias con estas referencias más recientes. Este último paso también incluye a las nuevas muestras que luego de ser recalculadas mostraron diferencias levemente rejuvenecidas entre -15 y -14 ka (Fig. 8.12 B).

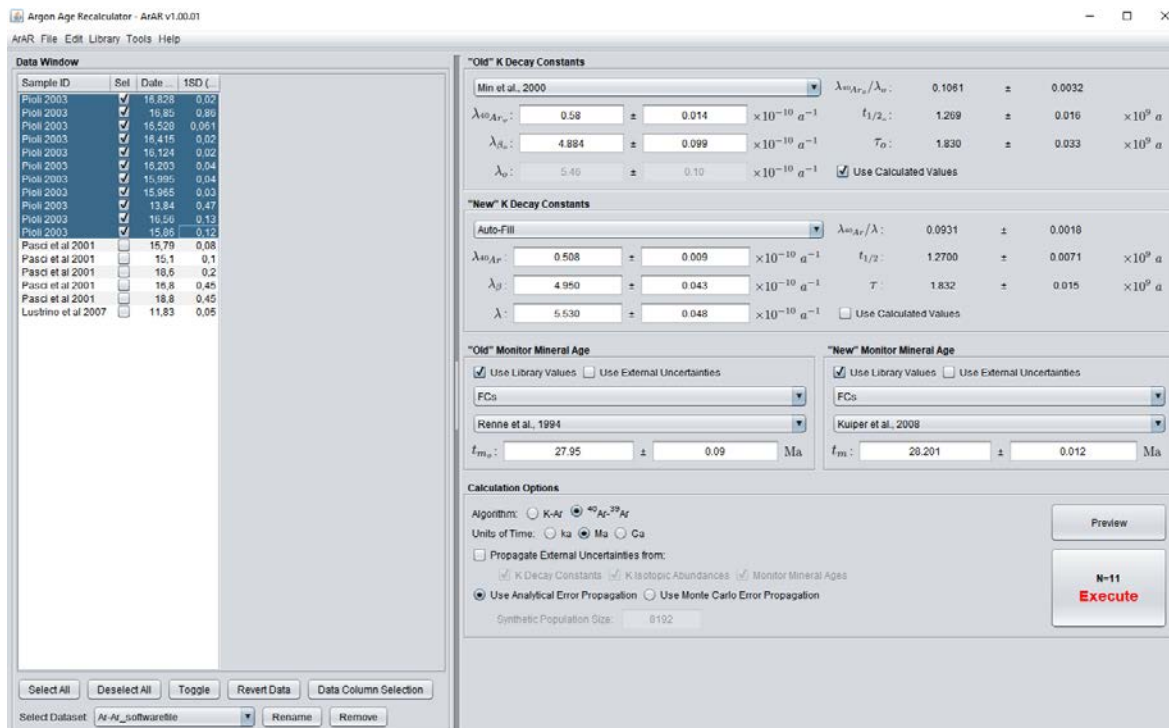


Fig. 8.11: Panel de recálculo de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ con *software ArAR Recalculator*. Edades expresadas en Ma y errores en 1σ . El campo *Auto-Fill* muestra la posibilidad de incluir variables propias de cada laboratorio.

Consideramos estas diferencias (-0.1%) no significativas para nuestras interpretaciones cronoestratigráficas, por lo que sólo exponemos las edades obtenidas con las variables tal como fueron obtenidas en el OSU Argon Geochronology Lab. Es posible consultar los recálculos de las muestras de ésta tesis en la información complementaria.

Las 17 muestras seleccionadas de la literatura corresponden a rocas volcánicas clasificadas por los autores como basalto-andesitas (en menor proporción) y cantidades mayores de riolitas incluyendo al grupo de comenditas, también se presenta una edad para traquitas alcalinas. Las muestras provienen principalmente de las islas de San Pietro, Sant'Antioco, Entrotterra Sulcitano e Isola del Toro. El rango de edades originales va desde

los 18.80 a 11.83 Ma, obtenidas a partir de plagioclasa, anortoclasa y sanidina. El detalle de cada muestra y edad corregida para $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se presenta junto con la información complementaria.

Cinco muestras con edades en Pasci et al. (2001) también son presentadas en las notas ilustrativas de la carta geológica de Italia, hoja 564 de Carbonia (Pasci et al., 2010) y corresponden a edades de isócrona inversa para dos de ellas (Unidades Nuraxi y Calasetta), mientras que las tres muestras restantes (BAND, AND y CM) no tienen una descripción del tipo de edad obtenida. Las cinco muestras datadas (que entendemos forman parte del proyecto CARG) no contienen referencias de metodología, monitor mineral como así tampoco de las constantes utilizadas, por lo que en este trabajo se asume que las ecuaciones, fórmulas y edades de referencia corresponden a las existentes en la literatura (constantes de desintegración de Min et al., 2000 y edad de monitor mineral de Renne et al., 1998) de la época en que se publicaron los datos. Existen discrepancias respecto a la edad de Nuraxi, ya que en Pasci et al. (2001) se asigna una edad de 15.7 ± 0.2 (2σ), mientras que en la hoja 564 la edad es de 15.8 ± 0.2 (2σ) y para la misma muestra la referencia en Pioli y Rossi (2005) da una edad de 15.79 ± 0.16 (2σ). Hemos considerado esta última como válida para el recálculo de las edades.

Once muestras seleccionadas de Pioli (2003) corresponden a edades plateau estudiadas mediante *step heating experiment*. Las constantes de desintegración de K utilizadas corresponden a Min et al. (2000) y el monitor mineral usado fue FCT-3 *biotite* (27.95 Ma en Baksi et al., 1996) en relación con el estándar primario MMhb-1 (523.1 ± 2.6 Ma in Renne et al., 1998). Sólo la Unidad Seruci (SE) está definida con una edad de isócrona inversa. Como la edad de FCT-3 en Baksi et al. (1996) no tiene asociado el error, se utilizó la edad reportada por Renne et al. (1994) para el mismo estándar con 1σ (27.5 ± 0.09 Ma).

La muestra de traquita de la Isola del Toro reportada en Lustrino et al. (2007) está definida por edad plateau, las constantes de desintegración de K utilizadas corresponden a Steiger y Jäger (1977) y el monitor mineral utilizado fue FCT-3 *biotite* según Renne et al. (1998). Los autores no reportan la edad del monitor mineral por lo que asumimos que es idéntica a la contenida en la librería del *software* ArAR con 28.02 ± 0.08 y que tiene como monitor primario a GA-1550 (98.79 ± 0.54 Ma in Renne et al., 1998).

Tras las correcciones, todas las edades publicadas envejecieron, con la edad del monitor FC de Kuiper et al. (2008) el rango quedó comprendido entre 18.92 a 11.91 Ma, esto es equivalente a 120 ka (0.64%) para las muestras más antiguas y 80 ka (0.68%) para las más jóvenes. Con la edad del monitor FC de Jicha et al. (2016) el rango es de 18.91 a 11.90 Ma, lo que significa un envejecimiento de 110 ka (0.59%) para las edades más

antiguas y 70 ka (0.59%) para las más jóvenes. En promedio el envejecimiento para las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ es de un 0.63%.

Finalmente, las edades originales fueron proyectadas en un diagrama binario frente a las diferencias obtenidas en ambos métodos (K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) luego del recálculo, para evaluar la posible tendencia en estas correcciones en función de cuán antiguas fueron las variables utilizadas en la obtención de la edad original (Fig. 8.12). Observamos que estas tendencias se ajustan muy bien a rectas de regresión lineal resumidas en la Tabla 8.4.

Tabla 8.4: Las diferencias de edad recalculadas con el *software* ArAR v1.00.01 se ajustan a una regresión lineal con un coeficiente de determinación $R^2 = 99$ a 100% para el intervalo de confianza del 95%, en la mayoría de los datos recalculados. Solo en edades de Pioli (2003) R^2 es menos satisfactorio, principalmente cuando las edades se ajustan al estándar con la nueva referencia de Jicha et al. (2016). Este R^2 menor puede ser una consecuencia de la propagación de errores en el cálculo ya que en este grupo de datos, originalmente hay dos muestras con errores inaceptables para la precisión del método.

Method	Authors Ages	Regression Line	R^2	Monitor Age
K/Ar	Araña et al., 1974	$y = 0.0353x + 0.0063$	1.0000	<i>not applicable in this method</i>
	Coulon 1977	$y = 0.015x + 0.0112$	1.0000	
	Savelli et al., 1979	$y = 0.0153x + 0.0076$	0.9995	
	Montigny et al., 1981			
	Boni et al., 1990			
	Garbarino et al., 1990	$y = 0.0087x + 0.0049$	0.9914	
	Maccioni et al., 1990			
	Cincotti et al., 1994			
	Assorgia et al., 1995	$y = 0.0113x + 0.005$	0.9996	
	Lecca et al., 1997			
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Pasci et al., 2001	$y = 0.0063x + 0.0037$	0.9993	FCs Kuiper et al., 2008
	Pioli 2003	$y = 0.0104x - 0.0222$	0.9886	
	Pasci et al., 2001	$y = 0.0056x + 0.001$	0.9996	FCs Jicha et al., 2016
	Pioli 2003	$y = 0.0087x - 0.0096$	0.9345	
	This work, 2017	$y = -0.0009x + 0.0004$	0.9964	FCs Jicha et al., 2016

Las mayores diferencias ocurren en las dataciones de Araña et al. (1974); quien trabajó con las constantes de desintegración de Aldrich y Whetherill (1958) y las abundancias isotópicas de Nier (1950); mientras que las diferencias menores son asignadas a las dataciones de autores como Boni et al. (1990); Garbarino et al. (1990a) y Maccioni et al. (1990a) quienes han trabajado con las constantes de Steiger y Jäger (1977).

En resumen, para el método K/Ar, a edades más antiguas y cuánto más viejas son las constantes utilizadas en la determinación, habrá cambios más pronunciados en la pendiente de la recta de regresión y las edades recalculadas probablemente serán más viejas (Fig. 8.12 A). En cuanto a las diferencias observadas en las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ vemos

que las correcciones con la edad del monitor FC *sanidine* Jicha et al. (2016) son mayores (Fig. 8.12 B) para los datos de Pioli (2003) quien utilizó el valor de referencia en Baksi et al. (1996), que para los valores de Pasci et al. (2001), en los que asumimos que utilizó el monitor de referencia de Renne et al. (1998). En este sentido es importante mencionar que no podemos garantizar que las edades recalculadas en Pasci et al. (2001) sean del todo correctas debido a que todos los parámetros han sido inferidos durante el recálculo, ante la falta de información de la fuente original.

Como cabe esperar, las diferencias entre las correcciones realizadas por Kuiper et al. (2008) y Jicha et al. (2016) entre los autores de la literatura es muy similar a la obtenida con nuestros datos, aunque menos constante (entre 20 y 10 ka), esto puede verse también en la figura 8.12 donde las tendencias lineales están casi paralelas. La diferencia de edades en Lustrino et al. (2007) después de la corrección para la traquita de la Isola del Toro (una muestra) está entre 66-77 ka, y corresponde a la diferencia más baja para este grupo de datos.

En la Tabla 8.5 se presentan los resultados de las cuatro nuevas edades y el resumen de todas las edades de la literatura corregidas. Se exponen los resultados de las edades K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (corregidas) dentro de la columna volcanoestratigráfica del SO de Cerdeña para las Islas de San Pietro, Sant'Antioco y el área del Sulcis y son comparadas con nuestras edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (directas). La columna carece de las unidades riolíticas que no tienen una fecha radiométrica, pero se mantiene el orden volcanoestratigráfico entre las presentes, con excepción de las rocas calcoalcalinas andesíticas (Fig. 8.13⁴).

⁴ La Fig. 8.13 se muestra a página completa en la página 242 para mayor visualización de los datos. El texto explicativo de la figura se detalla en la página 243.

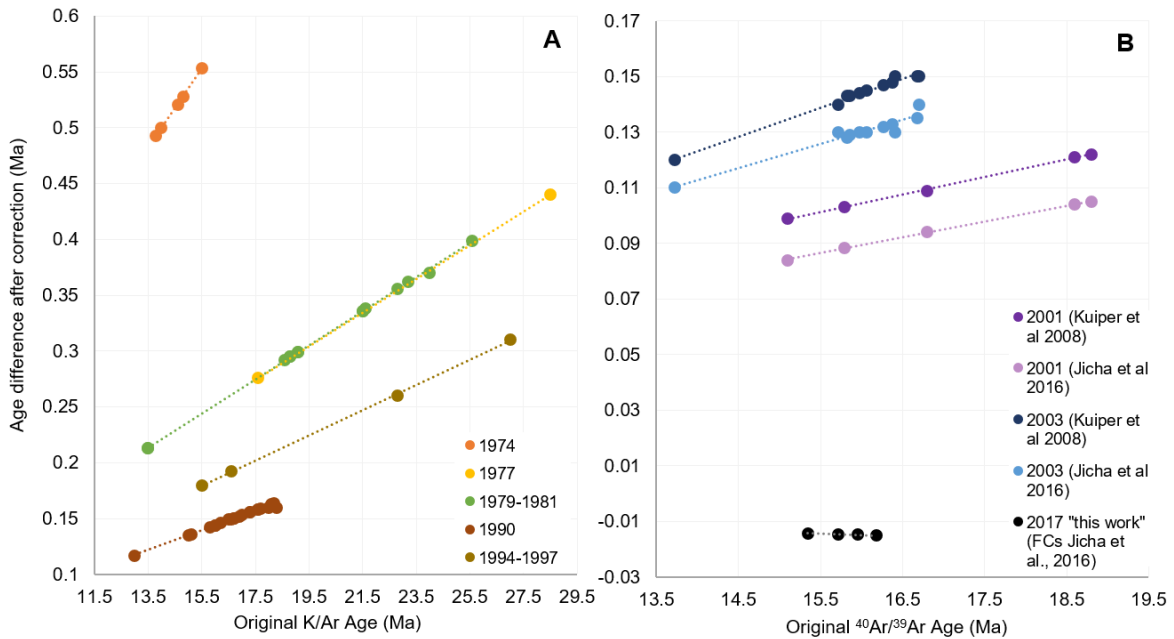


Fig. 8.12: A). La corrección de edad K/Ar con el *software* ArAR v1.00.01 muestra una tendencia lineal con las diferencias positivas más pequeñas entre 110 y 150 ka y las mayores diferencias positivas entre 500 y 550 ka, en referencia a las edades determinadas originalmente. La relación es directa; cuánto más antiguas sean las variables, mayores serán las diferencias y las edades recalculadas serán más viejas. Aquí sólo se describen las tendencias para estos datos específicos. B) La corrección de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ muestra una tendencia lineal con diferencias positivas para las edades propuestas por Pasci et al. (2001) y Pioli (2003), pero hay una diferencia negativa con las edades en esta tesis. Las edades corregidas con el monitor mineral según Jicha et al. (2016) son un poco más jóvenes que las recalculadas con Kuiper et al. (2008). Las diferencias positivas más pequeñas están entre 84-99 ka y las diferencias positivas más grandes entre 140-150 ka, en referencia a las edades determinadas originalmente. Para las nuevas edades reportadas en este trabajo, las correcciones con el monitor FC según Jicha et al. (2016) muestran diferencias negativas aproximadamente constantes (-14 ka).

Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ presentadas en Pasci et al. (2001) y en el mapa geológico del proyecto CARG (escala 1:50000) para las rocas andesíticas del Gruppo di Carbonia (18.91 Ma) y Gruppo di Sant'Antioco (16.89 Ma) pueden considerarse aceptables pese al alto error asociado, tratándose de la técnica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Se ha considerado que son una guía para indicar la máxima edad que se podría aceptar para la serie LRH, en consecuencia la edad de CM (18.70 Ma) podría ser excesivamente antigua a menos que con posterioridad a este evento más ácido se haya producido la erupción de magmas intermedios que ahora encontramos como lavas andesíticas en Sant'Antioco. Esta posibilidad no es totalmente absurda, habida cuenta de las intercalaciones intrusivas de andesitas que se conocen desde inicios de los '90 en el Entrotierra Sulcitano, tanto aflorantes en el sector de Monte Sirai y Serbariu (Assorgia et al., 1993) como en algunos de los sondeos de la empresa CarboSulcis S.p.A.

Tabla 8.5: Las edades K/Ar se presentan de acuerdo con las referencias [1] Araña et al. (1974), [2] Coulon (1977), [3] Savelli et al. (1979), [4] Montigny et al. (1981), [5] Boni et al. (1990), [6] Garbarino et al. (1990a), [7] Maccioni et al. (1990a), [8] Cincotti et al. (1994), [9] Assorgia et al. (1995), [10] Lecca et al. (1997) y las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ según referencias [11] Pioli (2003), [12] Pasci et al. (2001), [13] Lustrino et al. (2007). Las muestras cubren el área de estudio (San Pietro, Sant'Antioco y Entrotterra Sulcitano) y áreas proximas donde aflora el complejo andesítico calcoalcalino. Las unidades riolíticas se presentan en orden estratigráfico y cronológico mientras que las andesitas y basalto-andesitas sólo en orden cronológico. Las cuatro nuevas dataciones están en cursiva. Dos edades por el método Rb-Sr en [14] Morra et al. (1994); se muestran al final de la tabla como referencia al contexto geocronológico general del sector SO de Cerdeña. (a) edades recalculadas con el monitor de fluencia FC *sanidine* de Jicha et al. (2016). Software ArAR v1.00.01 en Mercer et al. (2016). (b) edades originales, no recalculadas en esta tabla.

Reference	Method	Phase	Series	Unit	Subunit	^a Age (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Place
[13]	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ano	TRQ	TRQ	TRQ	11.90	0.10	Isola del Toro
[7]	K/Ar	WR	TRQ	TRQ	TRQ	13.12	1.21	Isola del Toro
[5] and [6]	K/Ar	WR	URH	PM	PM	15.14	1.41	San Pietro
[11]	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	URH	PM	PM	15.85	0.12	San Pietro
[12]	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	URH	CT	CT	15.18	0.20	Sant'Antioco
<i>This Work</i> ^b	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	<i>PI</i>	<i>URH</i>	<i>CT</i>	<i>CT</i>	<i>15.35</i>	<i>0.04</i>	<i>Sant'Antioco</i>
[7]	K/Ar	WR	URH	CT	CT	16.14	1.41	Sant'Antioco
[11]	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	URH	CT	CT	16.54	0.13	Sant'Antioco
[7]	K/Ar	WR	URH	CT	CT	16.85	1.41	Sant'Antioco
[5]	K/Ar	WR	URH	CT	CT-v	16.35	1.41	Sant'Antioco
[5]	K/Ar	WR	URH	CT	CT-v	17.05	1.61	San Pietro
[11]	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa?	URH	PA	PA	13.83	0.47	Sant'Antioco
[6]	K/Ar	WR	URH	PA	PA	15.24	1.41	San Pietro
[5]	K/Ar	WR	URH	PA	PA	15.94	1.41	Sulcis
[8]	K/Ar	Sa	UCO	MU	UCO3?	15.68	1.01	Sant'Antioco
<i>This Work</i> ^b	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	<i>Sa</i>	<i>UCO</i>	<i>MU</i>	<i>UCO1-C</i>	<i>15.72</i>	<i>0.04</i>	<i>San Pietro</i>
[11]	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	UCO	MU	UCO1	15.95	0.03	San Pietro
[6]	K/Ar	WR	UCO	MU	UCO1	16.14	1.41	San Pietro
[7]	K/Ar	WR	LCO	CO	LCO6	17.86	1.61	Sant'Antioco
[11]	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	LCO	CO	LCO4?	16.19	0.04	San Pietro
[6]	K/Ar	WR	LCO	CO	LCO4	16.65	1.61	San Pietro
[1]	K/Ar	Afs	LCO	CO	LCO3-L	15.12	0.83	San Pietro
[11]	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	LCO	CO	LCO3-L	15.98	0.04	San Pietro
[11]	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	LCO	CO	LCO2?	16.11	0.02	San Pietro
[1]	K/Ar	Afs	LCO	CO	LCO1-D	14.29	0.83	San Pietro
[1]	K/Ar	Glass	LCO	CO	LCO1-D	15.33	0.83	San Pietro
<i>This Work</i> ^b	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	<i>Sa</i>	<i>LCO</i>	<i>CO</i>	<i>LCO1-D</i>	<i>15.96</i>	<i>0.04</i>	<i>San Pietro</i>
[6]	K/Ar	WR	LCO	CO	LCO1-D	18.26	1.61	San Pietro

Tabla 8.5: Continuación. Lista de edades K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Reference	Method	Phase	Series	Unit	Subunit	^a Age (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Place
[1]	K/Ar	Afs	MRH	MZ	MZ	16.05	1.04	San Pietro
<i>This Work</i> ^b	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	PI	MRH	MZ	MZ	16.18	0.04	San Pietro
[6]	K/Ar	WR	MRH	PC	PC	18.36	1.61	San Pietro
[12]	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	MRH	NUR	NUR	15.88	0.16	Sulcis
[11]	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	MRH	NUR	NUR	16.40	0.02	Sulcis
[7]	K/Ar	WR	MRH	NUR	NUR	16.75	1.41	Sant'Antioco
[5]	K/Ar	WR	MRH	NUR	NUR-v	17.46	1.61	Sulcis
[5]	K/Ar	WR	MRH	NUR	NUR-v	17.76	1.61	Sulcis
[11]	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	MRH	MC	MC	16.51	0.06	Sulcis
[7]	K/Ar	WR	MRH	MC	MC	17.76	1.61	Sant'Antioco
						0		
[11]	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa?	LRH	SE	SE	16.84	0.86	Sulcis
[8] and [9]	K/Ar	PI	LRH	AC	AC	16.79	1.62	Sulcis
[11]	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	LRH	LE	LE	16.81	0.02	Sulcis
[5]	K/Ar	Sa	LRH	LE	LE	17.15	1.61	Sulcis
[12]	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	PI	LRH	CM	CM	18.70	0.40	Sulcis
[3]	K/Ar	WR	AND	AND	AND	13.71	1.22	Cixerri
[4]	K/Ar	WR	AND	AND	AND	13.71	1.22	Villamassargia
[1]	K/Ar	WR	AND	AND	AND	14.50	0.83	Sant'Antioco
[12]	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	PI	BAND	BAND	BAND	16.89	0.90	Sulcis
[7]	K/Ar	WR	BAND	BAND	BAND	16.85	2.02	Sant'Antioco
[7]	K/Ar	WR	BAND	BAND	BAND	17.46	1.82	Sant'Antioco
[2]	K/Ar	WR	AND	AND	AND	17.88	0.81	Sant'Antioco
[7]	K/Ar	WR	BAND	BAND	BAND	18.16	2.62	Sant'Antioco
[7]	K/Ar	WR	BAND	BAND	BAND	18.46	2.22	Sant'Antioco
[4]	K/Ar	PI	AND	AND	AND	18.89	1.42	Sulcis
[12]	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	PI	AND	AND	AND	18.91	0.90	Sulcis
[3]	K/Ar	WR	AND	AND	AND	19.10	1.62	Cixerri
[4]	K/Ar	WR	AND	AND	AND	19.10	1.62	Villamassargia
[3]	K/Ar	WR	AND	AND	AND	19.40	1.62	Cixerri
[4]	K/Ar	WR	AND	AND	AND	19.40	1.62	Villamassargia
[3]	K/Ar	WR	AND	AND	AND	21.84	1.83	Cixerri
[4]	K/Ar	WR	AND	AND	AND	21.84	1.83	Villamassargia
[3]	K/Ar	WR	AND	AND	AND	21.94	1.83	Sarroch
[10]	K/Ar	WR	AND	AND	AND	23.06	2.62	Monte Sa Perda
[4]	K/Ar	Hb	AND	AND	AND	23.16	1.62	Sulcis
[4]	K/Ar	Hb	AND	AND	AND	23.56	1.83	Sulcis
[3]	K/Ar	WR	AND	AND	AND	24.37	2.04	Sarroch
[4]	K/Ar	PI	AND	AND	AND	26.00	1.83	Sulcis
[10]	K/Ar	WR	AND	AND	AND	27.31	2.22	Monte Truxionis
[2]	K/Ar	WR	AND	AND	AND	28.94	2.04	Sulcis
<u>Other Methods</u>								
[14] ^b	Rb-Sr	WR	MRH/UCO	SE/NUR/CO/MU		15.0	1.4	Sulcis
[14] ^b	Rb-Sr	WR	LRH	CM/LE/AC		16.5	1.8	Sulcis

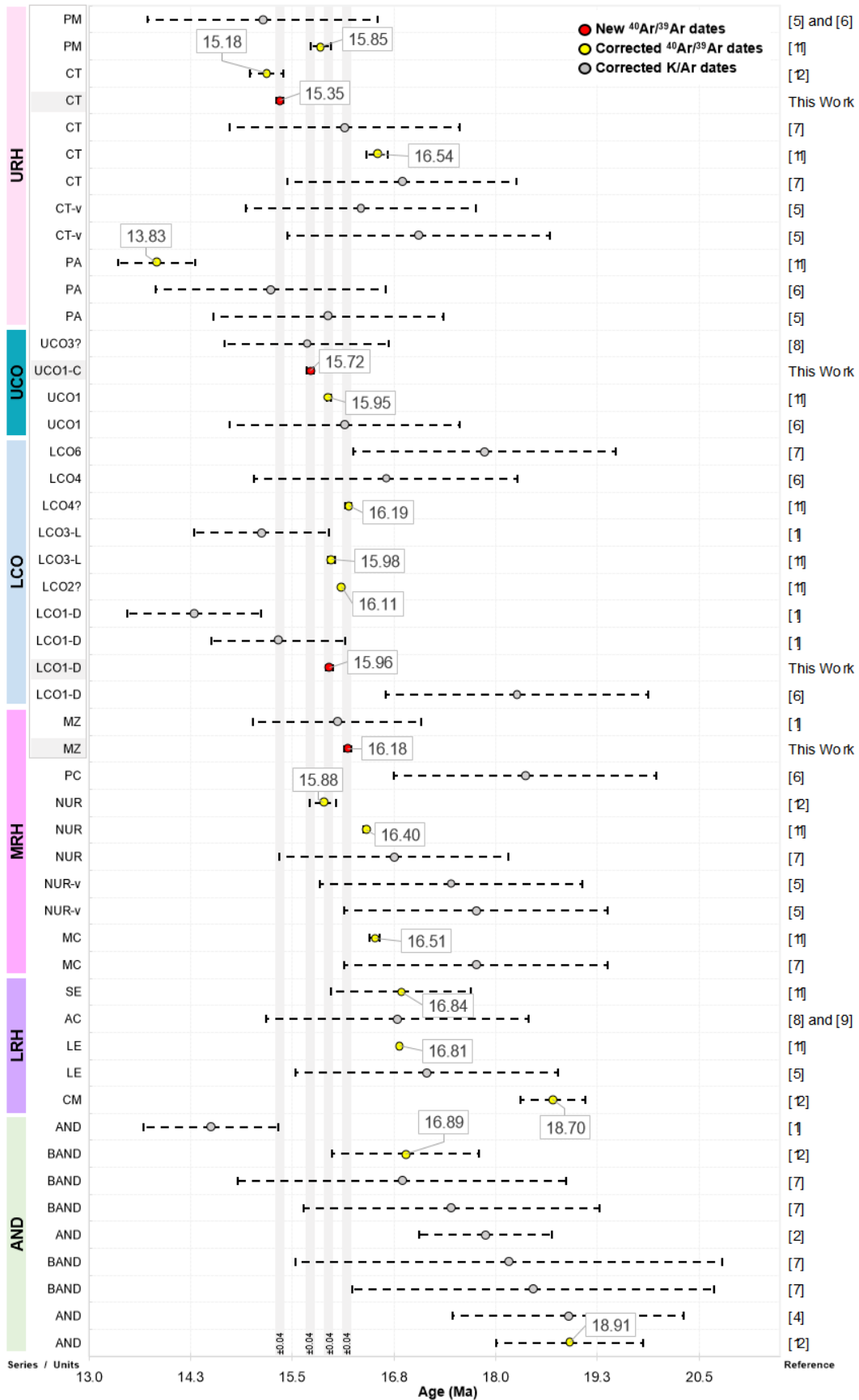


Fig. 8.13: Resumen de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K/Ar para el volcanismo del SO de Cerdeña.

Fig. 8.13 (explicación): Resumen de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K/Ar para el volcanismo del SO de Cerdeña. La unidades básicas e intermedias en la base de la columna no tiene un orden volcanoestratigráfico. Las riolitas de base a techo preservan los criterios estratigráficos de Gisbert y Gimeno (2017) con modificaciones en las unidades LCO-UCO donde se ordenan los diferentes flujos comendíticos de acuerdo a evidencias de campo, criterios cartográficos y geoquímicos. Los números que siguen a la sigla LCO/UCO (1-2-3-4-6) marcan el orden estratigráfico mientras que las letras indican las litofacies (L: lava, D: domo, v: vitrófiro). Cuando no hay letra significa litofacies piroclástica. Las unidades con el simbolo de pregunta [?] indican incertidumbre en la interpretación correcta del nivel datado y se supone que también podrían corresponder a la secuencia inmediatamente inferior. Referencias para esta figura: Cala Vinagra (LCO1), Genarbi (LCO2), grupo de flujos lávicos de Montagna della Borrone, Montagna di Ravenna y Becco-Nasca (LCO3), Punta Senoglio (LCO4), Cala Lunga (LCO6), vitrófiro basal de Monte Ulmus (UCO1), subunidad reomórfica de Monte Ulmus (UCO3). Las barras grises corresponden a los rangos de error de las nuevas edades y sirven para mostrar la superposición con las edades de la literatura. Las barras de error en líneas punteadas corresponden a $\pm 2\sigma$. Los números entre corchetes [], se refieren a los datos bibliográficos de la Tabla 3.5. Las rocas fechadas en esta tesis están resaltadas con un cuadro gris.

Una edad confiable es presentada en Pioli (2003) para LE (16.81 Ma), teniendo en cuenta que se ha reportado una edad K/Ar de 16.79 Ma para AC (Cincotti et al., 1994 y Assorgia et al., 1995) y ambas muestran coherencia con su posición estratigráfica; mientras que SE (16.84) se envejece aunque esté estratigráficamente por encima. Pioli (2003) da cuenta de una mala calidad en el análisis de esta muestra de la que no ha obtenido una edad plateau y en la que no se puede asegurar el mineral datado.

Estudios petrográficos y química mineral con microsonda electrónica (Gisbert, 2012; Gisbert y Gimeno, 2017) demuestran que SE sólo contiene plagioclasas (An_{26-40}), por lo que creemos que la edad asignada a esta unidad no ha sido medida en sanidina, otro aspecto a resaltar es la gran incertidumbre que ya es cuestionada por el autor debido a un alto error (2σ) y un elevado ratio Ca/K. Esto último también se reporta para la Unidad Paringianu (13.83 Ma) lo cual la vuelve muy joven para su posición estratigráfica. Esta unidad está fuertemente alterada a causa de desgasificación intensa como se ha mencionado en la revisión geoquímica, creemos que el uso de sanidinas para determinar su edad no será particularmente útil.

A este respecto, Chen et al. (2019) han observado que rocas félsicas (riolitas y obsidianas) con alto contenido de Si (desgasificadas) y dos minerales ricos en K (feldespatos alcalinos y potásicos) están enriquecidos en isótopos pesados de K y sugieren que, aunque existe un fraccionamiento isotópico de K limitado durante los procesos magmáticos de alta temperatura, múltiples procesos acuosos a baja temperatura permitirían fácilmente el fraccionamiento de los isótopos de K.

En la serie intermedia o MRH, la edad de Pasci et al. (2001) para NUR es demasiado joven para considerarla adecuada dentro de la estratigrafía. Sólo las edades de Pioli (2003) para

MC (16.51 Ma) y NUR (16.40 Ma) muestran un alto grado de confiabilidad con un periodo de 110 ka entre erupciones y son coherentes con nuestra edad para MZ (16.18 Ma) con 220 ka de espacio temporal desde la erupción de NUR. En esta parte de la serie debemos resaltar un dato importante que confirma nuestras observaciones volcanoestratigráficas y geoquímicas (ver en capítulo 7) para la unidad PC. La edad para PC (18.34 Ma por K/Ar) es muy antigua para lo que se espera según la secuencia propuesta por Mundula et al. (2009), Mulas et al. (2011), Mulas (2012), Gisbert (2012), Gisbert y Gimeno (2017). La unidad PC aflora sólo en la isla de San Pietro y no tiene una relación clara dentro de la serie MRH, ya que estos afloramientos están limitados por fallas, validando la interpretación de esta unidad por Pioli (2003) como pre-Nuraxi.

Marcamos el inicio de la serie comendítica inferior LCO en 15.96 Ma con nuestra fecha del domo de Cala Vinagra (LCO1), todas las edades K/Ar para esta subunidad o son demasiado viejas (ciclo andesítico) o demasiado jóvenes (serie URH), por lo que estamos convencidos que nuestra datación es la mejor edad para este evento. La edad de Pioli (2003) para los depósitos piroclásticos/epiclásticos de Genarbi (16.11 Ma, LCO2) la sitúa entre MZ y LCO1. En diferentes afloramientos observamos que LCO2 contiene fragmentos líticos de Cala Vinagra y estratigráficamente está claramente por encima, mientras que en otros sectores se deposita por encima de MZ (Fig. 8.7 D). Para las coladas del grupo Borrona, Ravenna y Becco-Nasca (LCO3) Pioli (2003) proporciona una edad ligeramente mayor (15.98 Ma), aunque el margen de error las sitúa en el intervalo de edades presentado para LCO1. Esto nos lleva a interpretar que posiblemente los domos y coladas junto a las fases piroclásticas asociadas hayan ocurrido de manera sincrónica a través de diferentes fracturas, y que los mecanismos eruptivos del nivel LCO2 hayan estado condicionados por la posición y movimiento de fracturas. Podemos resumir estos tres eventos (LCO1-2-3) en un espacio temporal de 80 ka. Las ignimbritas comendíticas estratigráficamente posteriores (LCO4 a LCO6) no tienen edades confiables en la bibliografía porque son >16.19 Ma.

El inicio de la serie UCO queda definido por nuestra edad de 15.72 Ma para el vitrófiro basal de Monte Ulmus (UCO1). La edad de Pioli (2003) nos parece envejecida ya que se asemeja a la edad de LCO1, y la edad K/Ar de Cincotti et al. (1994) para la subunidad reomórfica (UCO3) podría ser razonable (15.68 Ma). El periodo temporal que restringe a esta unidad de flujo sucedió en 40 ka. (esto puede explicar que la cámara magmática asociada a la erupción de la Unidad Monte Ulmus se vació en un lapso de 40000 años).

Por último, el análisis de la serie URH nos lleva a interpretar que todas las edades asignadas a PA no son adecuadas para restringir el evento temporal que marcaría el fin de la actividad magmática peralcalina y transición a un ciclo riolítico alcalino. Creemos que el

sistema permaneció abierto durante la cristalización de los feldespatos debido a la intensa desgasificación que presenta esta unidad en la base. Se hace necesario probar otro método de datación como U-Th-Pb con zircones para resolver este *gap* temporal.

Definimos la mejor edad para la Unidad CT en 15.35 Ma, ya que la mayoría de las fechas de la literatura son >16.5 Ma (serie MRH). Una edad reportada en Pasci et al. (2001) es demasiado joven y este resultado está asociado a todas las incertidumbres mencionadas. Finalmente, la edad K/Ar de Boni et al. (1990) y Garbarino et al. (1990a) de 15.14 Ma para PM podría ser un valor de referencia para poner fin al ciclo magmático, aunque existen dos unidades esencialmente de tipo *ash-flow* posteriores a este evento (Le Colonne y Geniò), registrados sólo en la isla de San Pietro y que podrían meramente corresponder a algún proceso eruptivo local, o actualmente sólo extendido por debajo del nivel del mar. De todo lo expuesto, se resumen las edades consideradas más adecuadas (Tabla 8.6) y se proporciona un cuadro geocronológico (Fig. 8.14) válido para la sucesión volcánica del área del Sulcis e islas menores, acotando el tiempo geológico al Burdigaliense y Langhiense y concentrando el volcanismo peralcalino en ésta última etapa.

Tabla 8.6: Resumen de las edades más apropiadas para restringir el volcanismo Mioceno del SO de Cerdeña según el análisis en esta tesis. Las nuevas edades son originales y las edades de la literatura se presentan recalculadas. Referencias bibliográficas como la Tabla 8.5. Edades estratigráficamente ordenadas.

Method	Phase	Series	Unit	Subunit	Age (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Place	Reference
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Ano	TRQ	TRQ	TRQ	11.90	0.10	Isola del Toro	[13]
K/Ar	WR	URH	PM	PM	15.14	1.41	San Pietro	[5] and [6]
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	PI	URH	CT	CT	15.35	0.04	Sant'Antioco	This Work
K/Ar	Sa	UCO	MU	UCO3?	15.68	1.01	Sant'Antioco	[8]
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	UCO	MU	UCO1-C	15.72	0.04	San Pietro	This Work
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	LCO	CO	LCO3-L	15.98	0.04	San Pietro	[11]
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	LCO	CO	LCO2?	16.11	0.02	San Pietro	[11]
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	LCO	CO	LCO1-D	15.96	0.04	San Pietro	This Work
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	PI	MRH	MZ	MZ	16.18	0.04	San Pietro	This Work
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	MRH	NUR	NUR	16.40	0.02	Sulcis	[11]
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	MRH	MC	MC	16.51	0.06	Sulcis	[11]
K/Ar	PI	LRH	AC	AC	16.79	1.62	Sulcis	[8] and [9]
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Sa	LRH	LE	LE	16.81	0.02	Sulcis	[11]
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	PI	BAND	BAND	BAND	16.89	0.90	Sulcis	[12]
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	PI	AND	AND	AND	18.91	0.90	Sulcis	[12]

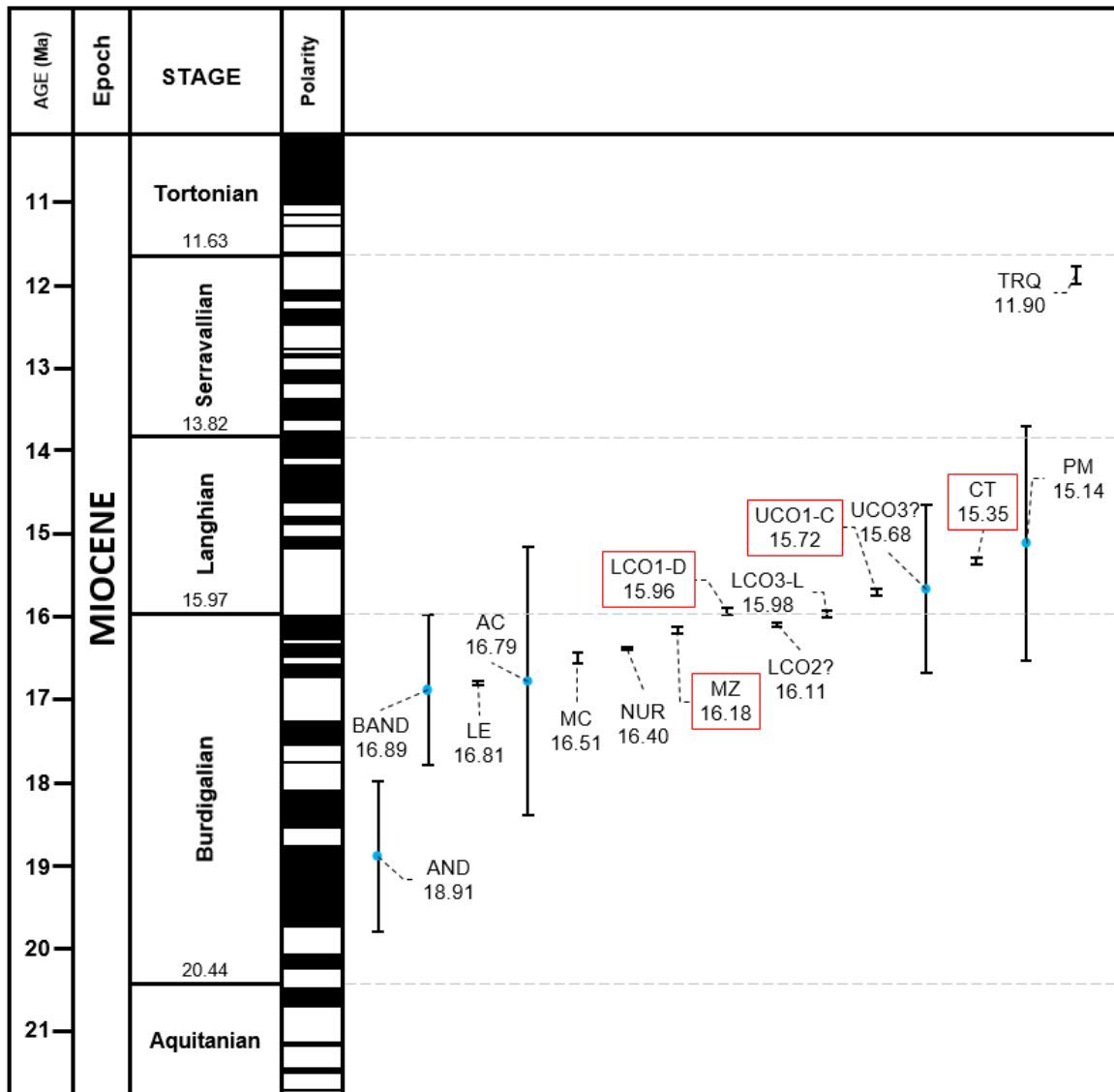


Fig. 8.14: Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ adecuadas para la sucesión volcánica Miocena del SO de Cerdeña. Las nuevas edades presentadas en éste capítulo están marcadas con un cuadro rojo (información de subunidad y edad en Ma) Las edades K/Ar consideradas como referencia (ver explicación en el texto y resumen en Tabla 8.6) también se muestran en el gráfico (puntos azules claros). Las barras de error corresponden a $\pm 2\sigma$. Escala de tiempo geológico de la Comisión Internacional de Estratigrafía (ISC) versión 2020/03 (Cohen et al., 2020).

8.6 Discusión

8.6.1 Sobre la validez general de las dataciones y los diferentes métodos

Las mediciones tanto de argón (Ar) como de potasio (K) generalmente se pueden realizar con una incertidumbre de aproximadamente el 1%, y en la mejor de las circunstancias, la precisión de una edad K/Ar también puede ser del orden del 1% aproximadamente. Es por esto que la técnica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se ha convertido en el método de elección debido a la mayor

sensibilidad de los espectrómetros de masas, junto con la capacidad de medir isotópicamente con precisión cantidades muy pequeñas de argón (McDougall, 2014). Bajo estos avances no discutiremos la fiabilidad de las edades K/Ar recalculadas de la literatura, puesto que sus errores asociados, presentados a lo largo de este trabajo dan cuenta del bajo nivel de discriminación de este método cuando pretendemos distinguir edades entre unidades sucesivas de ciclos magmáticos continuos; pero si es necesario remarcar el valor que estos datos ha aportado en el conocimiento geodinámico de la evolución del mediterráneo en las últimas décadas. A lo largo del trabajo se hace uso de estos datos como edades relativas para restringir los eventos tectónicos que condicionaron la configuración actual del bloque Sardo-Corso.

Por otra parte, casos como el de Cabo de Gata (Zeck et al., 2000) han dejado bien claro que las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ permiten constreñir de una manera mucho más eficiente y en la práctica pueden reducir mucho el marco temporal de un volcanismo como el aquí estudiado, respecto a las precedentes K/Ar.

Las edades recalculadas de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ presentadas en Pasci et al. (2001) pueden diferir de nuestros resultados ya que todos los datos de recálculo son supuestos y no podemos garantizar que nuestras interpretaciones finales son acertadas. Sin embargo estas edades nos sirven como guía para interpretar la columna estratigráfica.

En general todas las edades recalculadas de Pioli (2003) que fueron medidas en plagioclasas presentan mayores dispersiones y no contribuyen a resolver el problema de la superposición expuesta al inicio de este trabajo. En contraposición varias de las edades obtenidas sobre sanidinas arrojan mejores resultados; este hecho también es bien conocido en la bibliografía especializada (Pringle et al., 1992).

Tal como definen Renne et al. (2009) es necesario adecuarse a normas mínimas para informar resultados geocronológicos. La imposibilidad de situar las muestras recolectadas para datación en varios de los trabajos previos en Cerdeña dificulta la interpretación correcta de las subunidades dentro de la columna estratigráfica, en especial para las unidades comendíticas y no estamos exentos de asumir una gran cantidad de suposiciones sobre cómo las edades fueron calculadas originalmente, lo que propicia futuras modificaciones en el recálculo de las edades y en la interpretación de la estratigrafía dentro de este ciclo peralcalino.

Las cuatro nuevas edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ podrían ser ligeramente más jóvenes que las aquí expuestas, si se usan las constantes de ^{40}K de Renne et al. (2011) y la edad de FC *sanidine* de Jicha et al. (2016). Sin embargo, a los fines de nuestras interpretaciones, una diferencia de 14 ka absoluta, sin contar con datos de otras técnicas geocronológicas de comparación

o un mayor número de muestras propias datadas, podría llevarnos a un refinado excesivamente ambicioso. Tal como indican Mercer y Hodges (2016) no existe un acuerdo claro sobre las edades de algunos monitores minerales, incluso sobre algunos estándares primarios para intercalibrar otros monitores y mientras que algunos grupos de laboratorios han adoptado valores más nuevos, otros no lo han hecho debido a la falta de acuerdo internacional. Por lo expuesto nos limitamos a presentar los datos en función de las variables empleadas por el laboratorio donde nuestras muestras fueron estudiadas y asumiendo que las diferencias obtenidas no representan impactos significativos para nuestras conclusiones sobre el volcanismo del SO de Cerdeña.

Se pretende que este capítulo sea una referencia futura de datos validados con rigor científico, sobre todas las edades disponibles en la literatura para el SO de Cerdeña, ya que la evolución de las tecnologías de máxima precisión asociadas a las técnicas de dataciones absolutas forzarán el continuo recálculo de edades a medida que se actualizan las constantes de desintegración de los isótopos radioactivos, sus correspondientes abundancias, los pesos atómicos y las fracciones atómicas de los isótopos de K de muestras naturales (Lee et al., 2006; Wang y Jacobsen, 2016; Chen et al., 2019). Actualmente el sesgo de los sistemas K-Ar y K-Ca asociados a la incertidumbre del ^{40}K se ha reducido de 0.35% a 0.05% (Naumenko et al., 2013; Morgan et al., 2018) y se continúan maximizando esfuerzos por disminuir las incertidumbres analíticas de los errores asociados en la determinación de las edades de los estándares o monitores minerales (McDougall y Wellman, 2011; Hall, 2014; Morgan et al., 2014).

Actualmente el monitor mineral *Fish Canyon sanidine* (FC) es ampliamente utilizado por la mayoría de los laboratorios de geocronología, y para diferentes autores (Renne et al., 1998; Jourdan y Renne, 2007) este estándar es muy adecuado por su alta y bien documentada reproducibilidad, y por demostrar una composición homogénea (Dazé et al., 2003) a diferencia del monitor Fish Canyon biotite (FCT) que ha llevado a tres posibles edades, todas ellas conflictivas (Villeneuve et al., 2000). Sin embargo, muchos estudios también sugieren que la heterogeneidad isotópica de los FCs los convierte en estándares no ideales para estudios de escala de tiempo de alta precisión y para calibración como geocronómetros (Min et al., 2000; Rivera et al., 2011; Jicha et al., 2016). También se ha cuestionado ampliamente al estándar primario MMhb-1 utilizado para referir la edad del monitor FCT con muchas limitaciones y numerosos trabajos desaconsejan su uso en geocronología de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Jourdan y Renne, 2007; Niespolo et al., 2017; Jicha et al., 2016).

Varios trabajos manifiestan la complejidad a escala de afloramiento y a escala cristalina e intracristalina de las edades de erupción de grandes sistemas volcánicos silíceos asociados a colapsos de calderas y supererupciones como por ejemplo la de Bishop Tuff (Andersen et al., 2017) registrando historias térmicas que involucran períodos prolongados de acumulación de magmas, cristalización y recargas que producen mezclas y fusión de lotes de magmas previamente emplazados, revelando Ar radiogénico pre-eruptivo. Efectos similares se producen en núcleos de xenocristales de lavas fonolíticas del sur de Tanzania (Renne et al., 2012) que hospedan ^{40}Ar heredado o en inclusiones que sirven de trampa y retardan la pérdida neta de ^{40}Ar . Se sugiere que a corto plazo se pueda calibrar un estándar de sanidina más confiable, preferiblemente de una lava riolítica de pequeño volumen de edad similar a FC (Jicha et al., 2016).

Mediante dataciones U-Pb sobre FCs (Wotzlaw et al., 2013) se determinó que utilizar la edad de cristalización del circón más joven (28.196 ± 0.038 Ma) era lo más consistente para estimar la edad de erupción con la calibración de Kuiper et al. (2008) de 28.201 ± 0.046 Ma, y esto se ha tomado como intercalibración de geocronómetros para la escala de tiempo del Cenozoico. Como se explicó antes, muchas de las edades de la literatura para el SO de Cerdeña, se han calculado a partir de FCT (biotite) o se han calibrado con MMhb-1. Se remarcan estos aspectos porque proporcionan mayor confianza a las nuevas edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ con el monitor de fluencia de neutrones FC (sanidine).

Las edades Rb-Sr propuestas por Morra et al. (1994) no pueden usarse para hacer una comparación directa debido a las diferencias metodológicas propias de cada sistema y a los criterios de cálculo que se manifiestan a través de variaciones importantes en las definiciones de unidades volcanoestratigráficas utilizadas para obtener una edad.

8.6.2 Sobre el contexto geodinámico del volcanismo

A continuación, se ofrece una síntesis de los conocimientos a escala regional del magmatismo desde el Cretácico, sin dejar de enfocar el interés principal en el Sulcis, matizando de manera crítica los episodios anorogénicos y orogénicos.

La primera manifestación magmática en la secuencia cenozoica del Sulcis es hipoabisal; se trata del *sill* de composición alcalina (camptonita) de unos 2 m de espesor que se emplaza en la parte superior del "Miliolítico" bajo los niveles de lignitos objeto del interés de la empresa CarboSulcis S.p.A, y de la Fm. Cixerri que constituye el principal substrato de la sucesión volcánica. Esta camptonita fue estudiada por Maccioni et al. (1990b) y Maccioni y Marchi (1994) por el método K-Ar obteniéndose una edad en el rango 62-60 Ma, aunque los mismos autores señalan que las evidencias estratigráficas darían una edad

Eocena más reciente (55-51 Ma, Ypresiense), también se menciona en Stoppa (2008). Esta camptonita sería por lo tanto el producto del magmatismo anorogénico previo al evento orogénico pirenaico, y se debe tener presente que en las reconstrucciones geodinámicas y sedimentológicas disponibles, esta área ocuparía por lo menos hasta el depósito de la suprayacente Fm del Cixerri que según Costamagna y Barca (2008) se asimila a una "molasa" pirenaica. En un contexto más amplio, este tipo de manifestaciones de lamprófiros son comparables a las presentes en el NE de la microplaca ibérica, por ejemplo en Cataluña en el sector Montseny-Costa Brava, con edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 76-79 Ma del Cretácico Superior (Campaniense) (Solé y Enrique, 2003, Ubide et al., 2014). A su vez, los lamprófiros catalanes no son más que las manifestaciones más orientales y finales de un episodio distensivo mayor (la apertura del golfo de Vizcaya y el movimiento en sentido antihorario de la microplaca ibérica, seguido de traslación sinistral según la fractura nordpirenaica, que comienza con generación de corteza oceánica en el Aptiense-Albiense hasta el Campaniense inferior, (115-80 Ma. aprox.) y sigue ya en la microplaca ibérica con el volcanismo alcalino anorogénico de la Fm Errigoiti en el País Vasco, del Albiense final al Santonense (105-85 Ma. aprox., Castañares et al., 2001). Este periodo distensivo fue tan intenso en el área pirenaica que desarrolló ambientes de corteza continental ultra-adelgazada y llegó a exhumar porciones de manto sublitosférico (Lagabrielle y Bodinier, 2008; Tugend et al., 2014). El resto de las manifestaciones alcalinas análogas del área pirenaica también se desarrollan en el periodo 110-85 Ma (Montigny et al., 1986). El episodio geodinámico que permite la generación de este magmatismo alcalino anorogénico ha sido también registrado mediante la datación de actividad hidrotermal y yacimientos minerales asociados en Sierra de Espadán, Castellón (84-85 Ma, Tritlla y Solé, 1999) y en el ámbito de las Cadenas Costeras Catalanas mediante la datación del fault-gauge de la falla norte de la Depresión del Vallés-Penedés (85 Ma, Aldega et al., 2019).

Con posterioridad a este largo periodo distensivo se produjo en el ámbito pirenaico la orogénesis alpina que se puede dar por prácticamente concluida hace 25 Ma (Vergés et al., 2002). Sin embargo, en el área contigua la apertura del área distensiva del Golfo de Valencia empieza a producirse hacia los 28 Ma (cuando en el Pirineo la compresión está en curso) y los episodios distensivos en el área de las Cadenas Costeras Catalanas se ven bien representados ya en el episodio lacustre oligoceno de Campins (Anadón et al., 1979). Podemos resumir por tanto que la distinción entre episodio compresivo (orogénico) y distensivo (anorogénico) en el borde de la placa Europea y la microplaca Ibérica no es isócrono en todas partes, y que aún durante el curso del orógeno pirenaico en el antepaís adyacente en Cataluña (como en Cerdeña, que de hecho formaba parte de ese antepaís,

antes de la deriva antihoraria) existen episodios distensivos atribuibles al rifting, que en parte serán sellados por la actividad volcánica asociada al desarrollo orogénico en Cerdeña (subducción de una placa situada al SE actual de la isla, con vergencia hacia el NO actual). Coulon et al. (1974) fueron de los primeros en sugerir que el magmatismo mioceno era posterior a la deriva anti-horaria del bloque Sardo-Corso, en base a edades del volcanismo y datos paleomagnéticos. Posteriormente, Morra et al. (1994) diferencian un volcanismo orogénico oligo-mioceno y uno anorogénico plio-cuaternario. Este esquema, que incluye a las rocas peralcalinas en el volcanismo orogénico, fue seguido por autores posteriores (e.g., Assorgia et al., 1997). Siguiendo esta línea y en base a una datación realizada en la Isola del Toro, Lustrino et al. (2007) desplazan el inicio del volcanismo anorogénico hasta los 12 Ma aproximadamente.

Ya en el Sulcis, estudios paleomagnéticos de la sucesión piroclástica desde la riolita de Lenzu hasta el final de la columna volcánica en San Pietro, proporcionan direcciones de amplio rango que fueron promediadas y tratadas como direcciones paleomagnéticas únicas (Gattacceca et al., 2007). Estos autores concluyen que la parte inferior de la serie (LRH) presenta edades poco confiables por lo que sólo asignan fiabilidad desde (MRH) con la riolita de Nuraxi hasta la parte superior de la sucesión, obteniendo una rango de edades de 15.8-15.1 Ma para el área de Sulcis.

Para Gattacceca et al. (2007) el fin de la rotación del bloque Sardo-Corso es difícil de evaluar porque rotaciones menores a 5° son difíciles de probar sobre la base de evidencia paleomagnética y debido a la escasez de datos geocronológicos para el intervalo de 18-16 Ma, pero estiman que la rotación está prácticamente completa hacia los 15 Ma. Oudet et al. (2010) opina que hasta al menos 19.2 Ma Cerdeña y Córcega rotaron como un solo bloque y que el final de la rotación probablemente ocurrió entre 16 y 15 Ma. La evolución cronológica propuesta para el volcanismo calcoalcalino y calcoalcalino rico en K está datado entre 17.2 y 16.1 Ma para el offshore del SO de Córcega (Rossi et al., 1998; Réhault et al., 2012). Para este rango de edades el volcanismo del SO de Cerdeña también es coincidente con la serie de las riolitas calcoalcalinas (LRH) a calcoalcalinas ricas en K (MRH).

Aquí se propone la edad de 16.18 ± 0.04 Ma, para marcar el fin de la serie MRH concluyendo la actividad magmática calcoalcalina de afinidad orogénica para el SO de Cerdeña y que puede asumirse concomitante o ligeramente posterior (por motivos estrictamente geométricos de la rotación) para el N de Cerdeña y SO de Córcega.

La alta tasa de deriva entre 20.5 y 18 Ma de hasta 9 cm yr^{-1} para la parte sur de Cerdeña (Gattacceca et al., 2007) provocó una gran extensión que podría ser la responsable del

adelgazamiento de la corteza en Cerdeña, el ascenso del manto y la fusión de magmas que producen el ciclo magmático peralcalino que inicia a los 15.96 ± 0.04 Ma. Entre el fin de la rotación y la extrusión de lavas comendíticas hubo un *gap* de 225 ka (sin actividad volcánica) en el sur. Se atribuye la ausencia de volcanismo peralcalino en el norte de Cerdeña debido, justamente, a que para su génesis se precisó la máxima extensión durante la rotación, de modo que teniendo un eje de rotación situado más al N de Córcega esta máxima extensión se produjo sólo en el sur.

Una edad guía para el volcanismo alcalino de la serie URH que cierra la secuencia en el SO de Cerdeña, y que representa la mayor extensión areal, es la Unidad Calasetta con una edad de 15.35 ± 0.04 Ma. Se sabe que no es la edad más joven para este volcanismo, porque las edades K/Ar en Boni et al. (1990) y Garbarino et al. (1990a) recalculadas para la Unidad Punta Mingosa sugieren 15.14 ± 0.71 Ma. Se considera necesario la utilización de un segundo geocronómetro como el método de U-Pb-Th en zircones, que nos permita validar y comparar las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ frente a todos los desafíos relacionados con los monitores minerales planteados más arriba, y con estas edades en circón restringir el final de la serie URH con una edad de alta precisión.

Finalmente, Lustrino et al. (2007) explican el inicio del ciclo anorogénico alcalino en Cerdeña a partir del volcanismo de la Isola del Toro e incluso lo relacionan con la apertura del espacio oceánico del Tirreno, anticipando su apertura en aproximadamente 6 Ma. Este trabajo demuestra que existe un episodio anorogénico peralcalino anterior y diferente al invocado por Lustrino et al. (2007).

8.7 Conclusiones del Capítulo 8

- Las cuatro edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ presentadas en este trabajo tienen una alta precisión respecto de trabajos anteriores y deben considerarse como edades fidedignas de los eventos eruptivos de las rocas volcánicas riolíticas del SO de Cerdeña.
- La Unidad Matzaccara marca el final de la actividad magmática calcoalcalina asociada al episodio orogénico a los 16.18 ± 0.04 Ma (Burdigaliense), con un período de 220 ka sin actividad volcánica hasta la extrusión de las primeras lavas comendíticas de Cala Vinagra a 15.96 ± 0.04 Ma (Langhiniense inferior) las cuales marcan el inicio del episodio anorogénico.
- Se define un intervalo de 240 ka de actividad magmática peralcalina con la extrusión de los productos más diferenciados hasta 15.72 ± 0.04 Ma, cuando la peralcalinidad empieza a disminuir. Después de un período de aproximadamente

370 ka la extrusión de Calasetta a 15.35 ± 0.04 Ma marca el retorno a un dominio claramente alcalino.

- El análisis y recálculo de las edades disponibles en la literatura y su inserción en el cuadro volcanoestratigráfico generado en esta tesis, permitió filtrar datos inexactos o inciertos. Se propone que esta tabla de edades depurada se considere la referencia válida para la sucesión volcánica del Sulcis (Tabla 8.6 y Fig. 8.14).
- Se limita el período final de la rotación del bloque Sardo-Corso en el Burdigaliense tardío (16.18 ± 0.04 Ma).
- Es necesario llamar la atención sobre el hecho de que el final del magmatismo calcoalcalino de tipo orogénico es probablemente heterócrono desde el S de Cerdeña hasta el sur y el offshore SO de Córcega (véase p.e. el conjunto de edades y materiales estudiados en Oudet et al., 2010 y Réhault et al., 2012). Esto sería coherente con el mecanismo de generación de una *slab window* propuesto para el Sulcis por Gisbert et al. (2019), del mismo modo que existen ya abundantes evidencias de tipo tecto-sedimentario, y de dataciones geocronológicas y bioestratigráficas que inducen a pensar en que no se debe considerar la rotación del bloque Sardo-Corso como un hecho unitario y analizar el fin de los procesos orogénicos concomitantes (deriva de la microplaca y final del volcanismo calcoalcalino) estudiándolos por segmentos individuales de la microplaca de Cerdeña-Córcega.

9. GEOCROLOGÍA. MÉTODO U-Th-Pb

Dataciones isotópicas U-Th-Pb en zircones para rocas volcánicas miocenas de la región SO del Sulcis.

9.1 Introducción

La geología isotópica y la geocronología son herramientas que están generando un gran avance en la evolución del conocimiento del planeta. Hay múltiples aplicaciones para toda la gama de pares isotópicos que existen y, de ese modo, la ciencia viene ayudando a la humanidad a comprender diversos procesos por los cuales el planeta Tierra pasó a lo largo de su formación. La metodología de U-Th-Pb en zircones posibilitó importantes avances en el conocimiento geológico. La abundancia de minerales accesorios con alto contenido de uranio en la mayoría de las rocas, así como la resistencia de estos minerales a la meteorización física y química, contribuyó a la expansión y notoriedad de esta metodología. El zircón ($ZrSiO_4$) está presente en muchas rocas y, debido a su estructura atómica, tiene capacidad de permanecer estable largos períodos de tiempo geológico. Por estas características el mineral puede proporcionar información de la formación de la Tierra, la evolución de la corteza y del manto (Lee et al., 1997). Actualmente es reconocido como uno de los mejores y más utilizados geocronómetros. El método de datación U-Th-Pb en zircón es uno de los más usados y versátiles en geología, ya que permite datar un amplio rango de rocas, indicando edades de magmatismo, metamorfismo, así como edades máximas para cuencas sedimentarias y proveniencia de sedimentos. Además del zircón para datación U-Pb, la monacita, apatita, xenotima, titanita, rutilo, baddeleyita, allanita y perovskita también son comunes, tales minerales proporcionan un espectro de características geocronológicas y aplicaciones termocronológicas en sistemas ígneos, metamórficos e hidrotermales. El Pb tiene cuatro isótopos naturales de los cuales tres (^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb) tienen un componente radiogénico por desintegración de ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th bajo el siguiente esquema: $^{238}U \rightarrow ^{206}Pb$; $^{235}U \rightarrow ^{207}Pb$; $^{232}Th \rightarrow ^{208}Pb$ (Schoene, 2013 y referencias ahí). La interpretación de los cambios en las composiciones isotópicas se basa en el estudio del fenómeno natural de desintegración nuclear (Ireland, 1999). Para que ese

proceso ocurra, el núcleo del átomo pierde espontáneamente masa por la emisión de partículas y, consecuentemente, energía radioactiva (Faure y Mensing, 2005). El tiempo transcurrido para que este proceso ocurra se conoce como período de semidesintegración ($t_{1/2}$). Hay distintas maneras de que los átomos inestables decaigan y esa variación se da por el tipo de partícula subatómica emitida durante el proceso, por lo tanto, se pueden nombrar tres diferentes tipos de emisión de radiación, alfa (α), beta (β) y gamma (γ). La emisión de las partículas subatómicas tiene una tasa constante a lo largo del tiempo, no sufriendo interferencia de factores externos al núcleo del átomo, esa tasa es la constante de decaimiento (λ) y cada isótopo posee una propia. Esta constante (λ) se utiliza en los cálculos geocronológicos realizados después de los análisis y permite encontrar valores absolutos para el material que se está datando.

No existe información previa referida a dataciones U-Th-Pb para las rocas volcánicas del Mioceno de Cerdeña. En el capítulo 8 se estudiaron 4 unidades piroclásticas riolíticas alcalinas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, que se corresponden con los productos eruptivos de mayor extensión areal en la región del Sulcis. En este capítulo se plantea el estudio geocronológico de las series MRH, LCO, UCO y URH con el método U-Th-Pb en zircones realizado en nueve muestras, para contrastar los resultados obtenidos por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidinas.

Uno de los objetivos del estudio geocronológico con zircones, es poder definir y entender como suceden las interacciones y eventos magmáticos entre unidades que marcan el inicio y fin en cada serie volcánica. Así se intentan datar las siguientes unidades en diferentes estadios de trabajo (enumeradas en orden volcanoestratigráfico a continuación): MLN (fin de la serie LRH); PC, MC, CA, NUR, MCR, MZ (toda la serie MRH); TRQA; CO, PT (casi toda la serie LCO); MU, AQD (en la serie UCO) y PCT (en la serie URH).

Este capítulo presenta 9 muestras datadas, enfocada en determinar el paso de la serie riolítica intermedia MRH a la serie peralcalina inferior LCO, para comprender los mecanismos que posicionan la unidad traquiandesítica (TRQA) intercalada entre estas dos series y restringir las edades para los eventos mineralizantes y el importante cambio en el quimismo de los magmas. Además, se aportan nuevos resultados para la serie UCO y URH, principalmente enfocados en determinar las edades que permitan establecer marcadores geocronológicos hacia el final de la actividad ígnea de la región.

9.2 Antecedentes

La evolución geodinámica de Cerdeña definida por Séranne (1999) describe la microplaca Córcega-Cerdeña como parte del margen continental europeo hasta el Oligoceno tardío.

Durante la convergencia entre las placas de África y Eurasia se generó una subducción en el margen occidental del Mediterráneo (Rollet et al., 2002), con un retroceso hacia el SE y una consecuente separación de la microplaca Córcega-Cerdeña; ésta sufrió una rotación antihoraria durante el Oligoceno-Mioceno desde el continente europeo hasta su posición actual (Cherchi y Montadert, 1982a) donde se generó un magmatismo calco-alcalino relacionado a la subducción.

Coulon (1977) definió el volcanismo orogénico de Cerdeña en un entorno de arco, bajo tectónica extensional, pero en el área del Sulcis (SO de Cerdeña) el magmatismo Oligo-Mioceno se produjo de manera diferente a otras áreas del arco magmático; las composiciones de los magmas de la región del Sulcis se desplazaron desde calcoalcalino (relacionado con la subducción) hacia alcalino y peralcalino (Araña et al., 1974; Assorgia et al., 1992b) relacionado con un ambiente de rotura de placa de subducción según Gisbert y Gimeno (2017) y Gisbert et al. (2019). Como se discutió anteriormente en el capítulo 7 y 8, en esta tesis se propone un ambiente anorogénico para las rocas peralcalinas y alcalinas de la parte final de esta secuencia volcánica.

Las rocas volcánicas de la región del Sulcis fueron emplazadas durante 33-15 Ma (Savelli, 1975, 1979; Beccaluva et al., 1985) y se encuentran en la parte continental de Cerdeña y en las islas menores Sant'Antioco y San Pietro. Los flujos riolíticos fueron emplazados en un periodo de tiempo aproximado de 18-15 Ma (Assorgia et al., 1994; Morra et al., 1994; Pasci et al., 2001). La mayoría de estas rocas fueron datadas con el método K-Ar (en roca total, biotita, plagioclasas, sanidinas y anortoclasas) y un análisis minucioso de las referencias bibliográficas, planteado en la sección 8.5 del capítulo 8, muestra que algunas de las edades no coinciden con la posición estratigráfica de las unidades. Esta falta de correlación es evidente en sectores donde existen dificultades a la hora de estudiar este tipo de depósitos, debido a la similitud que tienen en campo, principalmente los flujos ignimbríticos, como bien mencionan Gisbert y Gimeno (2017). Con los resultados expuestos en el capítulo 6, durante la cartografía de detalle, se espera haber mejorado la comprensión de esta problemática recurrente en la región del Sulcis.

Como se mencionó más arriba, esta etapa de investigación está centrada en resolver aspectos de las series comendíticas. La geoquímica analítica en los trabajos de Gisbert y Gimeno (2017) han permitido una discriminación de las unidades peralcalinas, agrupándolas en 3 grandes unidades: 1) Comenditas, 2) Monte Ulmus y 3) Carloforte. Sin embargo, en esta tesis han quedado muy bien definidas cinco unidades, las cuatro primeras marcadamente peralcalinas (CO, PT, MU, CF) y la quinta muy próxima a la peralcalinidad (AQD) al final de la serie de comenditas superiores. Además, se

discriminaron con mayor detalle 18 subunidades dentro de las series LCO-UCO y su correlación entre las islas menores y el Entrotierra Sulcitano. Se espera que con estas nuevas dataciones U-Th-Pb la definición volcanoestratigráfica pueda ser reafirmada dentro de los márgenes de error permitidos por el método.

Este estudio se centra en obtener edades que permitirán evaluar la fiabilidad de las dataciones disponibles para las unidades de la secuencia volcánica miocena del Sulcis. Además, al realizarse sobre rocas que son marcadores geoquímicos del ambiente anorogénico, posterior a la rotación del bloque Sardo-Corso, permitirán calibrar el momento del cambio de estas condiciones y así comprender este hito geocronológico para la evolución de este espacio geodinámico caracterizado por una delicada “marquetería” de microplacas en desplazamiento e interrelación durante el Mioceno superior. Estos datos son de interés regional, y permitirá además acotar el lapso temporal total de desarrollo de este volcanismo en la región. Por último, cabe señalar que se trata de la localidad tipo en la que las riolitas peralcalinas de tipo comendita fueron definidas (Bertolio 1895, 1896) por lo que estas dataciones más constreñidas tienen un interés adicional.

9.3 Descripción geológica de muestras para datación de zircones

Dos muestras fueron seleccionadas de la serie LCO en Sant’Antioco (Fig. 9.1 y Fig. 9.2 B y C) para poder determinar la edad del nuevo nivel ignimbrítico (LCO3) definido en esta tesis, que durante la cartografía se estimó en una posición volcanoestratigráfica similar a las coladas de Ravenna-Becco-Nasca (LCO3-L) en San Pietro. Además, se tomó la muestra del nivel reomórfico con abundantes *blisters*, de la parte media de la Unidad Monte Ulmus (subunidad UCO3-A), ya que su mayor representación areal se produce en esta isla, entre Cala Lunga y Cala Saboni; en San Pietro esta subunidad no está presente. El resto de las muestras se tomaron en San Pietro y corresponden al sector principalmente de la Mina Capo Becco y alrededores. En el O afloran los productos volcánicos relacionados con las mineralizaciones de manganeso y toda la base de la serie inferior de comenditas (Fig. 9.3). En particular se escogieron muestras de la serie MRH, para datar Montagna di Capo Rosso (MCR) y Matzaccara (MZ), también el cuerpo lacolítico traquiandesítico único en toda la región del Sulcis (Fig. 9.4) y los domos de Cala Fico, Cala Vinagra y el nivel ignimbrítico Genarbi correspondientes a los primeros flujos de riolitas peralcalinas (Fig. 9.5). Por último, y para determinar la relación de temporalidad entre Calasetta y Post-Calasetta, se tomó una muestra de la subunidad PCT4 (Fig. 9.2 A) que corresponde al nivel reomórfico también con *blisters* abundantes al norte de la isla.

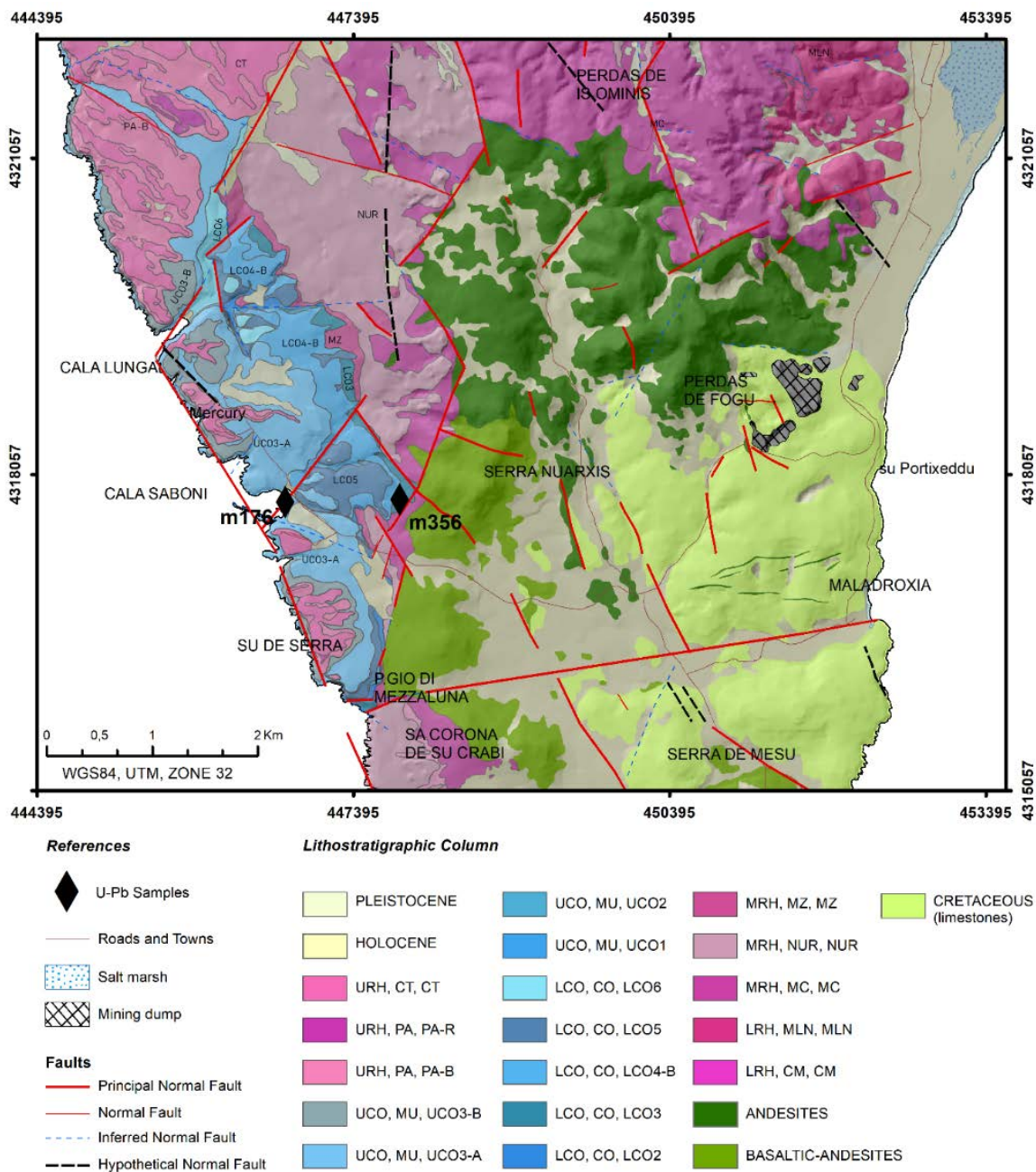


Fig. 9.1: Mapa centro-oeste de Sant'Antioco con la posición de muestras de las Unidades CO y MU para datación por U-Th-Pb en zircones.

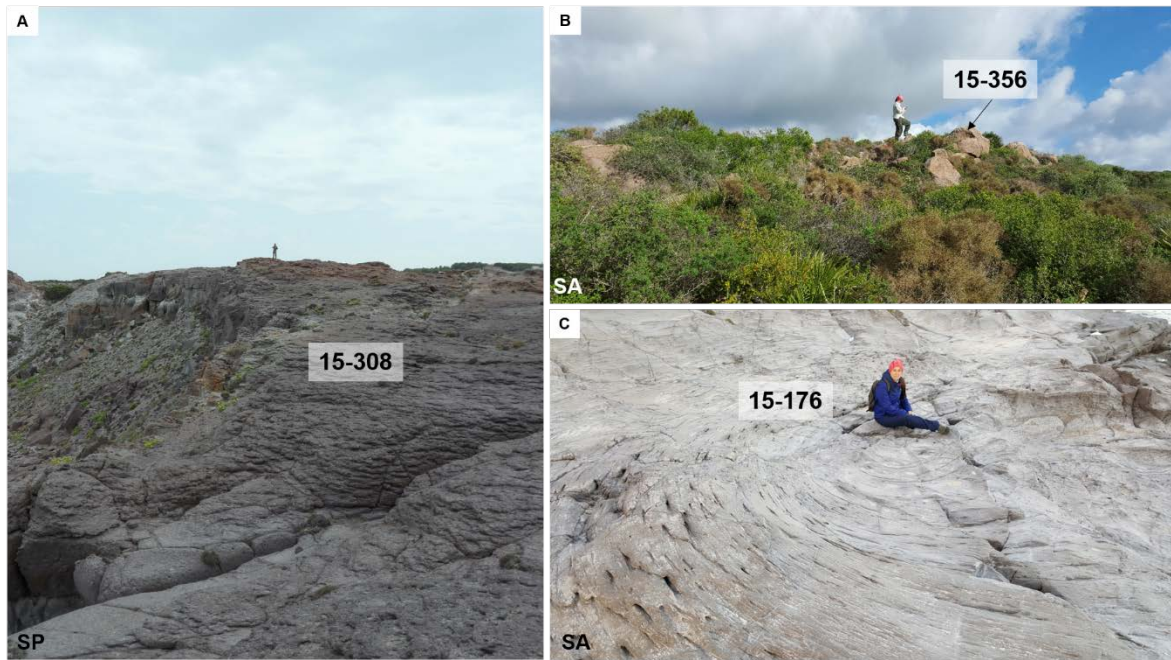


Fig. 9.2: A) Afloramiento en San Pietro (SP) de la muestra PCT4 (15-308). B y C) Afloramientos en Sant'Antioco (SA) de las muestras LCO3 (15-356) y UCO3-A (15-176).

Las rocas elegidas para geocronología U-Th-Pb en zircón (Fig. 9.6), del sector O de San Pietro son la unidad MZ (15-229) que presenta una silicificación débil a moderada, y la subunidad LCO1-D (Cala Vinagra 15-201) que presenta oxidación intensa de minerales máficos. La subunidad LCO2 se muestreó también en este sector ya que es necesario reconocer la temporalidad de estos flujos piroclásticos, debido a que todos los domos se intruyen sobre LCO2, pero también LCO2 contiene fragmentos de domos, por lo que las evidencias de campo reflejan un espacio temporal estrecho, aunque no siempre está claro. En el caso de las unidades más altas en la secuencia, los efectos de alteración parecen menos evidentes, aunque la circulación de fluidos (volátiles) es particularmente importante en las muestras 15-176 (UCO3-A) y 15-308 (PCT4) que se corresponden con subunidades ignimbríticas con reomorfismo muy marcado. La subunidad LCO3 (15-356) es la roca más fresca tratada en esta serie de muestras (Fig. 9.7).

La petrografía realizada para identificar los cristales de zircón sólo resultó exitosa para las muestras de la serie MRH (Fig. 9.8), debido al tamaño de los cristales entre 50-100 μm . Pero en el caso de las rocas peralcalinas no se consiguió una correcta identificación en microscopio petrográfico, asumiendo un tamaño $<50 \mu\text{m}$. A pesar de esta situación, como se trata de rocas riolíticas con contenidos de Zr elemental analizado en roca total, entre 400 a 1000 ppm, se entendió que contendrían estos minerales. La única serie con contenido menores de Zr es TRQ, y en particular el valor medio en roca total para TRQA es de 221.54 ppm Zr (Fig. 9.9).

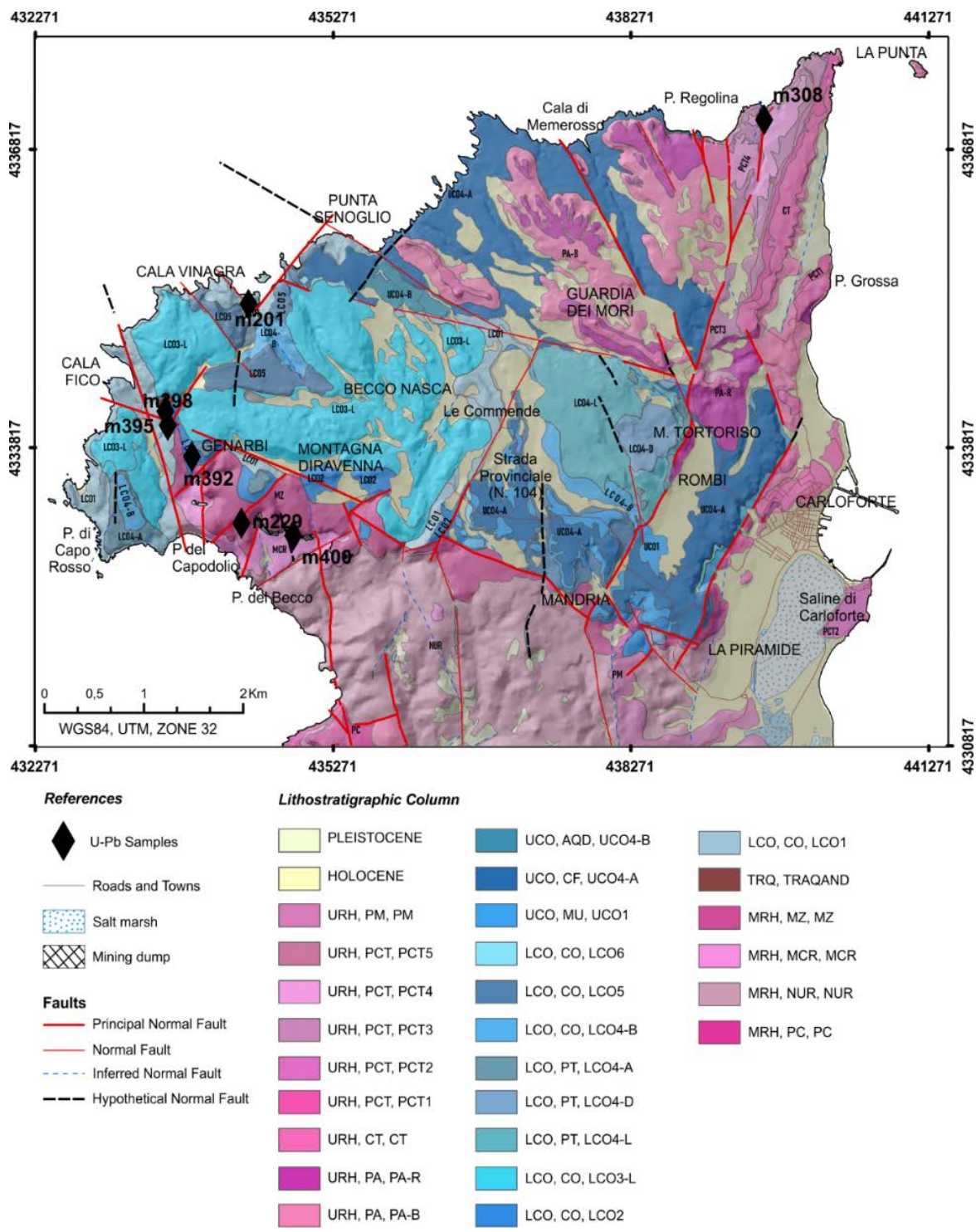


Fig. 9.3: Mapa de San Pietro con la posición de las muestras de las Unidades MCR, MZ; TRQA, CO y PCT, para datación por U-Th-Pb en zircones.

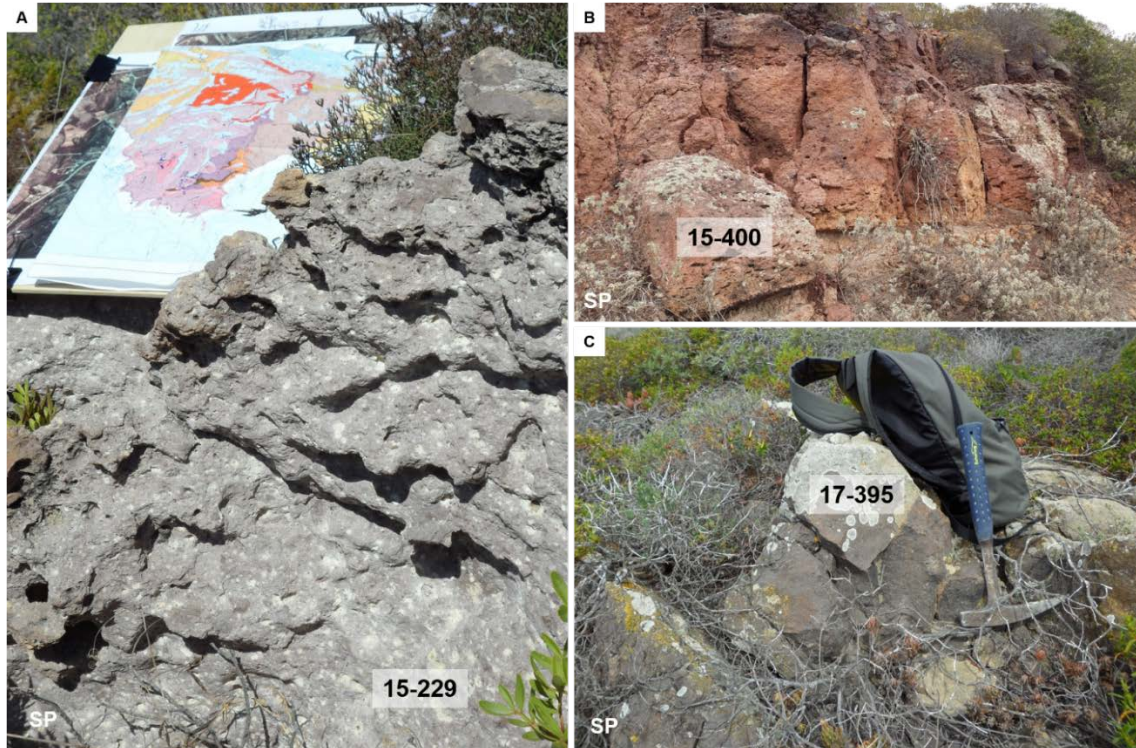


Fig. 9.4: Afloramientos en San Pietro (SP) de las unidades a techo de la serie MRH. A) MZ (15-229). B) MCR (15-400). C) Serie TRQ con afloramiento de la unidad TRQA (17-395).



Fig. 9.5: Afloramientos de la base de LCO. A) Muestra 17-392, nivel basal Genarbi (LCO2). B) Muestra 15-201, domo Cala Vinagra (LCO1-D), nótese la zona de brechas en una matriz hialoclastítica en la parte superior de la foto. C) Muestra 17-398, domo Cala Fico con lineación de flujo.



Fig. 9.6: Sector O de San Pietro. Muestras a partir de las cuales se realizó el protocolo de separación de zircones. La fila superior corresponde a las unidades terminales de la serie MRH, la fila intermedia corresponde a los domos comendíticos de la serie LCO y la fila inferior muestra la subunidad ignimbrítica Genarbi (LCO2) y el domo traquiandesítico.



Fig. 9.7: Sector O de Sant'Antioco. Unidades comendíticas de la serie inferior (LCO3, 15-356) y superior (UCO3-A, 15-176). Sector N de San Pietro para la muestra PCT4 (15-308). En las dos últimas fotografías se puede apreciar una fábrica planar determinada por las líneas de flujo que controlan la orientación de cristales y pumitas.

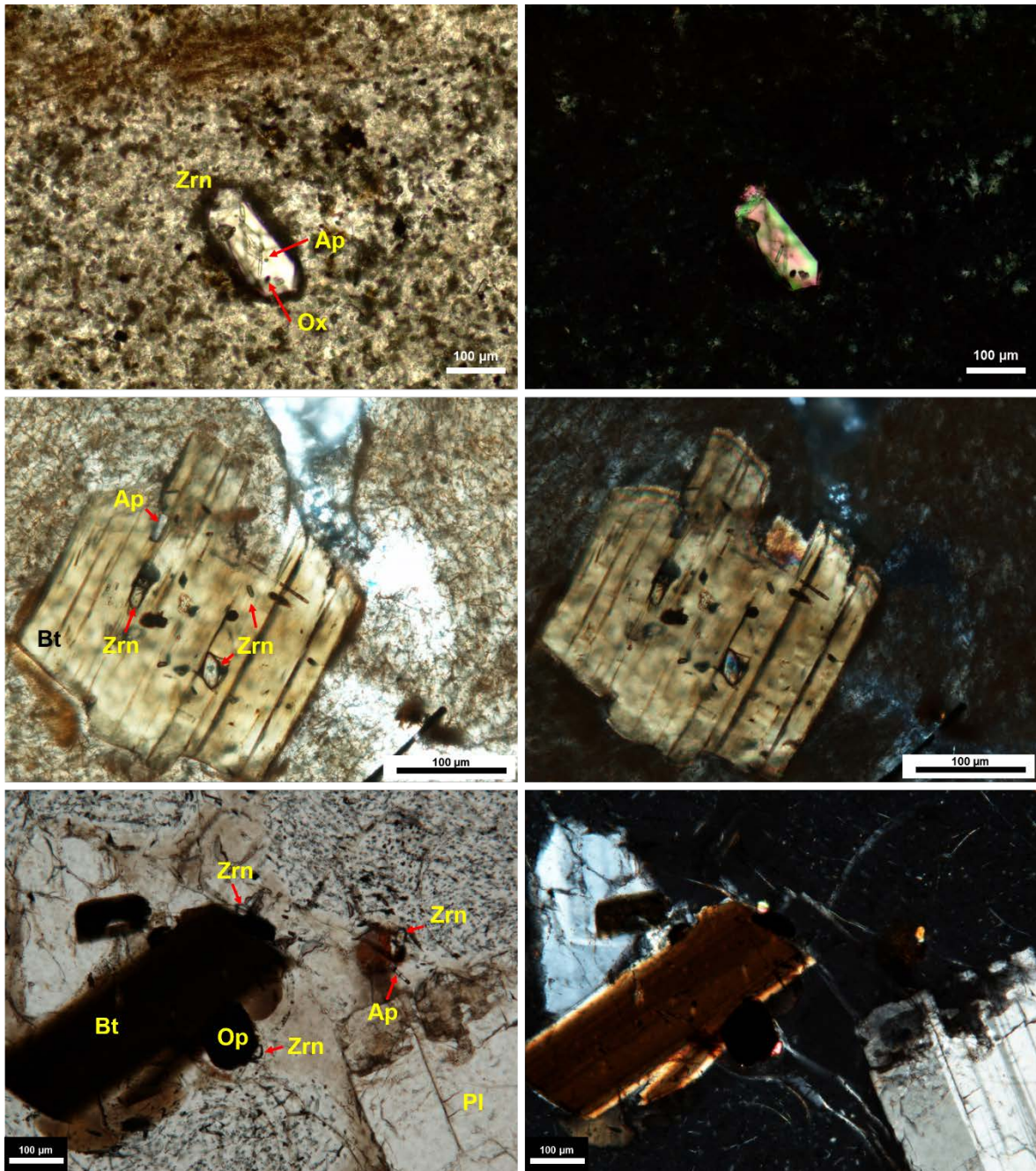


Fig. 9.8: Zircones en rocas de la serie MRh. A la izquierda fotos a nícoles paralelos, a la derecha fotos a nícoles cruzados. La paragénesis común en estas rocas consta de cristales de Pl y Bt como fases principales y Op, Ap y Zrn como fases accesorias. Los cristales de zircón de mayor tamaño se observan libres en el vidrio, pero son más frecuentes los cristales adosados a granos de minerales opacos, también en contacto con cristales de Bt y como inclusiones en estos cristales. A su vez los cristales de zircón contienen numerosas inclusiones de Ap y Op. Esta paragénesis mineral es común para MCR y MZ. Nótese la textura perlítica en el vidrio, en la tercera foto que corresponde a la Unidad MZ. Bt: biotita, Op: opacos, Pl: plagioclasa, Zrn: zircón, Ap: apatito. Abreviatura de minerales según Whitney y Evans (2010).

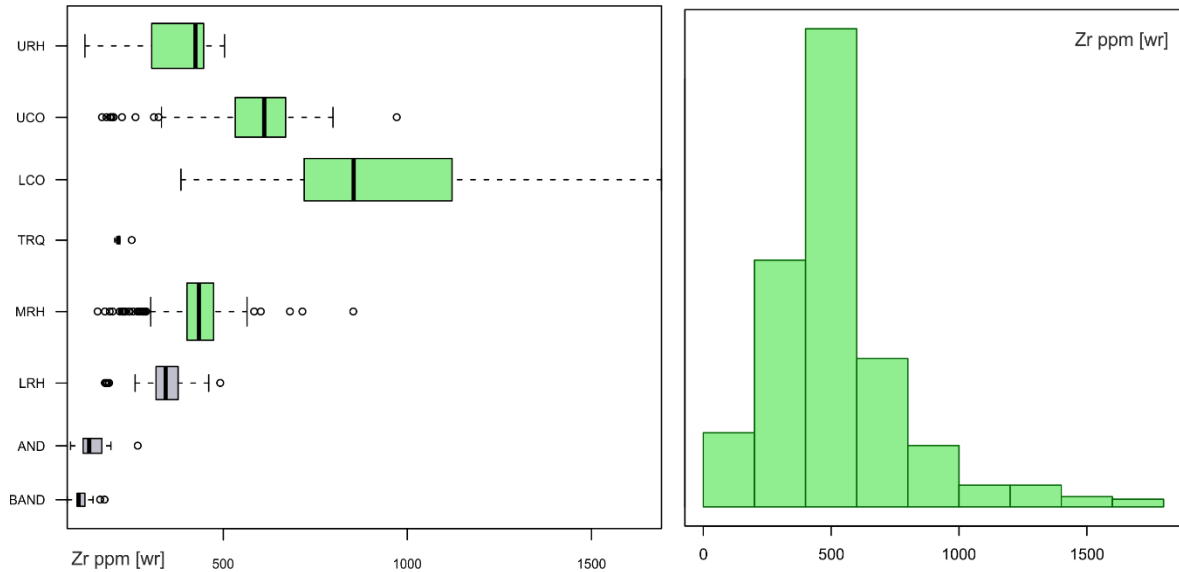


Fig. 9.9: Rango de concentraciones de Zr elemental [ppm] en roca total obtenido del análisis de 849 muestras de la región del Sulcis. Las series de la parte inferior de la secuencia volcánica (en color gris) no han estudiado lo suficiente con métodos geocronológicos recientes.

9.3.1 Geoquímica de roca total de las muestras geocronológicas

A continuación, se exponen algunos aspectos descriptivos desde el punto de vista geoquímico de las rocas seleccionadas para geocronología U-Th-Pb. En la Tabla 9.1 se resumen las concentraciones de óxidos mayoritarios, obtenidas mediante análisis de FRX en perlas vítreas a dilución 1:20 en tetraborato de litio, con estimación del contenido de H₂O wt% por pérdida al fuego (LOI) a 950°C durante 5 horas; y los elementos trazas y REE más importantes para este sistema, que se analizaron con ICP-MS. Los restantes elementos determinados se pueden consultar en la sección 19.8 del Anexo IV. Como se explicó en la sección 7.2 del capítulo 7, las concentraciones de Zr >500 ppm se analizaron también por FRX en pastillas aglomeradas con Elvacite y prensadas en ácido bórico.

Los diagramas R1-R2 (De la Roche et al., 1980) y Zr/TiO₂ vs SiO₂ (Winchester y Floyd, 1977) se presentan para clasificar las rocas principalmente en el campo alcalino y particularmente las rocas comendíticas (Fig. 9.10), ya que en el caso particular de la muestra 17-392 si se calcula el índice de agpaicidad su valor es <1, esto es debido a la alteración de Na y K durante el emplazamiento subacuático de esta subunidad (LCO2). Esto es muy frecuente en Genarbi, por lo tanto, la discriminación directa de peralcalinidad con óxidos mayoritarios no es factible en estos flujos piroclásticos. Sin embargo, con el diagrama de elementos inmóviles no quedan dudas del campo dominante comendítico. En el caso de la unidad traquiandesítica (TRQA) el diagrama R1-R2 representa muy bien la posición de la muestra en su clasificación como latita.

Tabla 9.1: Geoquímica de roca total de muestras seleccionadas para datación de zircones por U-Th-Pb. Los óxidos mayoritarios fueron analizados por FRX en perlas y los elementos trazas y REE con ICP-MS. El Zr en concentraciones >500 ppm fue analizado también por FRX en pastillas.

Place	Sant'Antioco		San Pietro						
Sample	15-176	15-356	17-392	17-398	15-201	17-395	15-229	17-400	15-308
Series	UCO	LCO	LCO	LCO	LCO	TRQ	MRH	MRH	URH
Unit	MU	CO	CO	CO	CO	TRQ	MZ	MCR	PCT
Subunit	UCO3-A	LCO3	LCO2	LCO1-D2	LCO1-D1	TRQA	MZ	MCR	PCT4
%									
SiO ₂	73.17	72.35	70.02	74.75	75.98	55.32	69.97	66.46	70.56
TiO ₂	0.18	0.31	0.18	0.15	0.16	2.02	0.50	0.70	0.37
Al ₂ O ₃	12.68	11.92	13.22	11.27	11.85	15.72	15.40	14.98	14.97
Fe ₂ O ₃	2.88	4.12	3.73	3.15	2.69	9.64	2.44	4.02	2.25
MnO	0.10	0.13	0.12	0.09	0.02	0.13	0.07	0.11	0.03
MgO	0.07	0.14	0.49	0.09	0.14	2.44	0.44	0.69	0.08
CaO	0.08	0.19	0.14	0.08	0.04	5.95	0.76	0.95	0.67
Na ₂ O	4.66	4.53	3.07	4.48	4.29	4.03	4.45	3.25	4.71
K ₂ O	5.32	4.80	3.61	4.68	4.74	2.57	5.42	5.65	5.69
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.68	0.03	0.18	0.02
H ₂ O	0.73	0.53	5.04	0.64	0.80	0.68	0.80	1.72	0.49
Total	99.60	98.66	99.30	99.12	100.45	98.34	100.03	98.45	99.70
ppm									
U	4.61	4.10	5.30	8.30	4.01	2.40	3.50	3.30	2.77
Th	30.74	14.55	34.90	35.70	38.66	7.74	17.97	15.25	19.94
Pb	40.69	24.30	27.80	29.20	27.86	9.50	20.64	67.10	15.09
Zr	648.27	667.61	869.96	855.54	826.16	206.00	451.62	473.50	401.83
Y	63.15	69.70	63.60	84.80	102.78	65.00	32.98	35.80	29.62
La	88.77	86.80	73.20	67.70	66.28	48.00	67.26	55.60	72.32
Ce	176.90	164.00	145.00	125.00	160.32	86.20	124.50	104.00	133.04
Pr	21.33	20.70	16.70	16.40	17.56	12.10	16.30	12.35	15.44
Nd	78.55	75.00	58.60	57.90	64.91	51.30	60.37	45.50	55.19
Sm	15.22	15.15	11.65	12.20	14.86	11.00	11.58	8.50	10.08
Eu	0.16	0.59	0.13	0.09	0.08	2.92	2.25	1.93	1.49
Gd	15.53	14.20	11.85	12.55	15.98	11.75	10.65	7.87	10.07
Tb	2.36	2.29	2.01	2.19	2.96	1.69	1.52	1.20	1.46
Dy	13.73	13.25	12.20	13.95	19.37	9.74	8.54	6.77	8.23
Ho	2.47	2.50	2.55	2.97	4.04	1.98	1.49	1.33	1.39
Er	7.19	6.97	7.62	9.14	12.32	5.59	4.23	3.73	4.01
Tm	1.01	1.02	1.18	1.42	1.83	0.75	0.56	0.53	0.55
Yb	6.52	6.78	8.08	9.65	12.22	4.60	3.61	3.30	3.55
Lu	0.98	1.04	1.24	1.47	1.87	0.70	0.51	0.47	0.50

D2: domo Cala Fico, D1: domo Cala Vinagra

La normalización de elementos trazas se realizó contra el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). En general las unidades riolíticas MZ, MCR, TRQA y PCT tienen un enriquecimiento tanto en LILE (*large ion lithophile elements*) como en HFSE (*high field strength elements*), respecto al manto. Las rocas comendíticas también presentan este patrón, pero se caracterizan por estar fuertemente deprimidas en Ba. A su vez todas las unidades riolíticas presentan anomalía negativa de Sr y también una anomalía negativa de Eu que es más acentuada en las comenditas (Fig. 9.11). Destacan también las anomalías negativas de P y Ti, mientras que las anomalías positivas se observan en Th, U, Ta, Pb,

Zr, Hf y Li. En particular la muestra 15-201 del domo de Cala Vinagra, presenta un patrón más alto de enriquecimiento en Hf y HFSE. La Unidad traquiandesita por el contrario tiene un patrón más plano a partir del Sr y hasta el Ti y solo presenta una ligera anomalía de Ba comparable con las riolitas medias y superiores.

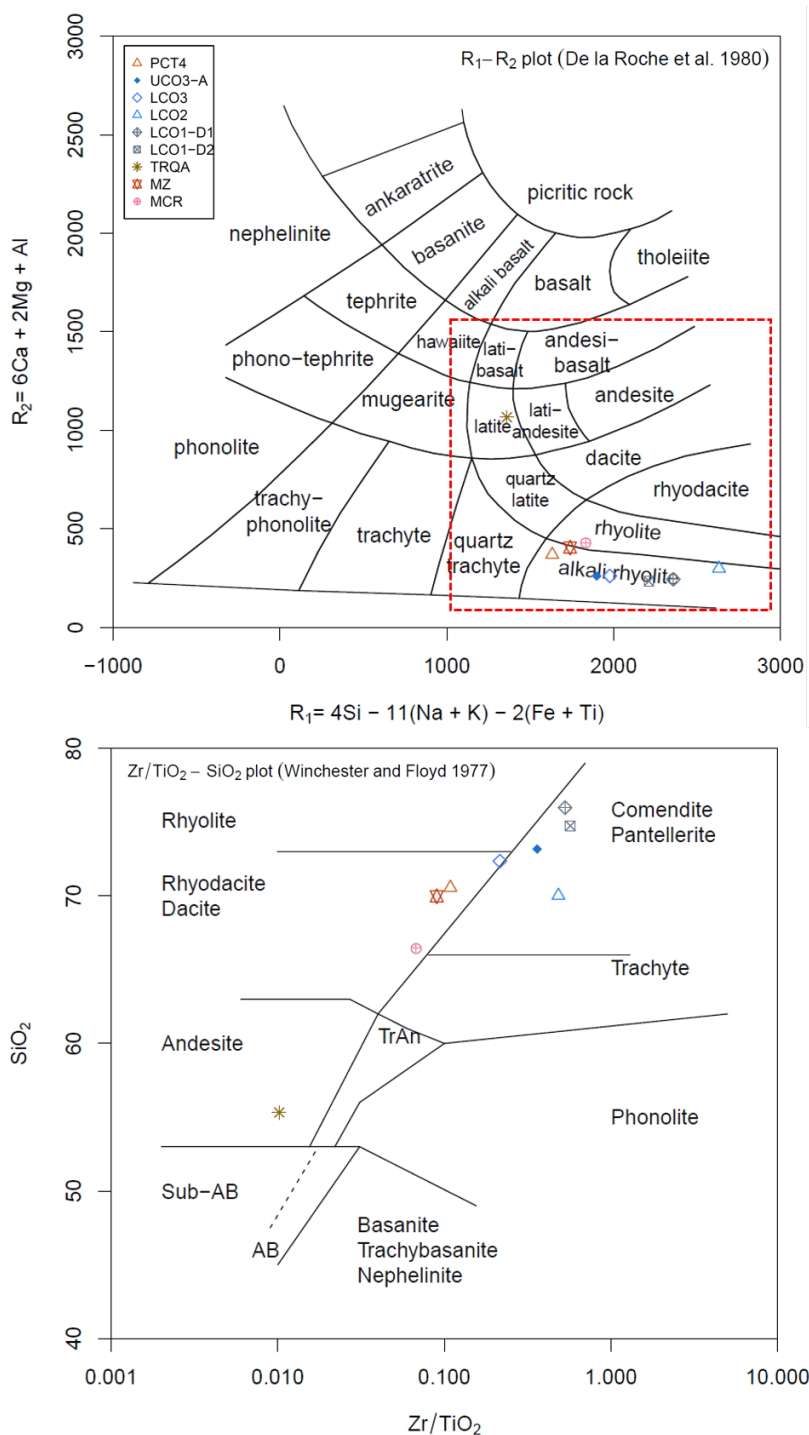


Fig. 9.10: Diagramas de clasificación de rocas volcánicas utilizando los elementos mayoritarios (De la Roche et al., 1980) y la relación Zr/TiO₂ como elementos inmóviles (Winchester y Floyd, 1977). Las rocas de la serie MRH están generalmente en transición entre el campo de riolitas subalcalinas hacia alcalinas.

El diagrama mutielemental para REE (Fig. 9.11) normalizado también con el manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) presenta fuerte anomalía negativa de Eu por fraccionamiento de plagioclasas para las comenditas, con menor intensidad en LCO3. La traquiandesita presenta un patrón de normalización bastante plano en Eu, las riolitas medias siguen una tendencia similar. Es notable el enriquecimiento de los domos comendíticos en HREE, particularmente la muestra 15-201 mostrando un patrón plano constante desde Gd a Lu por encima de todas las muestras.

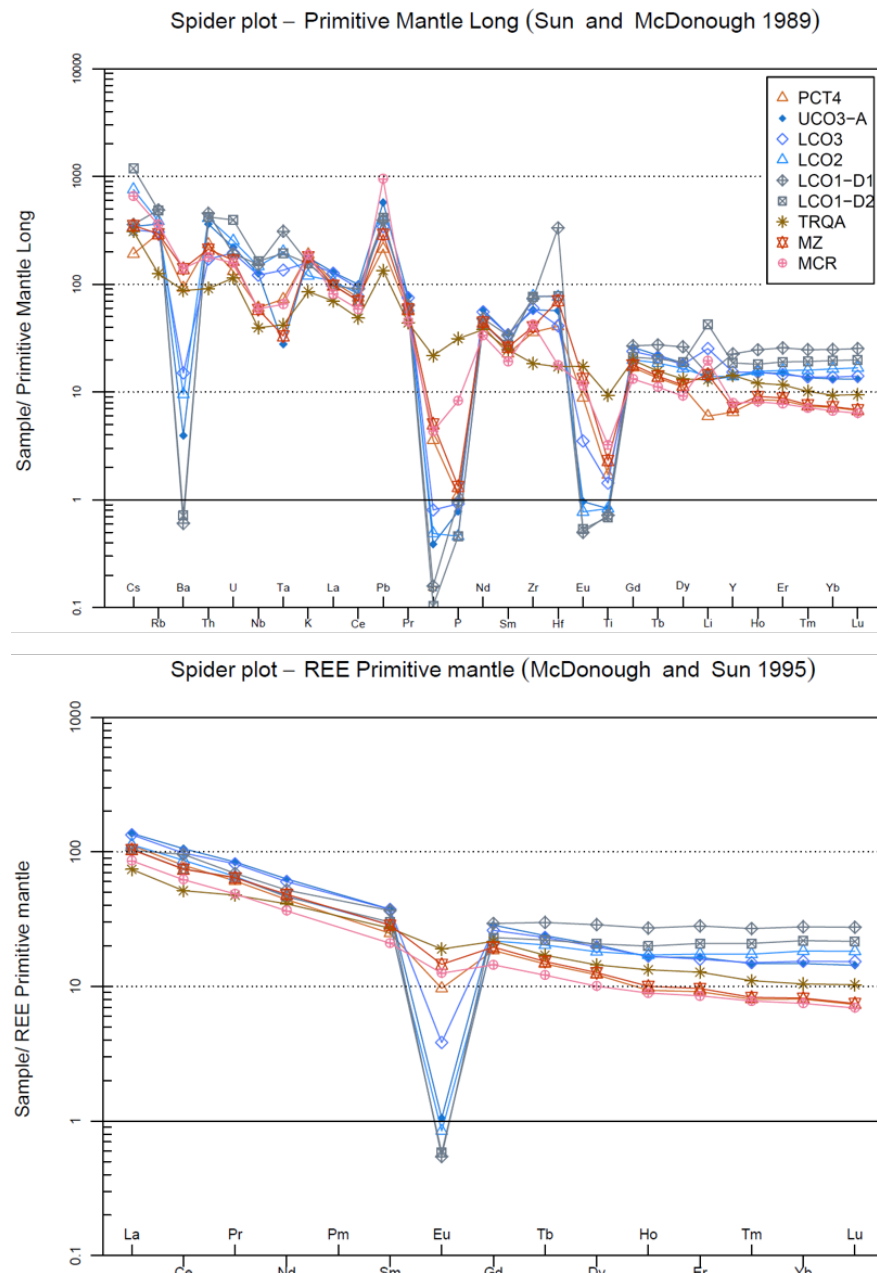


Fig. 9.11: Diagramas de normalización de elementos trazas y tierras raras (REE) comparados con el manto primitivo según Sun y McDonough (1989); McDonough y Sun (1995).

Las concentraciones de Zr, Th, U y Pb en roca total (*whole rock, wr*), de las nueve muestras se exponen en los gráficos combinados de tres variables (Fig. 9.12). En la serie LCO las muestras están más enriquecida en Th, U y Zr que el resto de las series, con la excepción de la subunidad LCO3 (15-356) de Sant'Antioco. Es significativo el menor contenido de U para el domo de Cala Vinagra (15-201), en comparación con el domo de Cala Fico (17-398), siendo que ambos pertenecen a la misma unidad basal de la serie LCO. En referencia al contenido de Pb elemental, es notorio el elevado valor que presenta la muestra MCR (17-400) respecto de las concentraciones promedio de las muestras restantes.

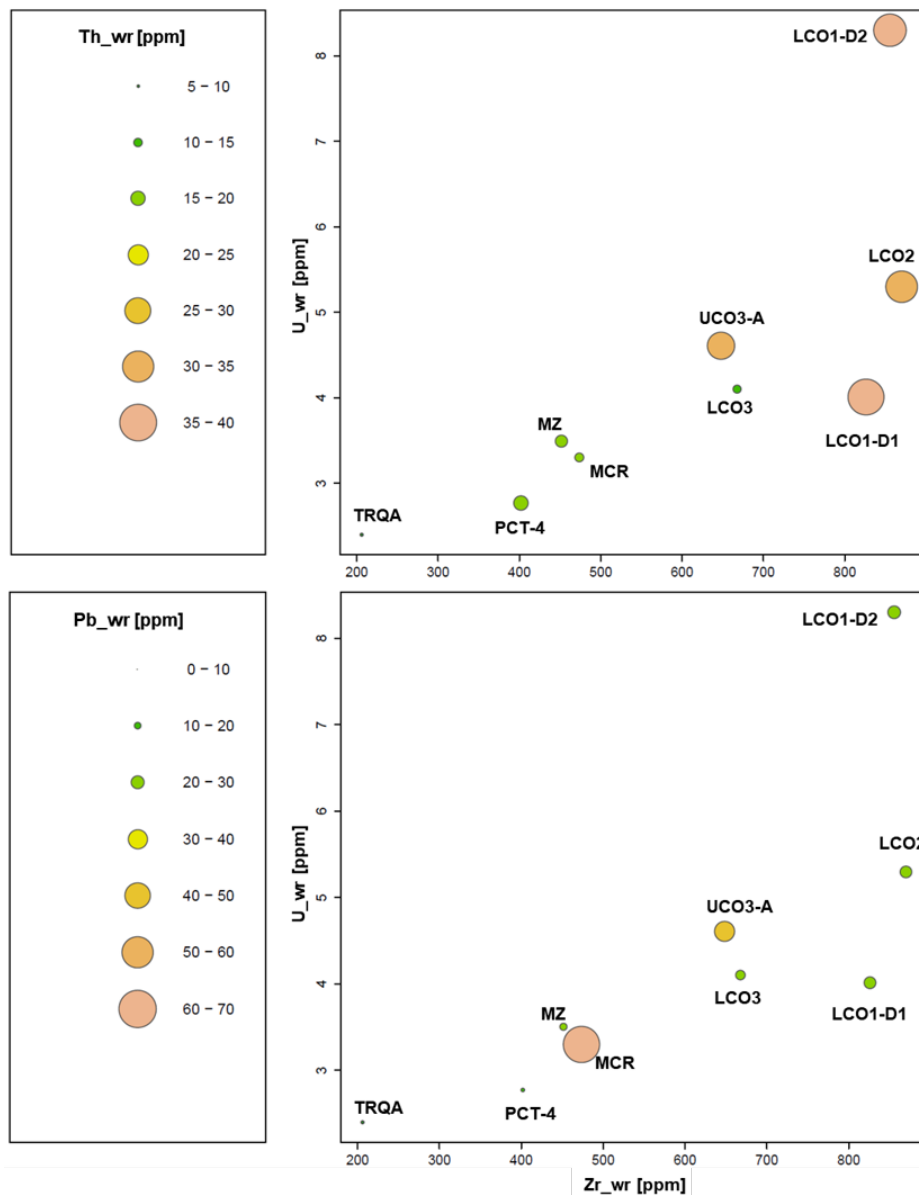


Fig. 9.12: Concentraciones de Zr, Th, U y Pb en roca total (wr) de las muestras seleccionadas para el estudio geocronológico en zircones. Se aprecia el progresivo enriquecimiento de Zr, U y Th hacia los productos volcánicos más diferenciados, mientras que el Pb se mantiene entre 10-30 ppm con la excepción de las muestras MCR y UCO3-A.

9.4 Metodología

Esta etapa de investigación se desarrolló en colaboración con la Universidad de San Pablo, Brasil (USP) mediante estancia pre-doctoral de formación e investigación internacional. Las muestras fueron preparadas por la autora y las mediciones realizadas por el Dr. M. Liska Borba. El Instituto de Geociencias cuenta con un Laboratorio de Geocronología de Alta Resolución-Geolab-SHRIMP, que forma parte del Centro de Investigaciones Geocronológicas. Para llevar a cabo la geocronología U-Th-Pb mediante SHRIMP-IIe/MC (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*, segunda generación con multi-colector) se empleó el protocolo de separación mineral de zircones del Laboratorio de Preparación de Muestras del Centro de Investigaciones Geocronológicas de la USP. Las muestras corresponden a rocas de afloramientos, con un peso inicial de aproximadamente 2 Kg. Se procesaron 16 muestras (>30 Kg de roca) que abarcan desde el techo de la serie LRH (unidad MLN) hasta el techo de la serie URH (unidad PCT). Estas muestras se fragmentan, se pulverizan y se tamizan en varias etapas con tamiz #250, #100 y #60 *mesh* (Fig. 9.13) hasta alcanzar la fracción 0.150 a 0.063 mm y menor.



Fig. 9.13: Trituración, pulverización y tamizado de muestras. De 1 a 5 procesos repetitivos sistemáticos hasta alcanzar la granulometría óptima <200 μ m. De A C se observa la reducción granulométrica hasta las porciones deseadas.

El siguiente paso consiste en el uso de mesa vibratoria tipo Wilfley para concentración gravimétrica con flujo de agua controlado en movimiento horizontal constante. En primer lugar, se concentran los minerales pesados de la fracción pasante del tamiz 100 *mesh* con

un determinado ángulo, que luego se cambia cuando se pasa por la mesa la fracción pasante del tamiz 250 *mesh*. Se obtienen dos submuestras que se filtran y secan a 30°-40°C bajo lámpara calentadora (Fig. 9.14).

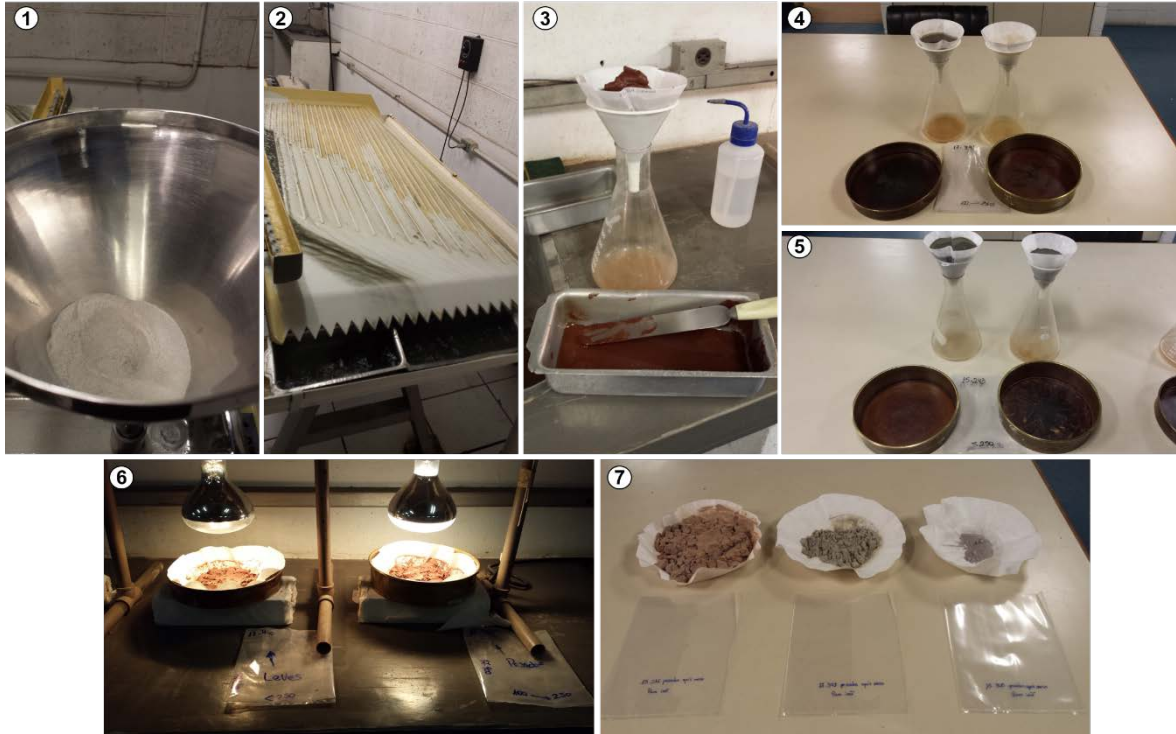


Fig. 9.14: Concentración gravitatoria en mesa tipo Wilfley, los pasos correlativos de este procedimiento están representados del 1 al 7. En 4 y 5 se observan las porciones para pasante tamiz 100 *mesh* y pasante tamiz 250 *mesh* que se procesan de manera separada en la mesa vibratoria.

Con las dos fases producida en esta etapa de concentración gravimétrica se realiza una primera concentración magnética mediante imán de mano de 900 gauss para separar los óxidos de hierro abundantes como por ejemplo la magnetita. Una vez obtenidos los productos libres de minerales altamente magnéticos se utiliza un separador tipo Frantz. En esta etapa se trabajó con una inclinación frontal de 10° sin inclinación lateral, y amperajes desde 0.3 hasta 0.8 A para optimizar la separación mineral en dos y hasta 3 etapas. En este punto se obtienen dos submuestras, la primera no magnética y la segunda magnética (Fig. 9.15). Esta última se guarda para posibles estudios posteriores.

En la fracción no magnética se utilizan líquidos densos para seguir el proceso de concentración de zircones, primero se utiliza bromoformo (CHBr_3 de densidad 2.82 g/cm^3), donde se logra una buena separación del material considerado liviano (micas, arcillas). En este punto si se observan aún abundantes minerales máficos como piroxenos y anfíboles se utiliza nuevamente el equipo Frantz con un amperaje de 0.3 a 1 A.



Fig. 9.15: Separación de fases magnéticas con imán de mano y por Frantz. Nótese la proporción de minerales magnéticos en la etapa 1 y 2 en relación con la fase no magnética (misma muestra, tubo de color más claro). En 3 y 4 lo que se procesa en Frantz es el resultado de la fase clara del paso 2. Nuevamente la proporción de minerales máficos magnéticos es elevada respecto de las fracciones no magnéticas. La muestra 15-269 corresponde a NUR y la 17-395 a TRQA.

En la siguiente etapa de líquidos densos el material pesado se pasa por yoduro de metileno (CH_2I_2 de densidad 3.32 g/cm^3), siendo la densidad media del zircón 4.65 g/cm^3 , este proceso concentra los cristales de zircón y otros minerales pesados. En el concentrado de mineral pesado se utiliza ácido nítrico a una concentración en torno al 20% para disolver sulfuros y mantener los silicatos. El material es lavado en agua destilada y secado bajo lámpara (Fig. 9.16).

Durante las preparaciones se presentó la particularidad de que ninguna de las muestras correspondientes a pantelleritas (Unidad PT) contenía zircones, por lo que no se pudo aplicar el método en las correspondientes subunidades (LCO4-A, LCO4-L y LCO4-D). El concentrado mineral final se coloca en placa de Petri y con ayuda de lupa binocular y pinzas se realiza la extracción manual de los zircones hasta obtener al menos entre 30 y 80 granos, dentro de las posibilidades que ofrece la muestra (Fig. 9.17).

A partir del concentrado de zircones se montan pastillas en resina Epoxy (marca Allied #145-20015/10) de 2.54 cm donde se colocan también zircones de referencia (estándar), el laboratorio utiliza el Temora 2, de edad 416.78 Ma (Schoene, 2013). En esta probeta se colocaron además dos estándares NIST-610 y NIST-612 (Woodhead y Hergt, 2001) para los estudios posteriores de REE.

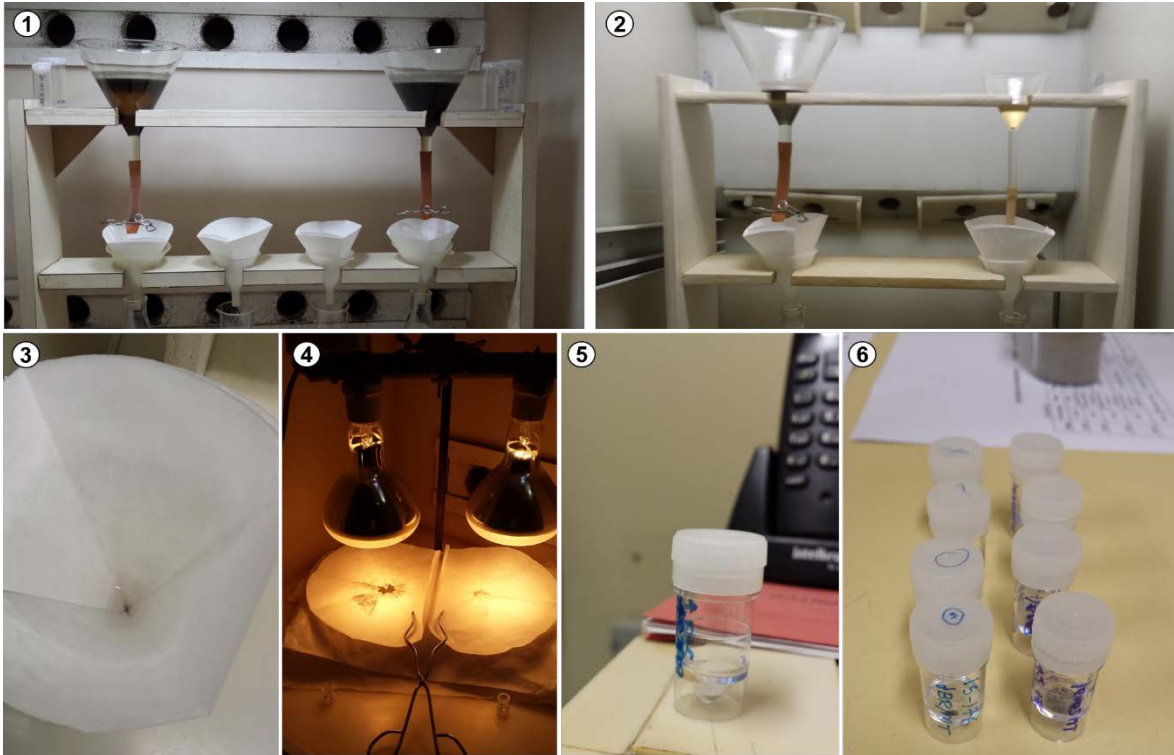


Fig. 9.16: Protocolo de trabajo con líquidos densos. En 1 separación con bromoformo, en 2 separación con yoduro de metileno. Nótese en 3 y 4 la cantidad de minerales pesados obtenidos. En 6 se analiza la fracción con lupa binocular y se determina si la muestra pasa una vez más por Frantz o ya está lista para la etapa de separación manual de zircones.

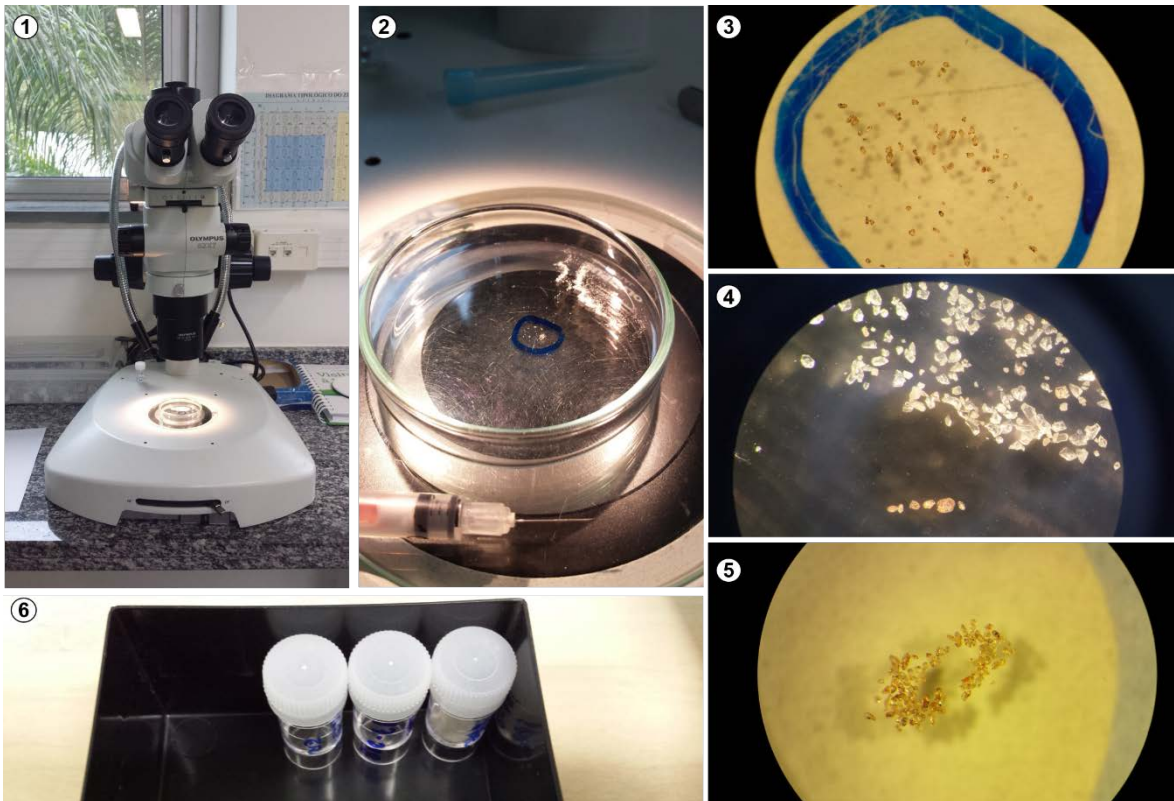


Fig. 9.17: Proceso de separación manual de cristales de zircón con lupa binocular y pinzas para su posterior montaje.

El montaje se seca en estufa y se hace un pulido (suspensión policristalina de diamante 1/4 μm , Diapoli SWB) para revelar la estructura interna de los cristales (Fig. 9.18), la pastilla es limpiada con ultrasonido por 30 minutos, se deja secar en estufa a 40°C durante 3 hs y, por último, se realiza metalización con oro. El montaje se analiza con microscopio electrónico de barrido-MEV, modelo FEI Quanta 250 y detector PMD-BSE (Catodoluminiscencia) para verificar las estructuras internas de los cristales de zircón (Fig. 9.19). Se utiliza un patrón de cobalto para ajuste de la calibración.

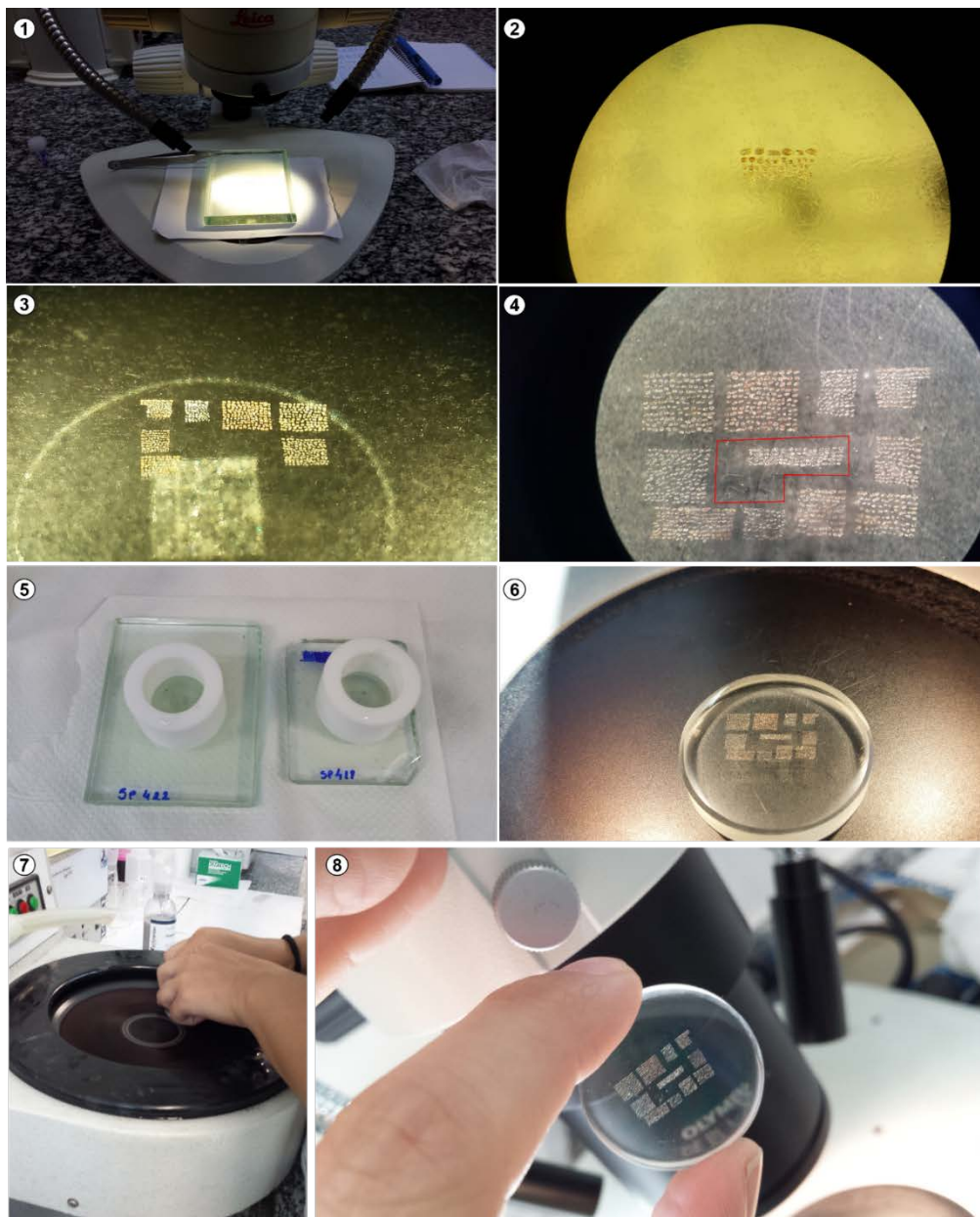


Fig. 9.18: Etapa de montaje de la probeta que contiene 10 muestras diferentes de rocas y 3 estándares. En el punto 2 se puede apreciar una primera fila de cristales de zircón de tamaño mayor que las filas sucesivas inferiores. En el punto 4 se delimitó con un recuadro rojo el área que corresponde a los estándares Temora 2 y NIST-610 y 612.

En esta etapa se verifica que el mayor porcentaje de granos corresponda al mineral de interés ya que en algunas ocasiones cristales de monacita o apatito pueden confundirse con zircones, sobre todo en este tipo de rocas volcánicas, en las que la mayoría de los cristales tienen tamaños entre 30-50 μm en contraste con otros menos abundantes que alcanzan las 200 μm . La obtención de imágenes con microscopía electrónica de barrido de electrones retrodispersados y catodoluminiscencia es de suma importancia para identificar o aislar diferentes dominios de crecimiento en los cristales (Schoene, 2013), también permite observar la presencia de inclusiones, analizar presencia de poblaciones diferentes, estado general del cristal (forma cristalina, bordes redondeados, procesos de corrosión), núcleos heredados, entre otras características. Además de la captura de imágenes por catodoluminiscencia se obtuvieron imágenes con electrones secundarios ES, debido a la abundante presencia de inclusiones y crecimiento de otros minerales en los bordes de los cristales.

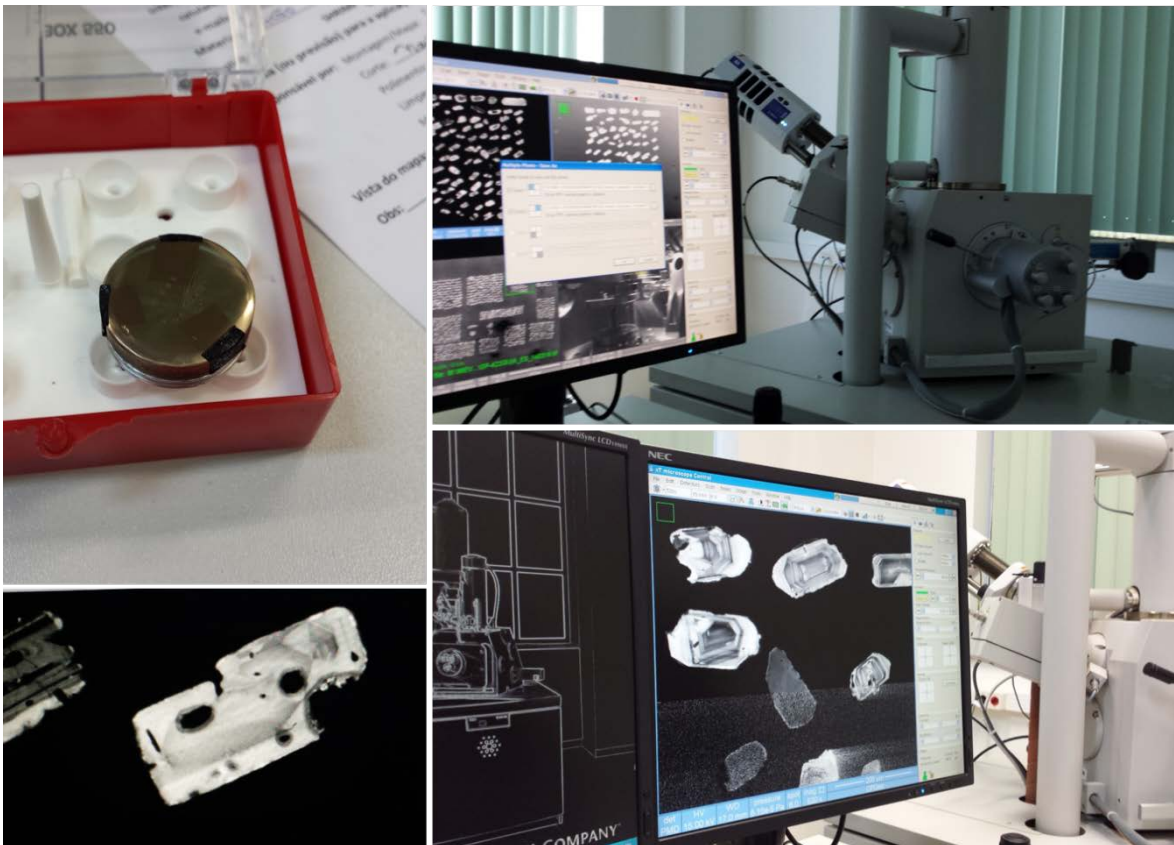


Fig. 9.19: Estudio de detalle mediante microscopio electrónico de barrido-MEV con catodoluminiscencia. Se trabaja con la probeta recubierta en oro. Nótese en la imagen inferior izquierda inclusiones de gran tamaño en el interior y borde del cristal.

Finalmente, con el equipo SHRIMP-IIe/MC (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) que consta de un espectrómetro de masas con microsonda iónica de alta resolución (SHRIMP),

de segunda generación (Ile) y un sistema de detección por multicolector (MC) con resolución para las masas de $^{196}\text{Zr}_2\text{O}$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{238}U , ^{248}ThO y ^{254}UO se realizan los análisis de los zircons. Se realizaron seis bloques de análisis de masas en cada zircon seleccionado y un estándar (TEMORA 2) para control interno de las medidas, por cada cuatro cristales de la muestra (Fig. 9.20). En total se analizaron 16 granos de zircons por muestra. Se realizaron ajustes para Pb común con el ^{204}Pb medido utilizando el método de Stacey y Kramers (1975). La evaluación de los datos y el cálculo de la edad proporcionada por el laboratorio Geolab, se realizó con *software* SQUID-1.06 e ISOPLOT3 (Ludwig, 2003). El detalle completo de las configuraciones analíticas, adquisición de datos y su procesamiento por parte del laboratorio de Geocronología de Alta Resolución-Geolab se encuentran publicados en Sato et al. (2014). Todo este proceso fue financiado por proyectos propios del director del centro, el Dr. Colombo Tassinari. Los resultados que provee el laboratorio de San Pablo, Brasil se presentan como anexos digitales independientes (junto con esta tesis) debido al gran volumen de información.



Fig. 9.20: Medición de cristales de zircon con equipo SHRIMP-IIe/MC. Centro de Pesquisas Geocronológicas, Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução-Geolab (USP). São Paulo, Brasil.

9.4.1 Cálculo de edades mediante IsoplotR

Los datos provistos por el laboratorio Geolab (Brasil), fueron revisados cuidadosamente por la autora, y del mismo modo que en la metodología de dataciones por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, la incompatibilidad del *software* Isoplot3 (versión de Excel anterior a 2013) no permitió revisar los cálculos con la misma metodología, es por esto que se procesaron nuevamente todos

los datos para obtener las edades finales. Los parámetros utilizados para el cálculo de edades corresponden a las relaciones isotópicas medidas de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, con incertidumbre analítica de $\pm 1\sigma\%$. Estas relaciones isotópicas contienen la corrección de Pb común usando el valor medido de ^{204}Pb . Los datos utilizados en los cálculos, como así también las imágenes SEM-Catodoluminiscencia con la indicación del punto de medida en cada cristal de zircón, se presentan en la sección 20 del Anexo V.

El cálculo de las edades (*concordia*, *weighted mean* y *central age*) se realizó usando el software *Geochronological Toolbox IsoplotR* (licencia gratuita) codificado en lenguaje R bajo licencia GPL (Vermeesch, 2018). Las rocas volcánicas miocenas de la región del Sulcis tienen una corta edad para el sistema U-Th-Pb, provocando que la relación $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sea muy imprecisa y en consecuencia la mejor manera de acotar un rango de edad es con el cronómetro $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Vermeesch com.per). Durante la reducción de datos con IsoplotR se revisaron las fechas individuales utilizando un criterio de detección de valores atípicos de Chauvenet modificado que detecta las incertidumbres analíticas en conjuntos de datos heterocedásticos⁵.

El diagrama de concordia (*concordia-age*) es un medio gráfico para evaluar la consistencia interna de los datos U-Pb. Establece las relaciones medidas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ entre sí (diagrama Wetherill, 1956). El espacio de las composiciones isotópicas concordantes está marcado por una curva, la línea de concordia. Las mediciones de la relación isotópica se muestran como elipses de confianza de 95 %. Las muestras concordantes se trazan cerca o se superponen con la línea concordia. Las muestras que se alejan de la línea de concordia, pero están alineadas a lo largo de una tendencia lineal, forman una "línea de discordia" que se puede utilizar para inferir la composición de la derivación no radiogénica (común) o para limitar el tiempo de pérdida previa de plomo (Ludwig, 1998).

En el caso de las edades medias ponderadas (*weighted mean-age*) se optó por el modelo-3 de Vermeesch (2018), que atribuye la sobredispersión a factores geológicos como dispersión en las edades o en las relaciones isotópicas iniciales. También se utiliza el modelo de efectos aleatorios (*random effects*) considerando la incertidumbre analítica y la sobredispersión. En este modelo el intervalo de confianza está calculado mediante probabilidad logarítmica mediante el trazado de elipses de confianza a un nivel de confianza del 95 %.

⁵ En estadística se dice que un modelo de regresión lineal presenta heterocedasticidad cuando la varianza de los errores no es constante a lo largo de las observaciones. Esto determina el incumplimiento de una de las hipótesis básicas del modelo de regresión lineal, el cual asume que todos los errores tienen varianza constante.

La edad central (*central-age*), estimada en los gráficos radiales, es la media geométrica de los datos transformados logarítmicamente, utilizando un modelo de mezclas mixtas, que toma en consideración la dispersión geológica (Vermeesch, 2018). El modelo de edad central tiene la virtud de tener en cuenta cualquier sobredispersión al determinar la media ponderada y su error estándar (Galbraith y Roberts, 2012). Los gráficos radiales representan métodos gráficos que permiten comparar varias estimaciones con diferentes precisiones y permiten ver si una muestra está representada por dos o más grupos de edades (Galbraith, 1990). A su vez permite una visualización simple de las dispersiones, esta dispersión inherente asociada con cada punto se proyecta homoscedásticamente⁶ alrededor de una línea recta que pasa por el origen (Galbraith, 1988). La función de gráfico radial se utilizó en todas las muestras en vistas de que varios datos $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ tienen incertidumbres significativas >10% por lo que la distribución del error probablemente esté sesgada, y resulta conveniente aplicar una transformación logarítmica a los datos antes de calcular la edad promedio (Vermeesch, com. pers.). Los resultados son similares al modelo de efectos aleatorios, pero son menos sensibles a valores atípicos positivos. La dispersión se ve reflejada también, en las concentraciones variables de Pb común.

9.5 Resultados

El zircón es tetragonal y comúnmente crece como cristales prismáticos bipiramidales con relaciones de alargamiento (longitud a ancho) que varían de 1 a 5. Según Corfu et al. (2003) los cristales aciculares de zircón en forma de aguja son comunes en intrusiones subvolcánicas porfídicas y de cristalización rápida, asumiendo que la relación largo-ancho refleja la velocidad de cristalización. En las muestras del Sulcis algunos cristales aciculares tienen relación 1:4 (Fig. 9.21) como el caso de la unidad MCR, MZ, UCO3-A y PCT4. Los zircones de las comenditas inferiores no presentan estas formas aciculares alargadas. También se han observado zircones cristalizando a partir del borde de otro cristal de zircón. Se observan núcleos heredados comúnmente redondeados con bandas de crecimiento oscilatorio concéntricas alrededor de estos núcleos. Algunos de estos núcleos fueron medidos demostrando claramente su herencia; mientras que otros cristales, medidos en zonas de borde, también se corresponden con xenocristales, sin evidencias de corrosión o redondeamiento.

⁶ La *homocedasticidad*, es una característica de un modelo de regresión lineal que implica que la varianza de los errores es constante a lo largo del tiempo. Supuesto de homogeneidad de varianzas. Es lo contrario a heterocedasticidad.

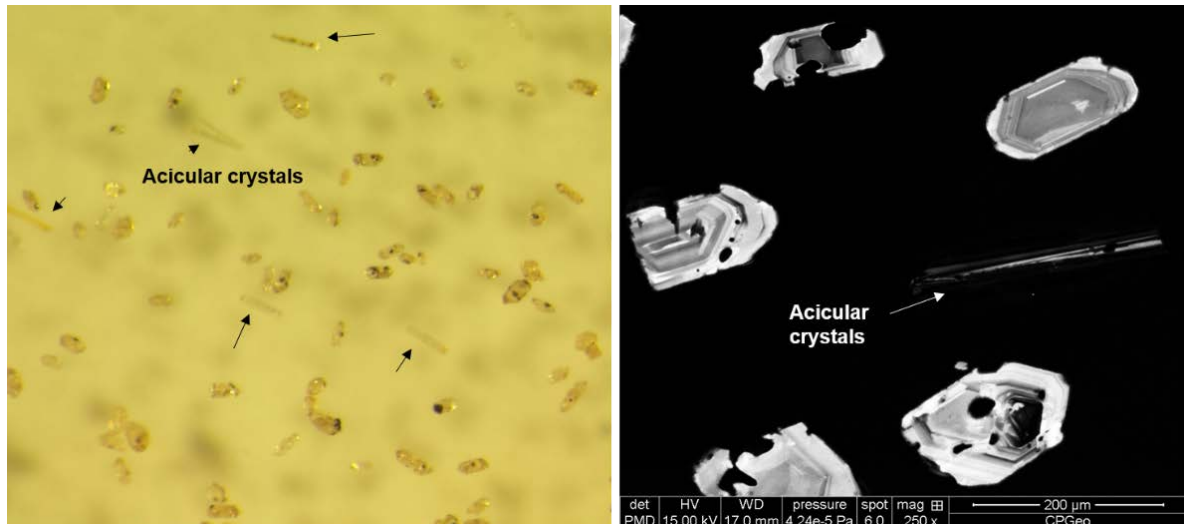


Fig. 9.21: Muestra 15-229 de la unidad Matzaccara con una población de cristales aciculares con relación longitud-ancho 1:4 a 1:5 que pueden indicar una alta velocidad de cristalización. En la imagen por catodoluminiscencia el borde del cristal se presenta casi negro (exceso de U).

Algunas de estas inclusiones fueron identificadas con SEM-EDS durante la captura de imágenes por catodoluminiscencia. Esto forzó a tomar imágenes con electrones retrodispersados para tener un mejor control de la superficie de los granos de zircón al momento de realizar las mediciones puntuales, ya que muchas de estas inclusiones son de un tamaño considerable como para ser confundidas con núcleos oscuros (negros) en la imagen de catodoluminiscencia, y luego se ve en SEM-EDS que son huecos producto de que el mineral incluido se desprendió del zircón durante el pulido de la probeta o que corresponde a una inclusión de óxidos (Fig. 9.22).

Se midieron 152 cristales de zircón, con puntos individuales generalmente determinados en los bordes más externos del cristal. Sin embargo, algunos núcleos fueron medidos para comprender su proveniencia u origen.

En general las edades obtenidas con las proporciones $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y sus incertidumbres analíticas de $1\sigma\%$ permiten calcular un intervalo de tiempo entre 14.63 Ma a 25.70 Ma. El histograma de edades individuales (Fig. 9.23) muestra 3 datos con valores >20 Ma en las unidades de Matzaccara, Montagna di Capo Rosso y Post-Calasetta, todas ellas en la isla de San Pietro.

Las edades individuales más jóvenes <14.75 Ma están determinadas en la unidad traquiandesita (1 dato) y Post-Calasetta (3 datos) ambas en San Pietro, como también en una de las subunidades comendíticas en su localidad tipo Nuraghe de Gianni Efisi (LCO3, 1 dato) en Sant'Antioco. Estas fechas son representadas en un histograma junto con diagramas *box-plot* de los contenidos de U, Th y la relación Th/U en ppm, para cada zircón. Los valores atípicos respecto de sus cajas, son mayores para Th, respecto de U en

zircones; y en particular los 3 valores atípicos de U son coincidentes con valores anómalos de $^{206}\text{Pb}^*$ (radiogénico) entre 1.8 y 2.6 ppm.

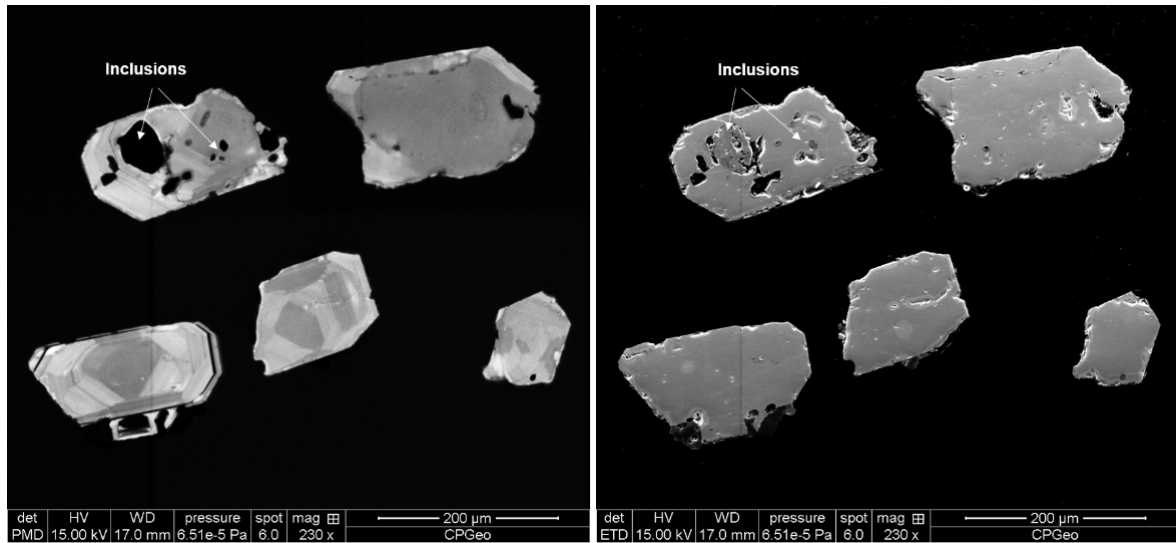


Fig. 9.22: Cristales de zircón en comendita LCO3 (15-356). La imagen por catodoluminiscencia (izda.) muestra un núcleo de color negro que en electrones retrodispersados (dcha.) corresponde a una inclusión. También puede verse un cristal pequeño de zircón creciendo a partir del borde de otro cristal. Las áreas huecas pueden apreciarse mejor en la segunda imagen y corresponden a inclusiones que fueron liberadas durante el pulido de la probeta antes de la metalización con oro.

La relación Th/U en general está entre 0.5 y 1.2 ppm. En el caso de las relaciones Th/U > 2 ppm que corresponde con 4 datos puntuales, dos de ellos están en zircones de la unidad Matzaccara, uno de ellos omitido de los cálculos por contener $^{206}\text{Pb}_c$ elevado (56.9%). Los otros 2 datos corresponden a la subunidad LCO3 con concentraciones muy bajas de Th dando una edad muy joven en esos puntos (14.7- 15.1 Ma). El gráfico inferior de la figura 9.23 muestra las edades individuales la incertidumbre estimada (error estándar). Nótese que las mayores incertidumbres (20-30%) están asociadas a las edades >20 Ma. El rango de edades de las rocas riolíticas alcalinas y peralcalinas entre las series MRH y URH para la región del Sulcis pueden acotarse entre edades mayores a 15.25 Ma y menores a 16.5 Ma (84.21% de la población en el histograma de la figura 9.21), esto es acorde con la revisión de edades en la sección 8.6.1 para dataciones K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Las fechas de los cristales con edades envejecidas según los valores esperados (Fig. 9.24) se discuten respecto de su significado en la evolución de las cámaras magmáticas, mientras que las edades rejuvenecidas (Fig. 9.25) se evalúan desde el punto de vista de sistemas afectados por hidrotermalismo. Algunas texturas internas muestran zonación oscilatoria con límites difusos, lo que indica una red alterada y posiblemente una pérdida de Pb.

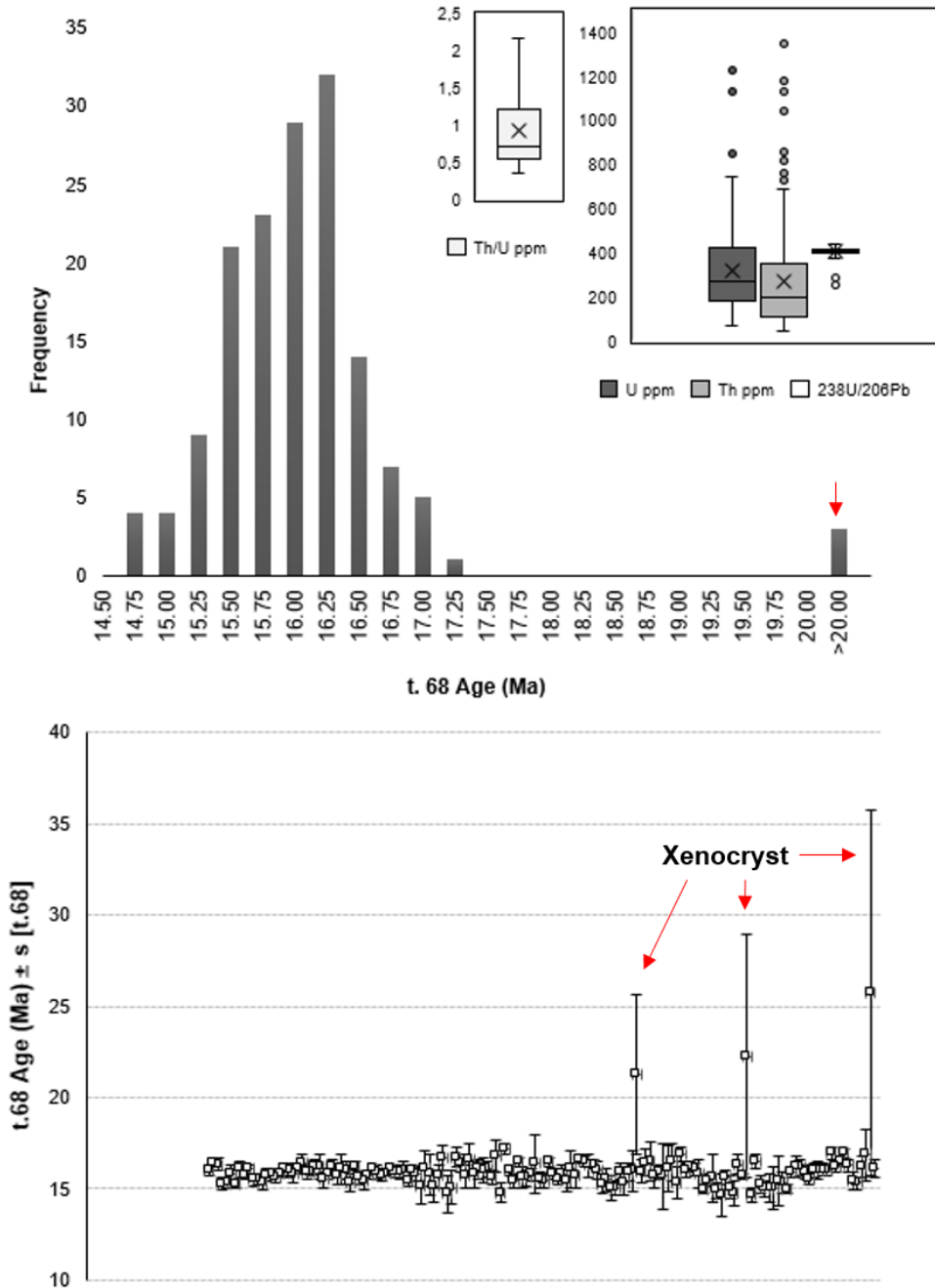


Fig. 9.23: Histograma de edades individuales $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 152 punto medidos en zircones. Los box-plot (Benjamini, 1988; Janoušek et al., 2006) muestran las concentraciones de U, Th y la relación U/Th, junto con la proporción $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ medida en los cristales individuales. En el gráfico inferior se presentan como t.68 las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ calculadas y s [t.68] la incertidumbre estimada (error estándar).

En adelante, todos los resultados para las muestras datadas (Fig. 9.26, Fig. 9.27, Fig. 9.28, Fig. 9.29, Fig. 9.30, Fig. 9.31, Fig. 9.32, Fig. 9.33, Fig. 9.34) están representados con la fotografía de los cristales medidos en la probeta (entre líneas discontinuas negras), junto a los gráficos de edades Concordia, Media Ponderada y Edad Central.

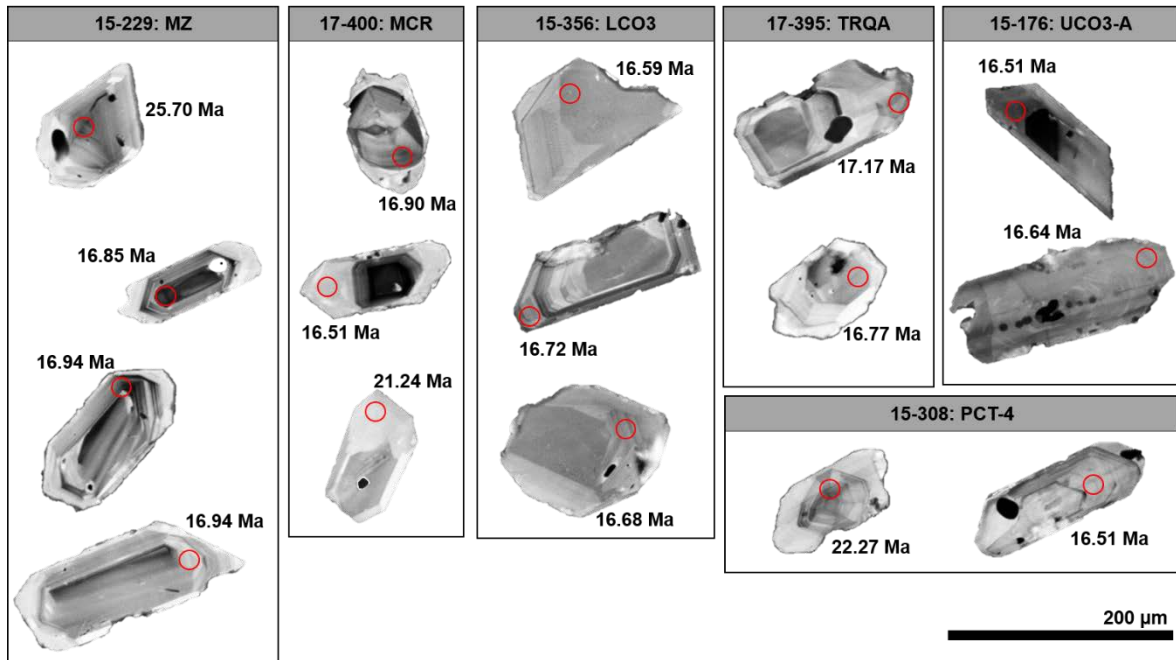


Fig. 9.24: Fechas individuales en zircones pertenecientes al rango >16.5 Ma. Algunas fechas se obtienen en núcleos y otras hacia los bordes.

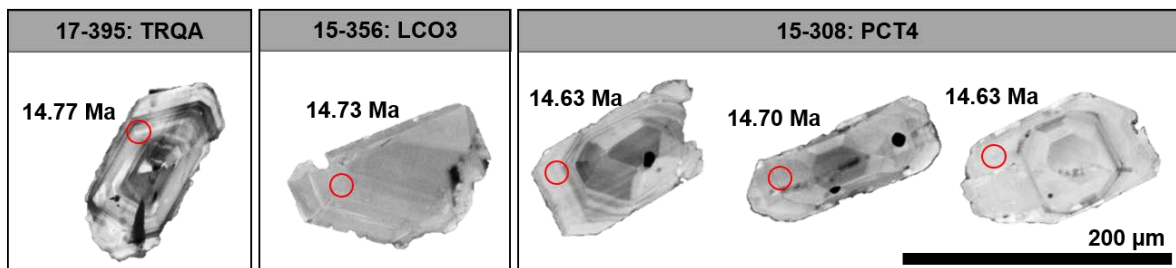


Fig. 9.25: Fechas individuales en zircones <15 Ma, obtenidas en bordes de cristales.

La desviación media ponderada al cuadrado se expresa como MSDW, cuando este valor es >1 sugiere que el conjunto de datos bajo consideración está demasiado disperso con respecto a las incertidumbres analíticas (Vermeesh, 2018). Las edades se reportan en unidades de tiempo de Ma con 1σ error estándar. En el gráfico de concordia, las elipses en líneas discontinuas representan los valores omitidos. En el gráfico *weighted mean*, la banda gris muestra el intervalo de confianza del 95% para el valor medio ponderado, incluidos los errores sistemáticos y las barras blancas corresponden a los valores omitidos. Para el gráfico *central-age* el eje de ordenadas representa el error estándar relativo (σ) y el eje radial representa la edad (t) que corresponde a la edad central media de distribución log-normal. La desviación estándar (σ) es estimada de (t) por el método de máxima probabilidad. En el eje de abscisas cada estimación tiene una desviación estándar unitaria (estimación estandarizada), ya que cada punto está sujeto a la misma dispersión vertical (Galbraith, 1988; Galbraith, 1990; Galbraith y Roberts, 2012; Vermeesh, 2018). Los criterios

de omisión de fechas en el cálculo de edad siguen las sugerencias del Dr. Sato (com. pers.), responsable del SHRIMP IIe/MC en el GeoLab (USP) y está en línea con las recomendaciones de Spencer et al. (2016). Principalmente se controló el valor de $^{206}\text{Pb}_c\%$ y el error de la proporción $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ($\pm\sigma\%$). Cuando las fechas individuales resultan discordantes también se revisan las relaciones Th/U (ppm).

La muestra 15-201 de la subunidad Cala Vinagra resulta rejuvenecida (ver detalle en Fig. 9.27) respecto de la edad obtenida con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidinas. Además, es más joven que 17-398 que corresponde al domo de Cala Fico dentro de la misma subunidad, y que por cartografía se interpretaron como contemporáneas. Para evaluar esta tendencia de rejuvenecimiento se omitieron de los tres diagramas (concordia, media ponderada y edad central), cuatro cristales de zircón con edades jóvenes (<15.33 Ma). Esta edad según las dataciones en anortoclasas ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) es ligeramente más joven que la unidad Calasetta (riolita de la serie superior), por lo que no serían adecuadas para la base de la secuencia riolítica inferior. El nuevo resultado para el cálculo de edad U-Th-Pb es 15.914 ± 0.10 Ma ($n=12/16$, MSWD= 1.4 por *weighted-mean-age* y *central-age*), el cual se aproxima más a la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina (Fig. 9.35).

Todas las edades obtenidas con U-Th-Pb mediante los diferentes procedimientos matemáticos de cálculo se presentan en la Tabla 9.2. Además, se analiza la variable X^2_{red} (chi-cuadrado reducido, que es lo mismo que MSWD) utilizada para evaluar la propagación apropiada de incertidumbres aleatorias y sistemáticas (Spencer et al., 2016 y referencias ahí). Según estos autores, una media ponderada puede proporcionar resultados más sólidos que las edades concordia cuando un conjunto de datos parece formar una sola población y se puede calcular una media cuya incertidumbre se pondera con las incertidumbres de los análisis individuales para representar los datos con un solo valor de incertidumbre. Si $X^2_{\text{red}}=1$ entre los valores observados y el promedio ponderado no se subestima ni sobrestiman las incertidumbres asociadas, cuando $X^2_{\text{red}}>1$ refleja que las incertidumbres se han subestimado significativamente o que la dispersión representada es una variación natural, mientras que $X^2_{\text{red}}<1$ indican que las incertidumbres se han sobreestimado o que la incertidumbre promedio ponderada no ha capturado la variación real en los datos (Spencer et al., 2016). El valor de X^2_{red} debe aceptarse según el número de análisis expresado como grados de libertad f ($n-1$). Para $n=20$ un rango aceptable de X^2_{red} es de 0.35-1.65, con datos fuera del intervalo mayor se debe indicar que los análisis no representan una sola población.

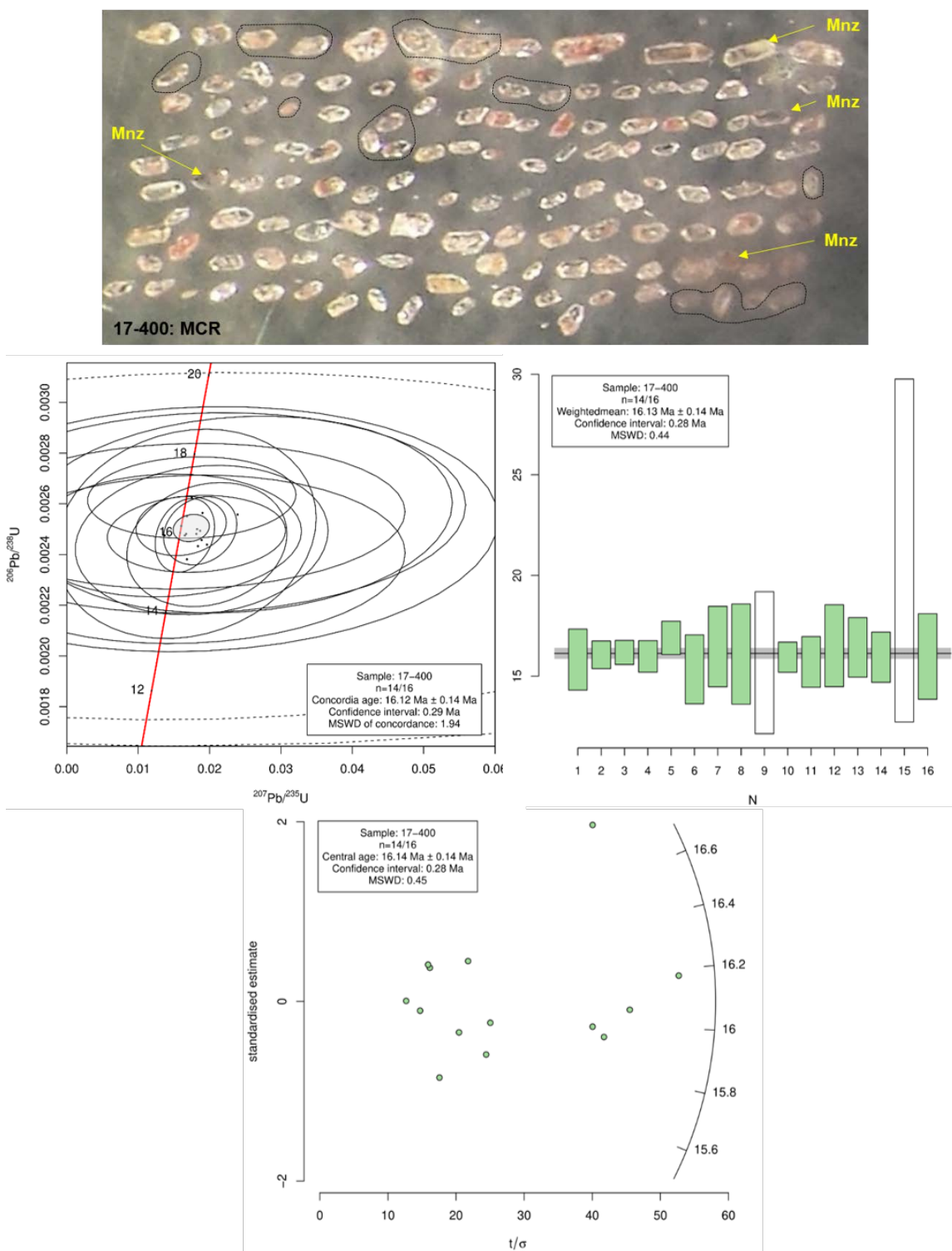


Fig. 9.26: Resultados de edades U-Th-Pb para unidad Montagna di Capo Rosso (MCR:17-400). Los zircones presentan dos poblaciones en tamaño, cristales $>150 \mu\text{m}$ y $<50 \mu\text{m}$. Las tipologías predominantes se parecen a S10 y P2 según Pupin (1980). Se ven cristales aciculares de relación 1:4 en menor cantidad. La muestra contiene abundantes cristales de apatito y monacitas.

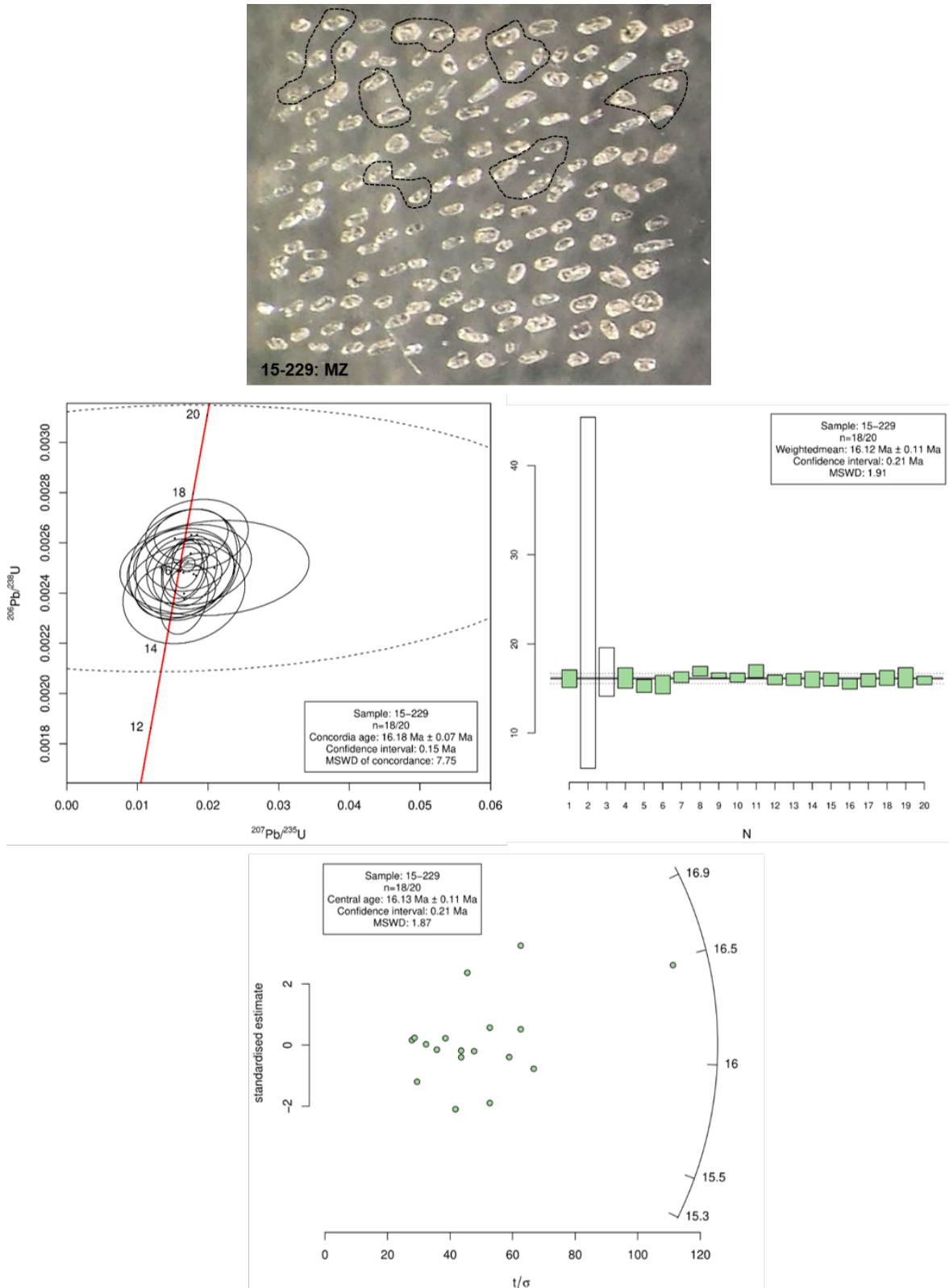


Fig. 9.27: Resultados de edades U-Th-Pb para unidad Matzaccara (MZ:15-229). Los zircons presentan tres poblaciones en forma, color y tamaño: cristales amarillentos con abundantes inclusiones y relación 1:1, cristales rosados de relación 1:3 y cristales transparentes de relación 1:5. El tamaño varía entre cristales $>100\ \mu\text{m}$ y $<50\ \mu\text{m}$. Las tipologías predominantes se parecen a S10, S20, P1 y P2 según Pupin (1980).

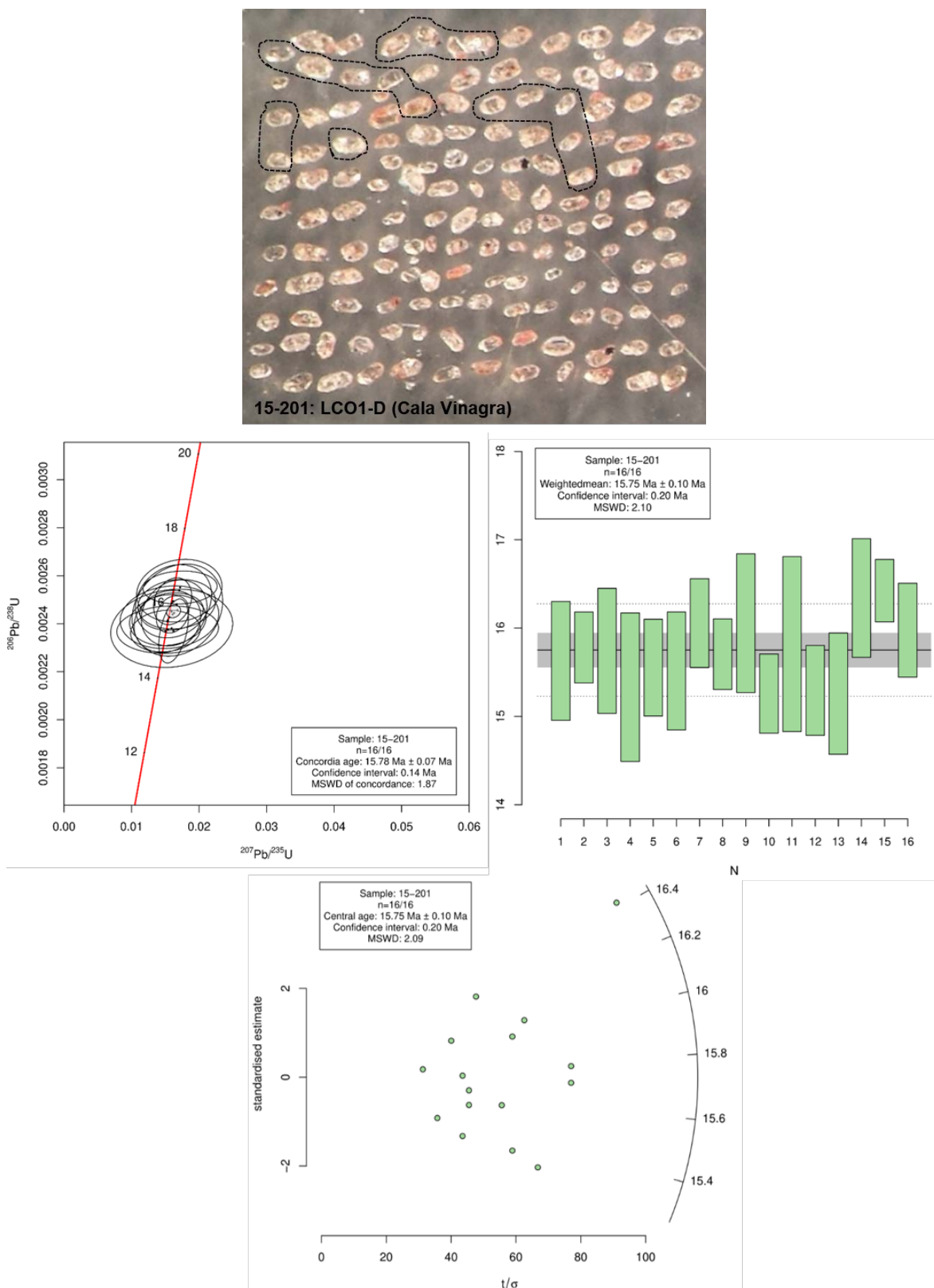


Fig. 9.28: Resultados de edades U-Th-Pb para unidad Comendita (LCO1-D1:15-201). Los zircons presentan dos poblaciones: cristales rosados >100 μm y cristales transparentes <50 μm . Estos últimos contienen numerosas inclusiones de óxidos. Las tipologías predominantes se parecen a S10 y S15 según Pupin (1980).

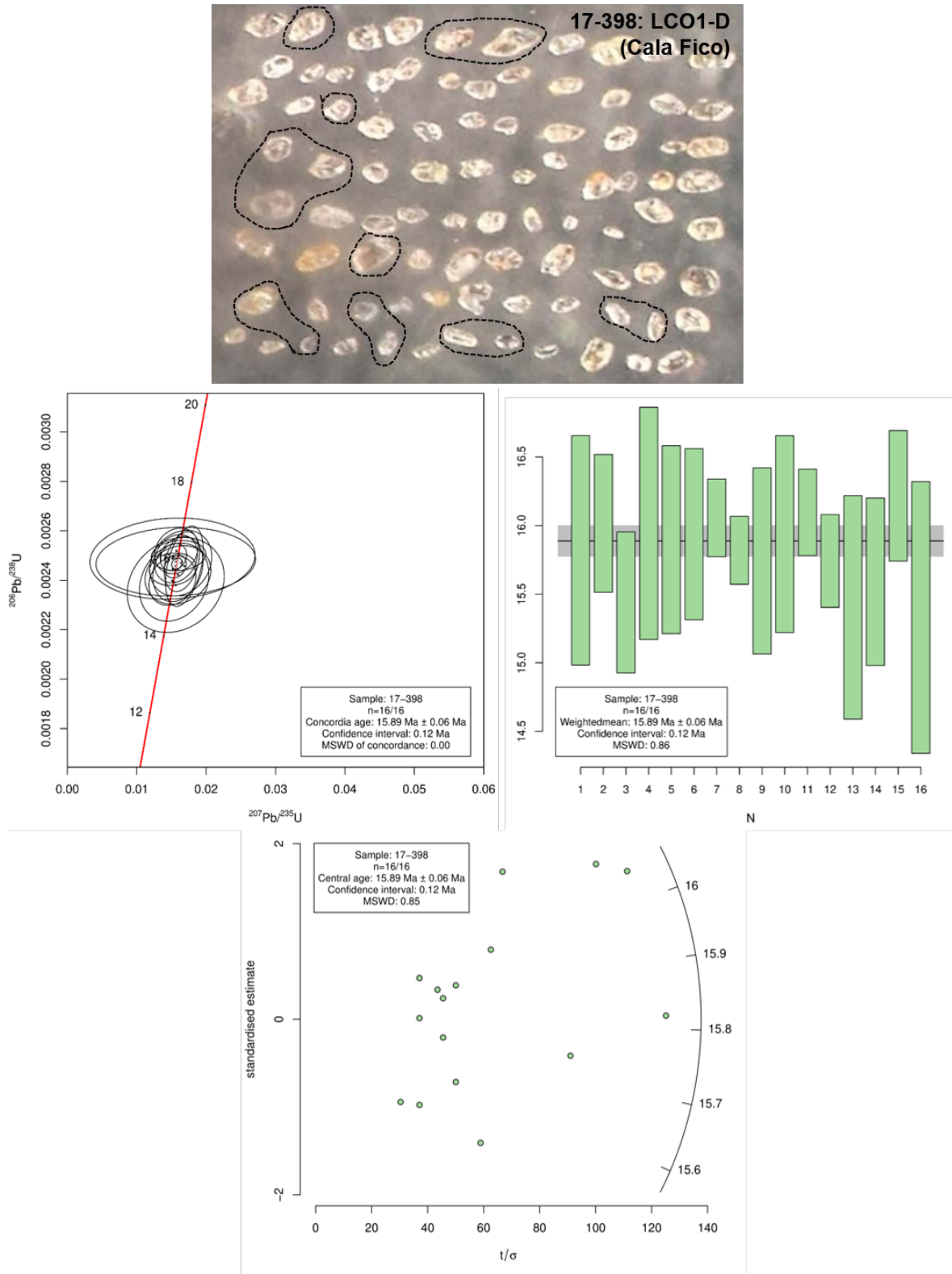


Fig. 9.29: Resultados de edades U-Th-Pb para unidad Comendita (LCO1-D2:17-398). Los zircones presentan dos poblaciones: cristales amarillentos y otros más transparentes. En general los tamaños son $<70 \mu\text{m}$. Las tipologías predominantes se parecen a S10 y S15 según Pupin (1980). En esta muestra se observó monacita de color rosa muy pálido.

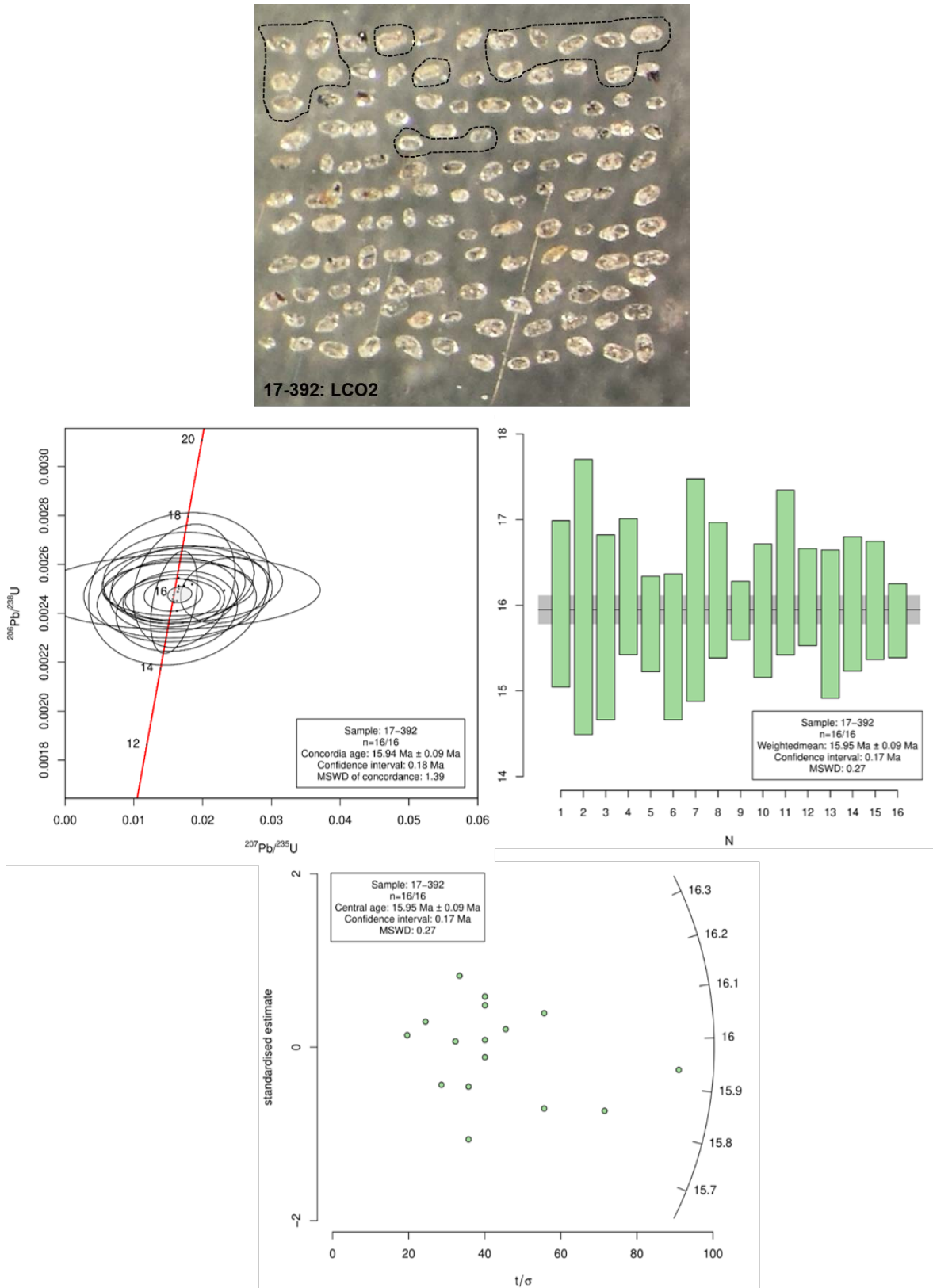


Fig. 9.30: Resultados de edades U-Th-Pb para unidad Comendita (LCO2: 17-392). Los zircones son bastante homogéneos en color y tamaño, <70 μm . La tipología predominante se parece a S10 según Pupin (1980).

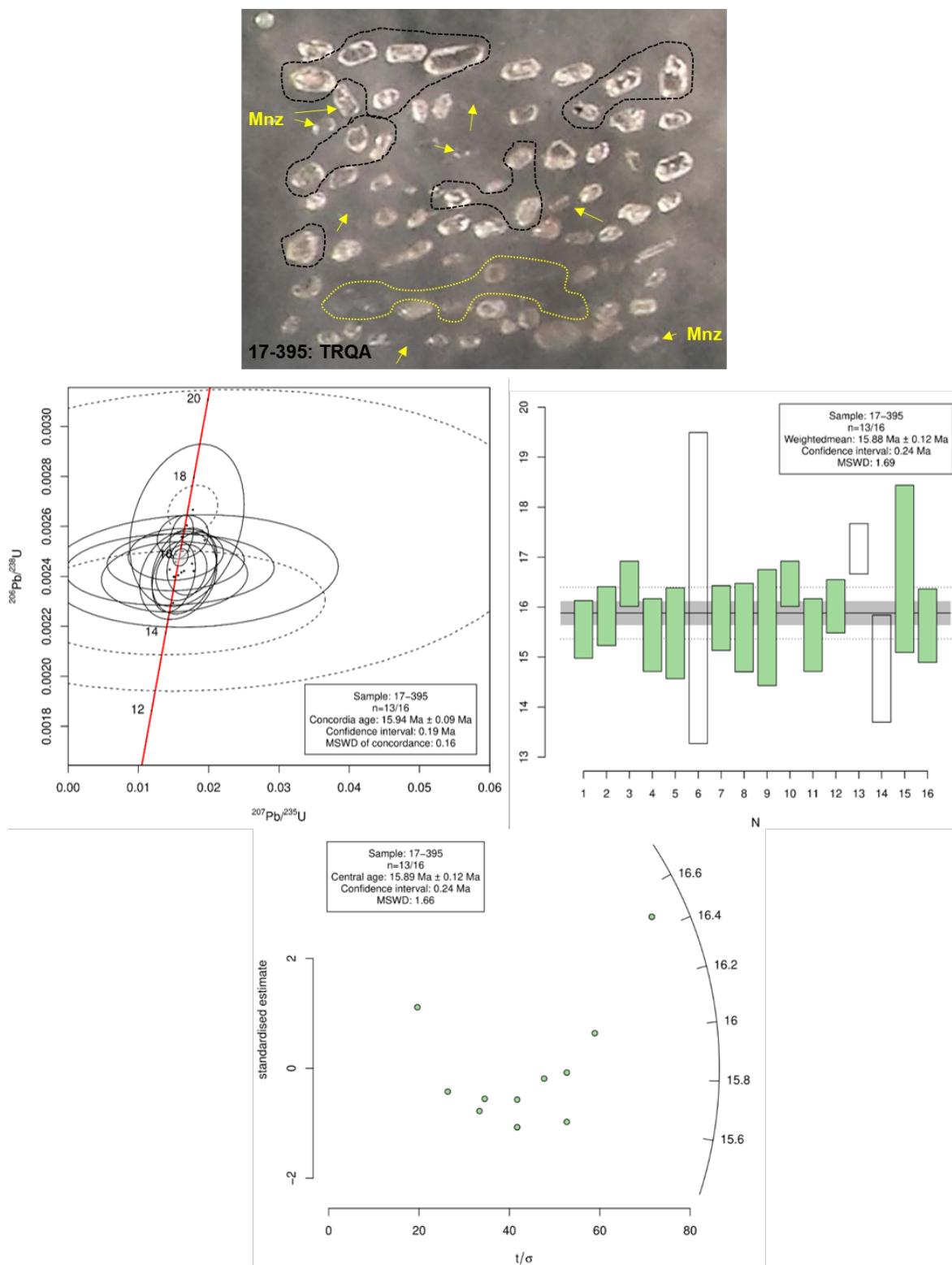


Fig. 9.31: Resultados de edades U-Th-Pb para Unidad traquiandesita (TRQA:17-395). Los zirrones presentan en dos poblaciones: cristales rosados y cristales grises. El tamaño general es $<50 \mu\text{m}$. Las tipologías predominantes se parecen a S115 y P2 según Pupin (1980). Se observan abundantes cristales de apatito, titanitas y monacitas.

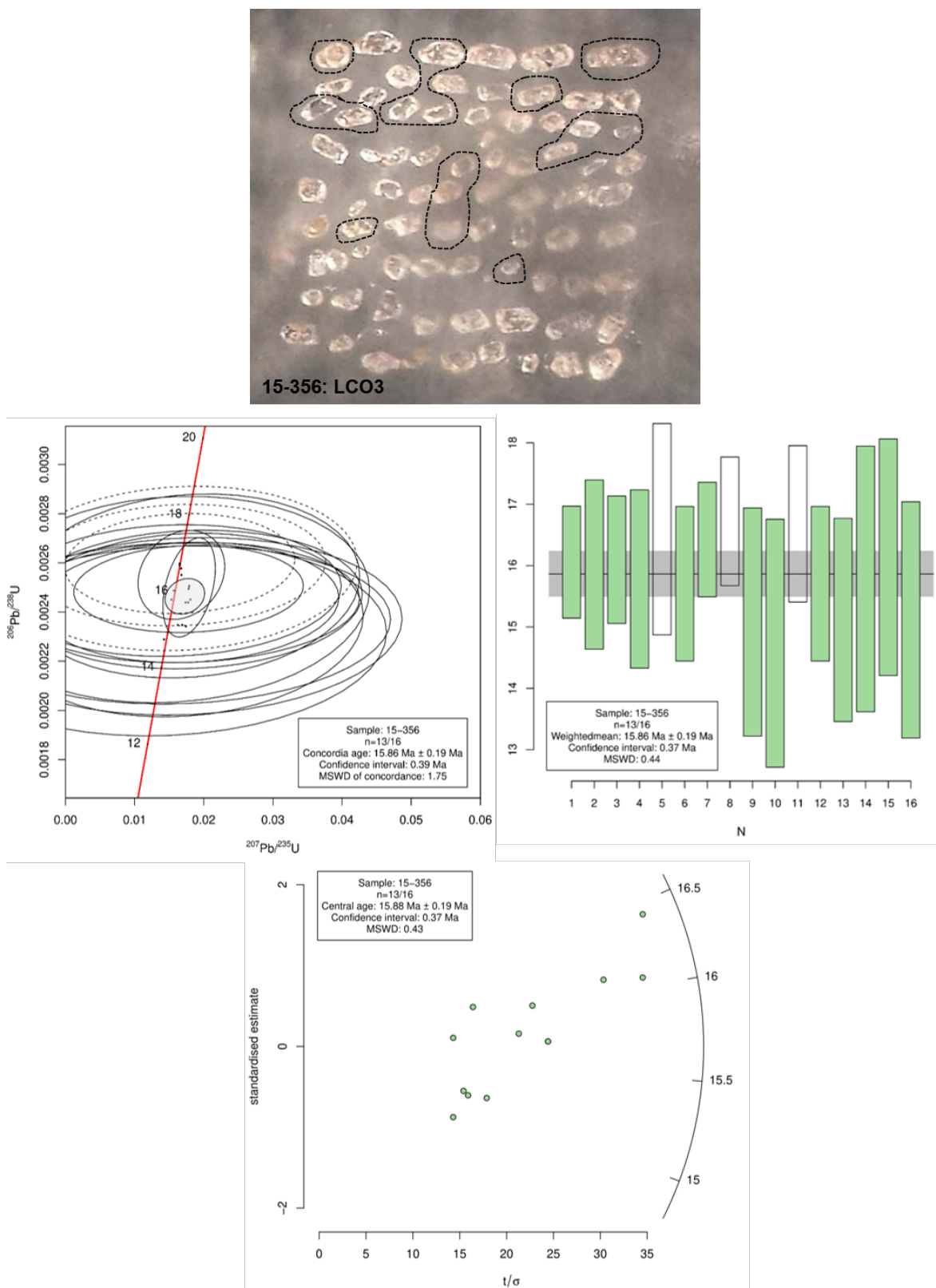


Fig. 9.32: Resultados de edades U-Th-Pb para unidad Comendita (LCO3:15-356). Los zircons presentan dos poblaciones en tamaño: cristales $>150\ \mu\text{m}$ y $<50\ \mu\text{m}$. Las tipologías predominantes se parecen S10 y P1 según Pupin (1980).

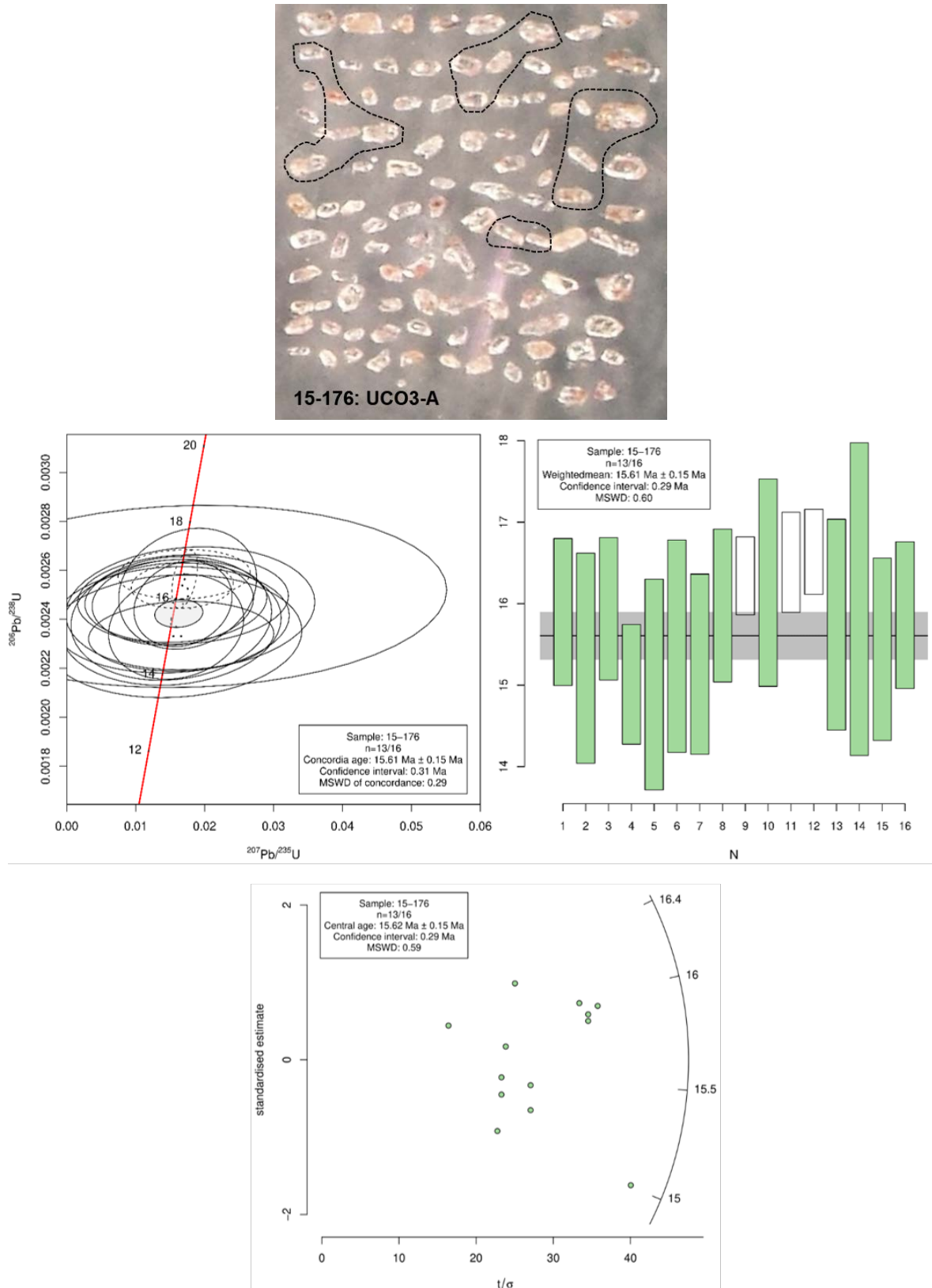


Fig. 9.33: Resultados de edades U-Th-Pb para unidad Monte Ulmus (UCO3-A:15-176). Los zircones presentan dos poblaciones: cristales amarillos grisáceos >100 μm y cristales transparentes <50 μm con óxidos en inclusiones y adosados a los bordes del cristal de zircón. Las tipologías predominantes se parecen a S10 y P1 según Pupin (1980).

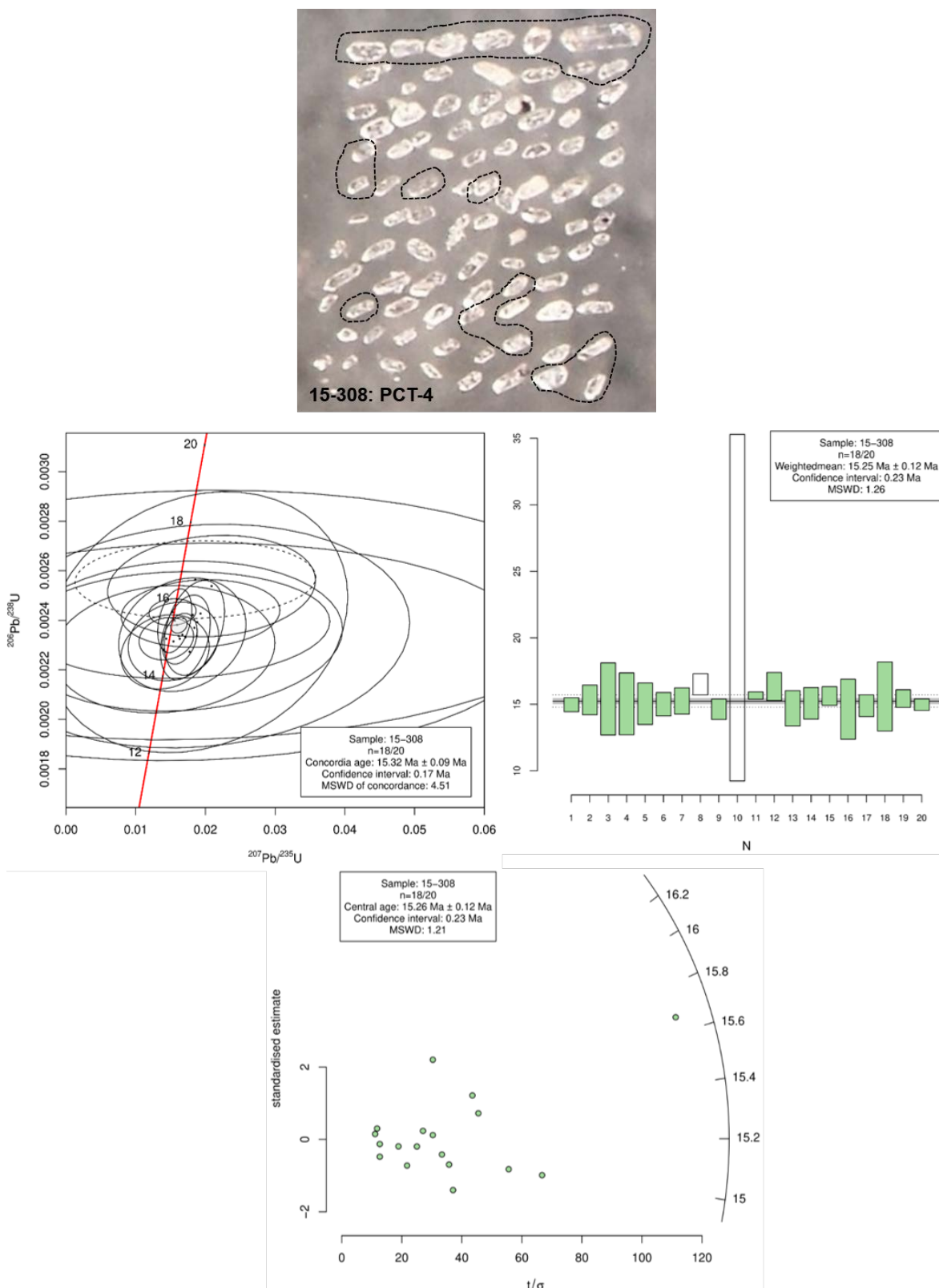


Fig. 9.34: Resultados de edades U-Th-Pb para unidad Post-Calasetta (PCT4: 15-308). Los zircons presentan una población bien marcada de cristales bipiramidales transparentes, unos pocos son de color rosado. El tamaño varía entre cristales $>200\ \mu\text{m}$ (pocos) y $<100\ \mu\text{m}$. Las tipologías predominantes se parecen a P1, P2, P4 según Pupin (1980). Se observan abundantes núcleos negros corroídos con crecimiento posterior de zircón.

Series: LCO	Unit: CO	Subunit: LCO1-D Cala Vinagra				San Pietro	UTM: 434481 / 4335239						
Sample Point	²⁰⁶ Pbc %	²⁰⁶ Pb* ppm	U ppm	Th ppm	Th/U ppm	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	t.68 Age (Ma)	s [t.68]	Omit	Omit 2
15-201-1.1	1.76	0.85	406	170	0.42	412	2.2	0.0467	19	15.63	0.34		
15-201-2.1	0.71	1.21	574	355	0.62	408	1.3	0.0472	12	15.78	0.20		
15-201-3.1	1.21	1.01	480	292	0.61	409	2.3	0.0484	12	15.74	0.36		
15-201-4.1	2.25	0.60	294	178	0.61	420	2.8	0.0486	23	15.33	0.43	x	
15-201-5.1	1.17	0.80	384	203	0.53	414	1.8	0.0462	15	15.55	0.28		
15-201-6.1	0.99	0.97	470	292	0.62	415	2.2	0.0461	13	15.51	0.34		
15-201-7.1	0.34	1.31	611	412	0.67	401	1.6	0.0468	7	16.06	0.26		
15-201-8.1	0.31	1.30	623	442	0.71	410	1.3	0.0478	6	15.70	0.20		
15-201-9.1	1.10	0.89	417	219	0.53	401	2.5	0.0472	14	16.06	0.40		
15-201-10.1	1.07	0.83	407	232	0.57	422	1.5	0.046	14	15.26	0.23	x	
15-201-11.1	1.64	0.77	366	202	0.55	407	3.2	0.0496	16	15.82	0.51		
15-201-12.1	2.42	0.87	429	231	0.54	421	1.7	0.0469	20	15.29	0.26	x	
15-201-13.1	0.00	0.74	364	198	0.54	422	2.3	0.0497	5	15.26	0.35	x	
15-201-14.1	0.97	1.04	479	253	0.53	394	2.1	0.0488	15	16.34	0.34		
15-201-15.1	1.03	0.88	400	212	0.53	392	1.1	0.0489	13	16.42	0.18		
15-201-16.1	0.95	0.98	461	256	0.56	403	1.7	0.0488	14	15.98	0.27		

t.68: edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U, s [t.68]: incertidumbre estimada (error estándar) de las edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U

Pbc y Pb* indican las porciones común y radiogénica, respectivamente

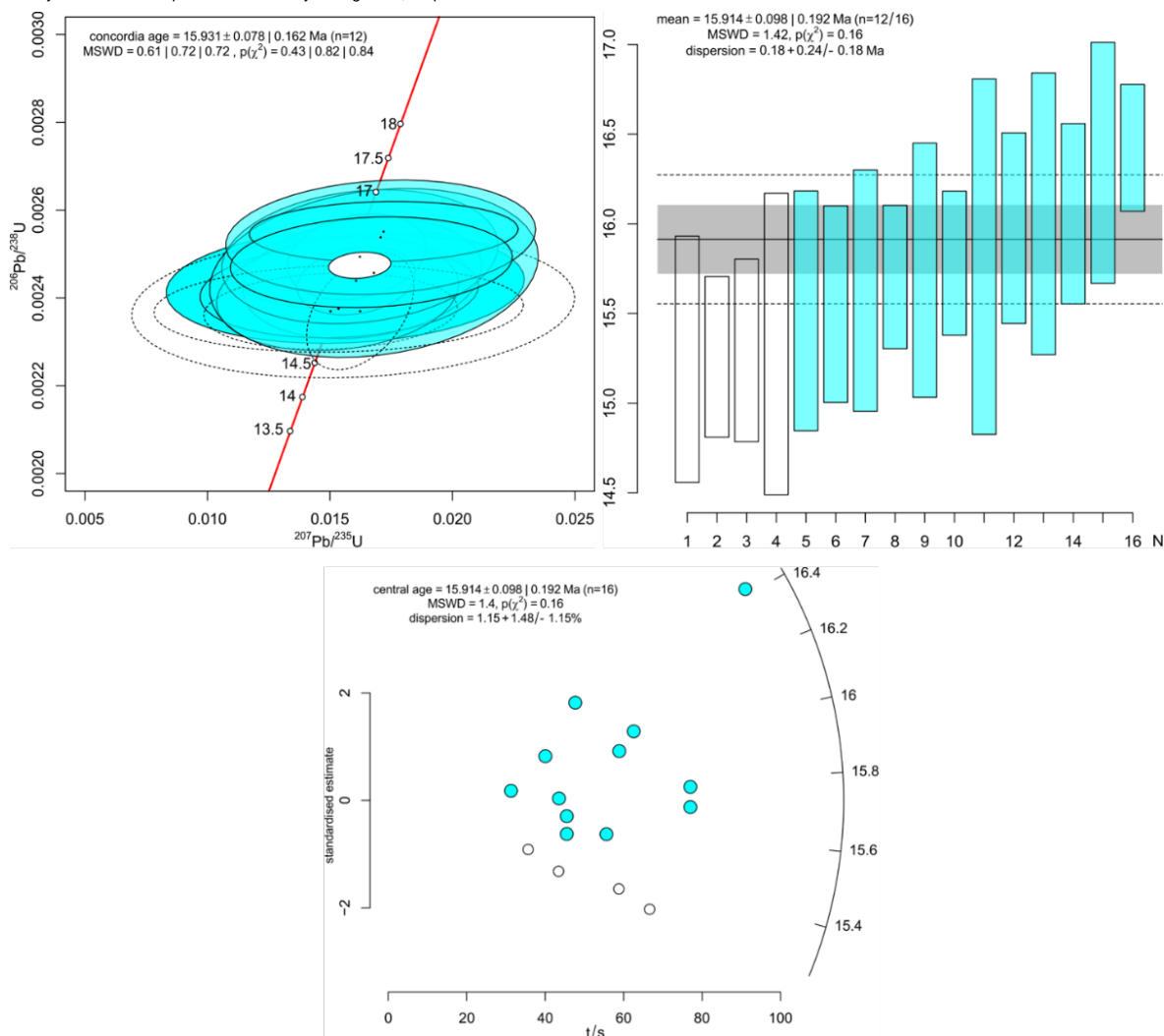


Fig. 9.35: Revisión de edad para la comendita de Cala Vinagra (LOC1-D1). Las fechas individuales en elipses, barras y círculos blancos corresponden a los valores omitidos (desde 15.26 a 15.33 Ma). Se aplica el mismo criterio para los tres métodos de cálculo. El resultado se aproxima a la edad de la misma muestra en sanidina, por el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar (plateau 15.96 Ma).

Por el contrario, si el resultado es menor al rango inferior (0.35), los análisis no representan el nivel exacto de incertidumbre. X^2_{red} debe ser respaldado con la clasificación de análisis en antecristales o xenocristales (Spencer et al., 2016). Un X^2_{red} superior a 1.65 se indica en MZ, TRQA y LCO1-D (CV) antes de su recálculo, por lo que se debe tener en cuenta que los análisis individuales no representan una sola población. La muestra de la subunidad LCO2 tiene un X^2_{red} por debajo de 0.35 por lo tanto no están exactamente representadas las incertidumbres.

Tabla 9.2: Resumen de edades U-Th-Pb a partir de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ a través de los diferentes métodos de cálculo. CON (*concordia-age*) WM (*weightedmean-age*) CEN (*central-age*).

Method	Place	Units/Subunit	Sample	Age_1 (Ma)			Age_2 (Ma)			Age_3 (Ma)		
				CON	$\pm 1\sigma$	MSWD	WM	$\pm 1\sigma$	MSWD	CEN	$\pm 1\sigma$	MSWD
U-Th-Pb	SP	PCT4	15-308	15.32	0.09	4.51	15.25	0.12	1.26	15.26	0.12	1.21
U-Th-Pb	SA	UCO3-A	15-176	15.61	0.15	0.29	15.61	0.15	0.60	15.62	0.15	0.59
U-Th-Pb	SA	LCO3	15-356	15.86	0.19	1.75	15.86	0.19	0.44	15.88	0.19	0.43
U-Th-Pb	SP	LCO1-D (CF)	17-398	15.89	0.06	0.004	15.89	0.06	0.86	15.89	0.06	0.85
U-Th-Pb	SP	LCO1-D (CV)	15-201_a	15.78	0.07	1.87	15.75	0.10	2.10	15.75	0.10	2.09
U-Th-Pb	SP	LCO1-D (CV)	15-201_b	15.93	0.08	0.61	15.91	0.10	1.42	15.91	0.10	1.40
U-Th-Pb	SP	TRQA	15-395	15.94	0.09	0.16	15.88	0.12	1.69	15.89	0.12	1.66
U-Th-Pb	SP	LCO2	15-392	15.94	0.09	1.39	15.95	0.09	0.27	15.95	0.09	0.27
U-Th-Pb	SP	MZ	15-229	16.18	0.07	7.75	16.12	0.11	1.91	16.13	0.11	1.87
U-Th-Pb	SP	MCR	15-400	16.12	0.14	1.94	16.13	0.14	0.44	16.14	0.14	0.45

Finalmente se presentan tres esquemas con las posiciones estratigráficas que quedan determinadas por la edad media para cada unidad y subunidad. Además, se calcula el tiempo entre cada subunidad sucesiva y el intervalo de tiempo mínimo de duración del evento peralcalino desde las comenditas de la base de la serie inferior (LCO) hasta la unidad media de la serie comendítica superior (UCO). Las edades de los zircones no representan necesariamente edades eruptivas, pero en vistas de los resultados obtenidos se asume que estos eventos son prácticamente sincrónicos, además sin tiempo prolongado de residencia de los cristales en la cámara magmática. Las edades medias ponderadas (WM Age) posicionan a la subunidad Genarbi en la base de la serie comendítica inferior, y a la traquiandesita como más joven respecto de Genarbi y los domos de Cala Vinagra y Cala Fico, en la isla de San Pietro. La comendita ignimbrítica de Sant'Antioco es más joven que el conjunto en San Pietro. Con base en estas fechas el evento peralcalino inicial o de base, que ocurre hasta antes de la extrusión de los grandes volúmenes de lavas de Ravenna-Becco y Nasca, sucede en un intervalo de tiempo de 0.34 ± 0.12 Ma (Fig. 9.36 A). En el caso de las edades concordia (CON Age) se invierte la estratigrafía en las unidades de la serie riolítica media (MRH), Matzaccara queda por debajo de Montagna di Capo Rosso y la traquiandesita envejece respecto de los domos de Cala Fico y Cala Vinagra (Fig. 9.36 B). Finalmente, con el método de edad central (CEN Age) el único cambio ocurre

en la traquiandesita que se intercala entre los domos de Cala Vinagra en la base y Cala Fico al techo (Fig. 9.36 C).

A							
Method	Series	Place	Unit/ Subunit	WM Age Ma	$\pm\sigma$	Time between Subunits (ka)	Peralkaline event time
U-Th-Pb	URH	SP	PCT4	15.25	0.12	360	0.34 ± 0.12 (Ma)
	UCO	SA	UCO3-A	15.61	0.15	250	
	LCO	SA	LCO3	15.86	0.19	30	
	TRQ	SP	TRQA	15.88	0.12	10	
	LCO	SP	LCO1-D (CF)	15.89	0.06	20	
		SP	LCO1-D (CV)	15.91	0.10	40	
	LCO	SP	LCO2	15.95	0.09	170	
	MRH	SP	MZ		16.12	0.11	10
SP		MCR		16.13	0.14		

B							
Method	Series	Place	Unit/ Subunit	CON Age Ma	$\pm\sigma$	Time between Subunits (ka)	Peralkaline event time
U-Th-Pb	URH	SP	PCT4	15.32	0.09	290	0.33 ± 0.11 (Ma)
	UCO	SA	UCO3-A	15.61	0.15	250	
	LCO	SA	LCO3	15.86	0.19	30	
		SP	LCO1-D (CF)	15.89	0.06	40	
	LCO	SP	LCO1-D (CV)	15.93	0.08	10	
	TRQ	SP	TRQA	15.94	0.09	0	
	LCO	SP	LCO2	15.94	0.09	180	
	MRH	SP	MCR		16.12	0.14	60
SP		MZ		16.18	0.07		

C							
Method	Series	Place	Unit/ Subunit	CEN Age Ma	$\pm\sigma$	Time between Subunits (ka)	Peralkaline event time
U-Th-Pb	URH	SP	PCT4	15.26	0.12	360	0.33 ± 0.12 (Ma)
	UCO	SA	UCO3-A	15.62	0.15	260	
	LCO	SA	LCO3	15.88	0.19	10	
		SP	LCO1-D (CF)	15.89	0.06	0	
	TRQ	SP	TRQA	15.89	0.12	20	
	LCO	SP	LCO1-D (CV)	15.91	0.10	40	
		SP	LCO2	15.95	0.09	180	
	MRH	SP	MZ		16.13	0.11	10
SP		MCR		16.14	0.14		

Fig. 9.36: Resumen de edades U-Th-Pb en zircones mediante el cronómetro $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. A) Edad media ponderada (WM Age). B) Edad concordia (CON Age) con inversión en la estratigrafía entre MZ y MCR que no representa la realidad en campo. C) Edad central (CEN Age). Las 3 posiciones diferentes de TRQA en la serie LCO, son posibles, teniendo en cuenta que según el error (1σ) suceden simultáneamente.

En base a la ponderación de errores y reducción de incertidumbres analíticas y geológicas los 3 métodos son consistentes, y en vistas de los valores de MSWD las edades medias ponderadas y edades centrales son las más indicadas en la mayoría de las muestras. Sin embargo, cada unidad presenta su complejidad geológica que se discute a continuación. Los diagramas *weightedmean* ordenados cronológicamente de manera creciente, facilitan la visualización de las edades individuales, sus errores asociados y las poblaciones posibles dentro de una misma muestra (Fig. 9.37), además como se sugiere en Spencer et al. (2016) y según el valor de las incertidumbres estimadas en X^2_{red} corresponden en general a los valores más aceptados. Las unidades se ordenaron cronoestratigráficamente alineadas en un eje de 16 Ma, y el resultado muestra que el volcanismo en la región del Sulcis ocurrió en un corto periodo de tiempo.

9.6 Discusión

Se ha intentado aproximar las tipologías de zircones definidas por Pupin (1980) para rocas graníticas, aunque no resulta del todo acertado teniendo en cuenta el tamaño predominante de los cristales en estas riolitas (inferiores a $<50 \mu\text{m}$) y que en ocasiones están fracturados producto de los mecanismos eruptivos. En líneas generales se observan tipologías S5 a S20 y P1 a P4, lo que sugieren un rango de temperaturas de cristalización entre 650°C y 800°C para el zircón (Pupin 1980).

De manera más detallada se discuten las fechas de cristales individuales de zircones que son superiores al rango de edad de erupción, restringido con la exhaustiva revisión de las dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en el capítulo 8. Posteriormente se evalúan las bondades de los métodos de datación radiométrica mediante comparación de dos unidades riolíticas que se midieron con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina y plagioclasa y U-Th-Pb en zircón.

9.6.1 Interpretación de fechas de cristales individuales

La incertidumbre como resultado de la complejidad geológica es la más difícil de cuantificar y la causa más común de dispersión excesiva es el comportamiento del sistema abierto como resultado de la herencia de zircón antiguo y/o la pérdida de Pb. Los errores reducidos en análisis individuales a menudo exponen una variabilidad de escala fina que puede reflejar la cristalización prolongada o puntual de cristales de zircón en una cámara de magma o los efectos de un comportamiento muy sutil del sistema abierto (Condon et al., 2015).



Fig. 9.37: Edad media ponderada (*Weightedmean-Age*) para cada muestra geológica, con las fechas independientes de cada cristal de zircón en orden creciente (*rank ages*) y alineadas a partir del eje central de 16 Ma. La banda gris corresponde al intervalo de confianza del 95% y las líneas punteadas (también evaluada al 95% de confianza) muestran la dispersión. La línea negra continua en el centro de la banda gris corresponde a la edad media ponderada. Las muestras están ordenadas volcanoestratigráficamente según los resultados U-Th-Pb. Para la muestra 15-201 se presentan las dos edades obtenidas; la edad considerando cristales muy jóvenes (en negro) y la edad omitiendo dichos valores (en gris).

El primer grupo de edades que se discuten corresponden con las fechas envejecidas en un rango de 21.24 Ma y 25.70 Ma y que pueden corresponder con xenocristales que son incorporados por los magmas durante su ascenso a través de la corteza, o por asimilación local en o cerca del sitio de emplazamiento (Miller et al., 2007). Estas edades son correlacionables con el volcanismo Oligo-Mioceno calcoalcalino de Cerdeña como lo atestiguan numerosas edades radiométricas en lavas de composición basalto-andesíticas y andesíticas obtenidas por K/Ar (Savelli et al., 1979; Montigny et al., 1981; Lecca et al., 1997). Estas edades recalculadas en el capítulo 8 (ver detalle en tablas digitales del Anexo V) presentes en la zona del Cixerri, Sarroch, Entroterra Sulcitano, Villamassargia y Monte Sa Perda comprenden el período de 21.84 a 26 Ma. Este volcanismo de composición básica-intermedia no aflora en San Pietro donde particularmente se han fechado estos zircones, pero sugieren la presencia de estas rocas andesíticas en subsuelo.

La fecha de 17.17 y 16.77 Ma en dos cristales de zircón de la unidad traquiandesítica también se podría corresponder con xenocristales (ver fotografía en Fig. 9.24). Esto plantea dos posibilidades porque existen andesitas calcoalcalinas en Sant'Antioco con una edad K/Ar 16.85 ± 1.01 Ma (Maccioni et al., 1990a), y en el Entroterra Sulcitano con determinación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para una unidad basalto-andesítica de 16.91 ± 0.45 Ma (Pasci et al., 2001). También las riolitas de la serie inferior LRH presentan edades K/Ar de 16.79 ± 0.81 Ma para la Unidad Acqua Sa Canna (AC), edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 16.81 ± 0.02 Ma para Lenzu (LE) y 16.84 ± 0.86 Ma para Seruci (SE). Todas estas edades también están recalculadas para K/Ar de Cincotti et al. (1994) y Assorgia et al. (1995) y por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de Pioli (2003) respectivamente. En ambos casos ningunas de estas series (AND y LRH) están presentes en San Pietro, y otra vez se presenta la situación de extensión del volcanismo hacia este sector de la isla, en subsuelo. En este caso particular se plantea que se traten de xenocristales porque el quimismo de los magmas es muy diferente como para poder interpretar un origen como antecristales. Desde el punto de vista del quimismo dentro de los zircones, no se aprecian cambios significativos que permitan discriminar entre xenocristal y antecristal, y en particular esta muestra presenta evidencias de desequilibrio (Fig. 9.38), con cristales de zircón corroídos o que dan una fecha muy joven para su posición estratigráfica en afloramiento (por ejemplo, la edad de 14.77 Ma). Las concentraciones de U varían entre 119 a 849 ppm al igual que las de Th entre 63 a 819 ppm. A pesar de estas situaciones la edad media calculada tiene sentido desde el punto de vista volcanoestratigráfico. El enriquecimiento en Th >800 ppm en zircones podría indicar alteración hidrotermal, ya que se han encontrado afloramientos de TRQA debajo de

ignimbritas LCO2 intensamente mineralizadas con Mn-ox, y la roca traquiandesítica se ve muy alterada en el contacto con esta unidad en particular.

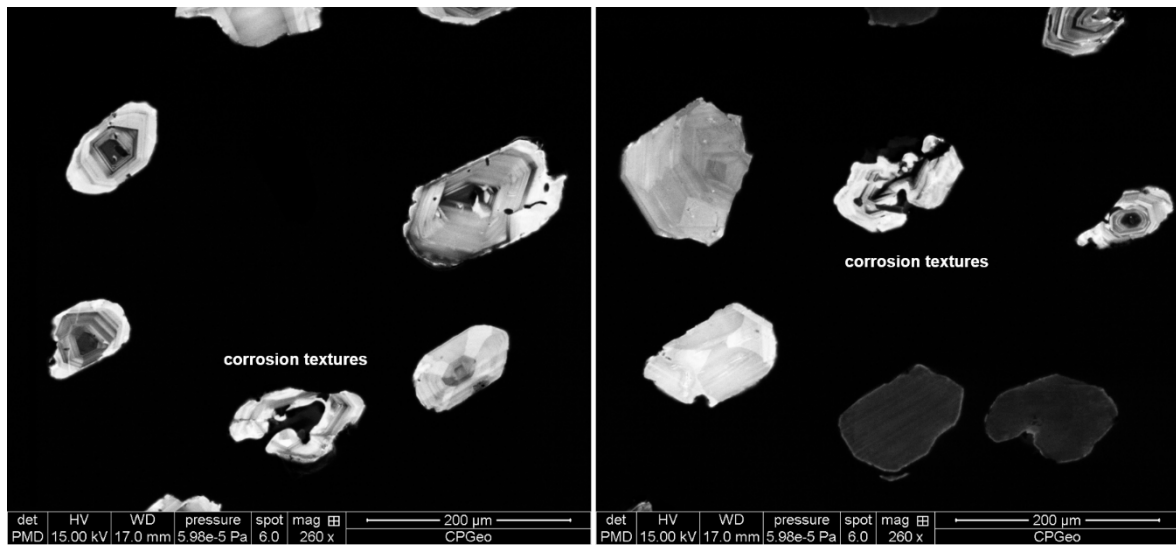


Fig. 9.38: Unidad traquiandesita (TRQA: 17-395) de San Pietro. Imagen de catodoluminiscencia de cristales de zircón (al centro de la fotografía) corroídos por desequilibrio con el magma.

Las riolitas de la serie media (MRH), tanto en la Unidad Matzaccara como en Montagna di Capor Rosso presentan una población de zircones con fechas individuales de 16.9 Ma que podrían corresponderse con xenocristales de la cámara magmática de la serie de riolitas inferiores (LRH) o podrían corresponder a xenocristales de rocas andesíticas. No hay granos suficientes de zircón que permitan interpretar y comparar los patrones geoquímicos de los cristales, sus relaciones texturales o estructurales y discriminar entre una u otra hipótesis. Cuatro cristales (1 en MZ y 3 en MCR) tienen edades entre 16.42-16.51 Ma y pueden corresponder a antecristales de la cámara magmática que da origen a las riolitas Monte Crobu (MC) y Nuraxi (NUR), ya que las edades eruptivas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para estas unidades ignimbríticas están entre 16.4-16.5 Ma (recalculadas de Pioli, 2003). Esto indicaría una cámara magmática común al menos desde MC hasta MZ, aunque el quimismo al final de la serie se vea modificado por un importante aporte de agua supérgena en el sistema. La unidad TRQA también tiene dos cristales de edad 16.47 Ma y texturalmente parecen corresponder con xenocristales. Esta unidad es compleja de interpretar porque parece representar un pulso de magma más primitivo que ascendió desde profundidades mayores y probablemente fue arrancando cristales por el conducto mostrando más de 1 población de xenocristales.

En los sistemas magmáticos los xenocristales y antecristales pueden formar sustratos para el crecimiento de nuevo zircón cuando el sistema de magma se recarga, por lo que los circones individuales pueden tener edades compuestas (Miller et al., 2007). Los

antecristales de pulsos magmáticos anteriores que están relacionados, también pueden ser incorporados por magmas ascendentes a medida que atraviesan intrusiones más antiguas solidificadas o parcialmente solidificadas, o por removilización y mezcla con una masa de cristales de larga duración formada a partir de eventos intrusivos anteriores en un gran reservorio. El estudio de edades compuestas en circones individuales no ha sido abordado en este capítulo por la falta de datos respecto de medir más de un punto en un mismo cristal. Pero está claro que el sistema es complejo y que numerosos estudios adicionales son necesarios para comprender como ha evolucionado el sistema de cámaras magmáticas del Sulcis.

Es llamativo que las muestras de la secuencia peralcalina, no presentan xenocristales con edades mayores a 17 Ma, esto podría indicar que la o las cámaras magmáticas estaban a profundidades más someras que las otras series, ya que no han arrastrado xenocristales por el conducto o asimilado circones antiguos de las rocas adyacentes, y dado que se precipita feldespato potásico en estas unidades se debe suponer que la cámara podría estar dentro de los primeros 6 km de profundidad (Deer et al., 2013). Las comenditas de la serie inferior (LCO1, LCO2 y LCO3) tienen fechas más antiguas en circones respecto de su edad eruptivas (LCO1, 15.96 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en sanidina) en un rango de edades de 16.42-16.51 Ma. Texturalmente parecen corresponder a antecristales. Estas edades también coinciden, como se mencionó más arriba, con las unidades de MC y NUR. Los cristales de zircón en las muestras de los domos de Cala Vinagra y Cala Fico no presentan la textura oscilatoria concéntrica clásica (Fig. 9.39), generalmente tienen un patrón de texturas en bandas lineales paralelas, son lisos con un borde de crecimiento más externo o tienen una textura oscilatoria por áreas o bandas específicas (como en forma de reloj de arena). Debido a esta estructura y a falta de núcleos internos, que también son muy escasos, se hace difícil caracterizar un xenocristal, y en general la población parece comprender autocristales y antecristales. Bajo estas evidencias, es posible que la edad media calculada para LCO3 sea ligeramente más vieja y estratigráficamente estaría marcando el inicio de la serie comendítica inferior en Sant'Antioco, y sincrónicamente con los flujos piroclásticos de (LCO2) y los domos (LCO1) de San Pietro.

Si se incluye la edad individual (16.59 Ma) de este antecristal que ha sido omitido en el cálculo, el nuevo resultado de edad concordia sería de 16.01 ± 0.20 [MSWD= 1.7]. Esto podría razonablemente explicar que el patrón de comportamiento de los elementos trazas y REE de roca total en LCO3 es ligeramente diferente, con anomalías negativas como el Eu menos marcadas (ver Fig. 9.11 en el apartado 9.3.1 de este capítulo) que las demás comenditas, ya que sería el magma peralcalino menos evolucionado de esta serie (LCO).

Para poder asegurar esto es necesario realizar isotopía de radiogénicos (Sr-Nd-Pb) en esta subunidad, dato con el que no se cuenta en este momento, y que como se ha visto en la discusión 7.4.3 del capítulo 7, será clave para terminar de comprender la estratigrafía de este producto volcánico restringido arealmente.

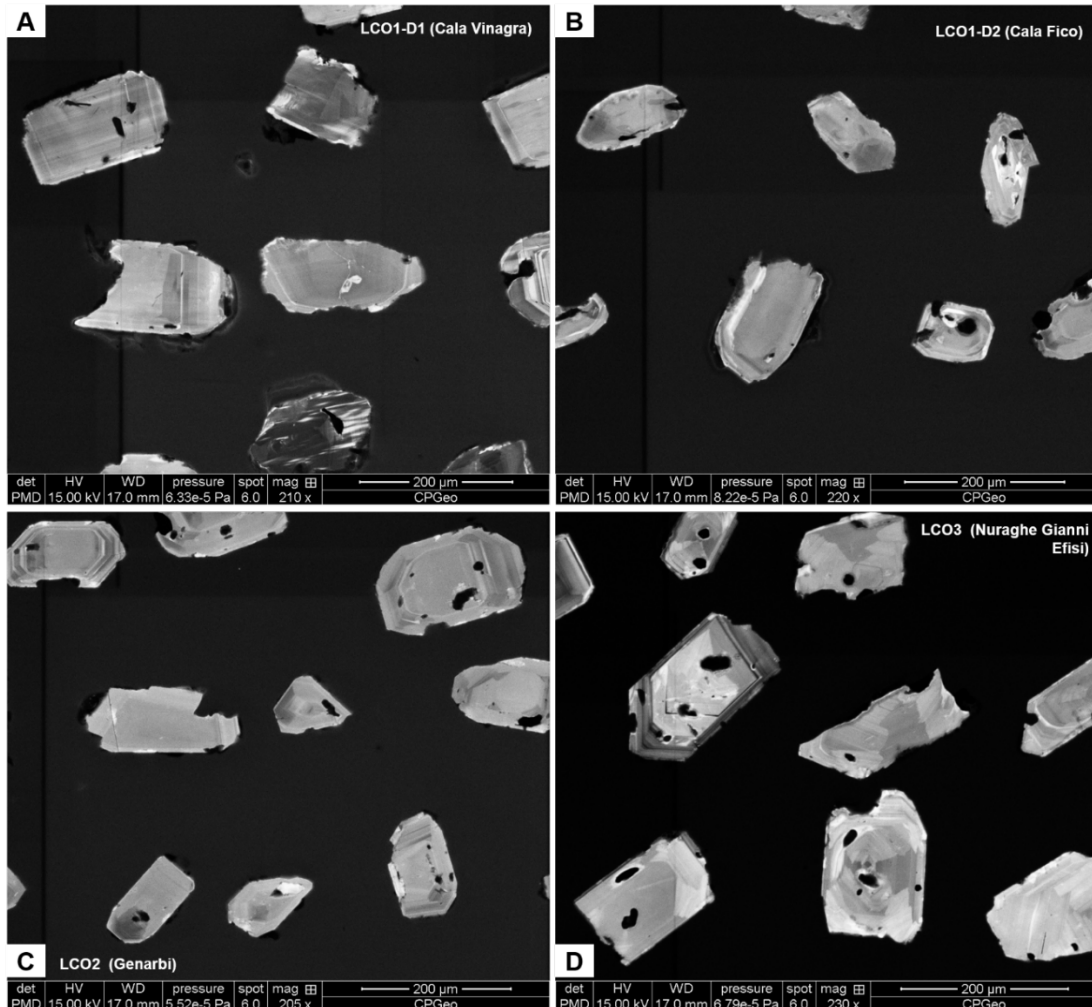


Fig. 9.39: Textura de zircones en las comenditas de la serie inferior. A) Domo de Cala Vinagra. B) Domo de Cala Fico. C) Genarbi. D) Nuraghe Gianni Efisi. Cristales con zonación en bandas lineales o poco zonados, con centros listos y un anillo exterior, también textura oscilatoria en áreas o parches, no necesariamente concéntrica.

Esta ignimbrita comendítica (LCO3) es compleja de interpretar desde el punto de vista de los zircones, hay edades individuales muy jóvenes inferiores a 15.1 (4 datos) que también deberían ser omitidas en función del criterio asumido a lo largo del capítulo. Frente a la falta de más información y considerando necesario que se requiere un mayor número de muestras geoquímicas para comprender esta subunidad, y un mayor número de cristales datados, se acepta que el tratamiento matemático de los datos es admisible. Si además se asume que los antecristales podrían correlacionarse con las unidades MC y NUR, se podría

indicar un magma parental común. Es importante resaltar que la unidad Monte Crobu recibe aportes de magmas más profundos como lo atestiguan los datos geoquímicos de las grandes pumitas en esta unidad, por lo que la cámara se está alimentando de pulsos de magma más primitivo que podrían ser los desencadenantes de erupciones de líquidos más diferenciados en el techo de la cámara. Por otro lado, la unidad Nuraxi tiene un marcado carácter tendiente hacia la peralcalinidad. Si estos supuestos son correctos, la cristalización fraccionada de magmas de composición Monte Crobu, más ricos en calcio, podrían producir el efecto plagioclasa, generando la tan característica anomalía negativa de Eu en las rocas comendíticas. El patrón de anomalías y las tendencias generales de los elementos trazas y REE de roca total normalizados con el manto primitivo (Fig. 9.40) son bastante similares entre la unidad MC y la unidad CO de la parte basal de la serie LCO (subunidades desde LCO1 a LCO3 estudiadas con zircones). Esta hipótesis debe ser corroborada con modelamiento petrogenético en un futuro, considerando que entre las rocas comendíticas de la serie inferior está intercalado el evento pantellerítico y le sigue nuevamente un grupo de comenditas hacia el techo de la serie.

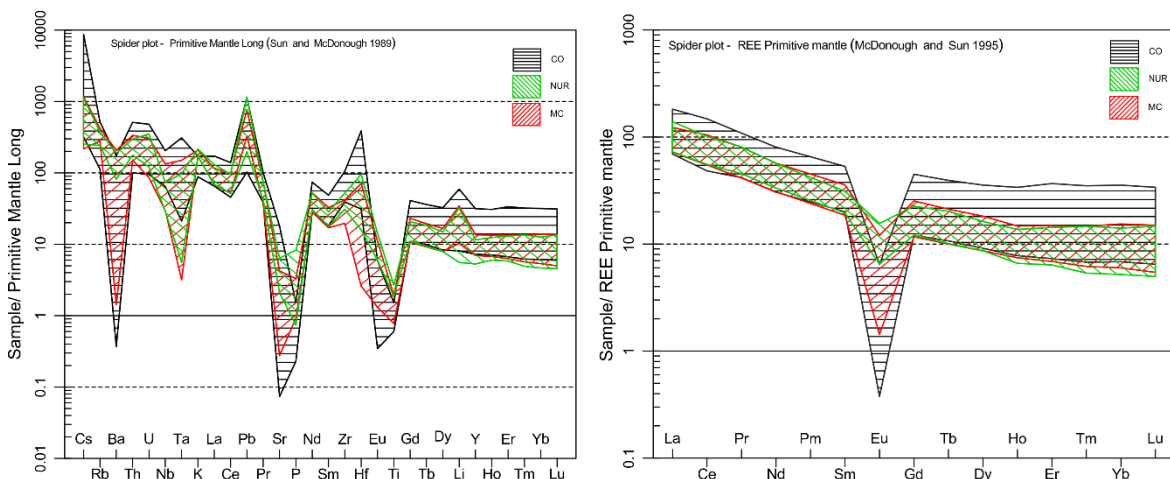


Fig. 9.40: Diagramas normalizados para elementos trazas y REE en roca total de las unidades Monte Crobu (MC), Nuraxi (NUR) y Comenditas (CO). Normalización según Sun y McDonough (1989) y McDonough y Sun (1995). Las subunidades comendíticas agrupadas en este gráfico corresponden a LCO1, LCO2 y LCO3 (parte basal de la serie LCO).

En la serie de comenditas superiores (UCO), cuya edad de erupción del vitrófiro basal es 15.72 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina), la subunidad UCO3-A, estratigráficamente estaría por encima, tiene dos edades individuales entre 16.51-16.64 Ma. Por la morfología y estructura que presentan esos cristales envejecidos (ver fotografías en la Fig. 9.24) y comparándolos con la mayoría de los autocristales para esta subunidad (Fig. 9.41) se pueden interpretar como xenocristales, y su procedencia también parece corresponder con la cámara de la unidad MC.

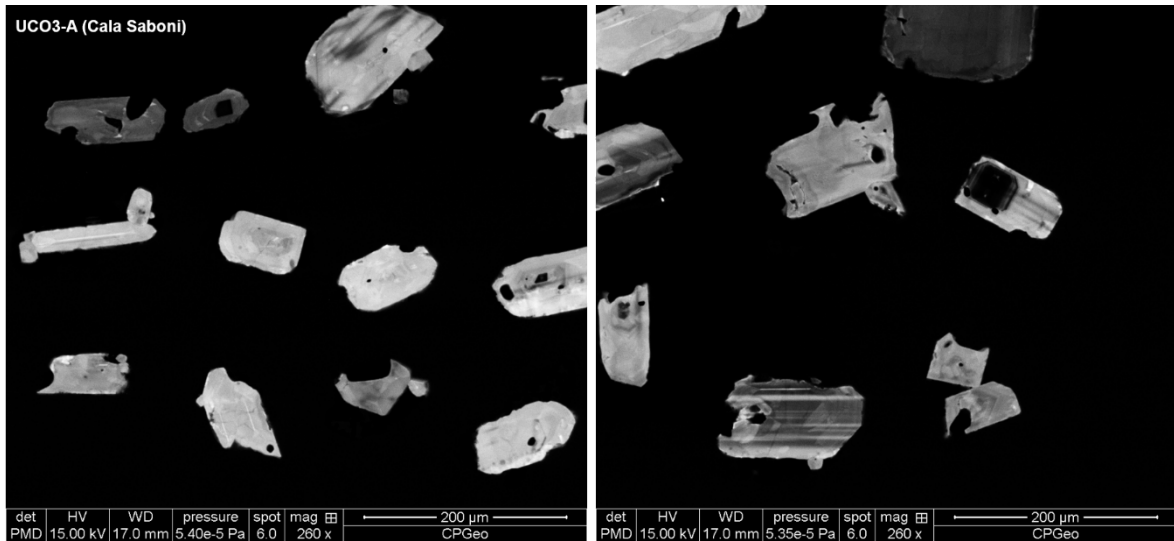


Fig. 9.41: Sant'Antioco. Comendita de la serie superior UCO (subunidad reomórfica de la Unidad Monte Ulmus) en ambas imágenes. Las estructuras internas siguen el patrón de las comenditas inferiores con casi ausencia de zonación oscilatoria concéntrica, predominio de zonación lineal u oscilatoria por áreas.

Por último, la unidad Post-Calasetta de la serie riolítica superior además de contener núcleos heredados como se mencionó al principio de esta discusión, tiene dos fechas individuales entre 16.34-16.51 Ma que parecen corresponder también a xenocristales (ver fotografía la Fig. 9.24) de la misma procedencia a partir de la cámara de MC-NUR.

9.6.2 Unidades datadas por dos métodos geocronológicos

Cuando las fechas obtenidas con zirrones son inferiores que las obtenidas con sanidinas en el sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, se suele atribuir estas discrepancias a pérdida de Pb. Según Mezger y Krogstad (1997), la pérdida de Pb ocurre a bajas temperaturas, aunque según Schoene (2013) las fechas de intersección más bajas no representan el momento en que ocurrió la pérdida, sino el momento en el que se detuvo la pérdida de Pb debido al recocido a alta temperatura. Si la pérdida de Pb es la fuente principal del comportamiento del sistema abierto, esto tendrá el efecto de reducir la fecha $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en algunos análisis, así como la fecha media ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Otra posibilidad de subestimación de edad se puede producir por desequilibrio del producto hijo intermedio, que puede quedar excluido preferentemente durante la cristalización, en este caso se dice que el mineral no está en equilibrio secular en el momento de la cristalización (Schoene, 2013). Este efecto se podría corregir con el coeficiente de partición de Th/U (mineral/líquido). En rocas volcánicas esto es posible midiendo Th/U en el vidrio, asumiendo que el mineral creció directamente del líquido que se enfrió para formar dicho vidrio (Schmitz y Bowring, 2001; Bachmann et al., 2010; Claiborne et al., 2018).

La muestra 15-201 que corresponde al domo de Cala Vinagra fue analizada por dos métodos geocronológicos en dos muestras virtualmente idénticas, separadas en afloramiento 5 m. La edad plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina es de 15.96 ± 0.02 Ma ($n= 16/28$, 1σ , MSWD = 1.65 con 98.8% ^{39}Ar) y corresponde a la edad de erupción, mientras que su edad U-Th-Pb media ponderada y central, en zircons vía SHRIMP-IIe, es 15.75 ± 0.1 ($n= 16/16$, MSWD = 2.1). Para evaluar esta tendencia de rejuvenecimiento se omitieron cuatro cristales de zircón con edades más jóvenes (<15.3 Ma). El nuevo resultado para el cálculo de edad es 15.914 ± 0.10 Ma ($n= 12/16$, MSWD= 1.4 por *weighted mean* y *central-age*), el cual se aproxima más a la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina. La temperatura de bloqueo o cierre de la sanidina ocurre cerca de 360°C (Harrison y MacDougall, 1981) y podría alcanzar los 400°C con altas tasas de enfriamiento (Parson, 1994 y referencias ahí); mientras que el zircón magmático presenta temperaturas de bloqueo más altas, generalmente superiores a los 900°C (Lee et al., 1997; Cherniak y Watson, 2001). Sin embargo, otros estudios indican que el sistema isotópico del U-Th-Pb cambia con la presencia de fluidos (Rizvanova et al., 2000; Geisler et al., 2003, Martin et al., 2006). Según Rubin et al. (1993) el Zr puede ser un elemento móvil en sistemas hidrotermales y su movilidad es muy común en sistemas hidrotermales ricos en F asociados a suites ígneas alcalinas. Un rango de temperaturas entre 150°C hasta 700°C fue reportado experimentalmente para zircons producidos a partir de ZrO_2 gelatinoso y SiO_2 , en procesos de síntesis bajo condiciones hidrotermales acelerando la reacción con la adición de trazas de ZrF_4 , MgF_2 y NaF_2 al sistema, y reportando valores de U-Th en la solución sólida. También experimentalmente se reportaron soluciones sólidas entre Hf-Zr y U-Zr análogos al zircón que incorporan Ge en la estructura sólo a bajas temperaturas, y en zircons naturales se experimentó corrosión por tratamiento hidrotermal dopando el sistema con Dy_3O (Deer et al., 1965a y referencias ahí). Esto puede ser congruente con las observaciones realizadas sobre elementos trazas y REE en roca total para la muestra 15-201, con concentraciones anómalas inusuales de Hf y HREE. En estudios texturales y geoquímicos de zircons del distrito minero de Aznalcóllar (Faja Pirítica Ibérica) se determinaron temperaturas de alteración de hasta 350°C con enriquecimiento de REE, P_2O_5 , Al_2O_3 , Y_2O_3 y CaO en los cristales de zircón (Toscano et al., 2014). Para explicar estas edades diferentes entre los zircons se sugiere que los más antiguos fueron generados aún en la cámara magmática o en el conducto, mientras que los más jóvenes fueron generados cerca de la superficie, en los estadios eruptivos y posiblemente alterados hidrotermalmente. Las edades de los dos sistemas isotópicos con edades sincrónicas (dentro del error de la técnica) indican enfriamiento rápido y prácticamente simultáneo.

En lo que respecta a la unidad Matzaccara (15-229), también se han fechado dos muestras virtualmente idénticas, incluso ambas con una incipiente silicificación por pulsos hidrotermales asociados a los eventos de mineralización de manganeso en San Pietro. Las muestras por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ determinan una edad plateau de 16.18 ± 0.02 Ma ($n=16/30$, 1σ , $\text{MSWD} = 1.24$ con 43.7% ^{39}Ar) con ligero exceso de Ar. Su edad U-Th-Pb media ponderada, en zirrones vía SHRIMP-IIe, es 16.12 ± 0.11 ($n= 18/20$, $\text{MSWD} = 1.91$). La edad de concordia es idéntica a la edad en plagioclasa, pero el valor de MSWD es muy alto (7.75), mientras que la edad central es de 16.13 ± 0.11 ($\text{MSWD} = 1.87$). Por lo tanto, se acepta como mejor edad la media ponderada. Este rejuvenecimiento puede deberse a algunos cristales de zircón que tienen fechas individuales entre 15.3-15.5 Ma. Geoquímicamente las concentraciones de U y Th, son más bajas que el resto de los zirrones para un cristal de edad 15.29 Ma, pero es sabido que esta unidad en el sector en donde fue muestreada, está caracterizada por importantes eventos de alteración y mineralización, y es posible que esto afecte tanto a los feldespatos como a los zirrones. Por ello se observa un plateau que no es completamente plano para todos los cristales de plagioclasa en el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Además, es necesario indicar que al tratarse de plagioclasas la efectividad del método se ve ligeramente disminuida respecto de las sanidinas. Según Spencer et al. (2016) si una población en edad de zircón está sesgada negativamente con una cola hacia edades más jóvenes, esto puede relacionarse con una pérdida de plomo indetectable con un filtro de discordancia. Por lo tanto, los zirrones más jóvenes dentro de una población de edad con sesgo negativo no deberían usarse en el cálculo de una edad máxima de depósito, analizando además la falta de correlación entre el contenido de U, Th y su edad individual. La muestra 17-400 de la unidad Montagna di Capo Rosso (MCR) en el mismo sector que MZ, posee una edad (16.13 ± 0.14) que es sincrónica, con sólo una diferencia de 10 ka para el promedio ponderado, pero que, bajo la resolución del método, deberían considerarse prácticamente simultáneas. Particularmente MCR también presenta una fecha individual de 15.33 Ma con concentraciones muy bajas de U y Th en el cristal de zircón y como se describió en la revisión de roca total, esta muestra presenta concentraciones anormalmente elevadas de Pb elemental (ppm). Desde el punto de vista geoquímico y cronoestratigráfico se sabe que no corresponden a la misma unidad, además de la presencia de mineralización de manganeso en contacto entre ambos flujos ignimbríticos, por lo que este espacio temporal de ~10 ka se acepta frente a falta de resolución metodológica para refinar aún más estos procesos. A pesar de lo expuesto anteriormente, se debe tener en cuenta que las fechas obtenidas con SHRIMP en rocas volcánicas se basan en el promedio de un conjunto de datos con una media ponderada generalmente con precisión del 1% o menos,

asumiendo una sola población con errores distribuidos normalmente. Si la pérdida o herencia de Pb en el sistema es menor que la precisión analítica de un solo punto, es posible que el estadístico MSWD no permita detectar esta situación, y en consecuencia una distribución normal no sea válida (Condon et al., 2015). Como es bien indicado en Vermeesh (2018) la precisión analítica de los espectrómetros de masas aumenta y evoluciona con los años; en consecuencia, la capacidad de detección de menores cantidades de dispersión geológica crece constantemente, lo que en definitiva genera cada vez, datos más dispersos en exceso y esto será una práctica común para este tipo de sistemas geocronológicos en el futuro. Por lo tanto, como este autor enfatiza, la sobredispersión de estas fechas contiene información geológica significativa que proporciona información valiosa sobre el tiempo de residencia magmática de los cristales y no debe verse como un dato malo, sino más bien como algo positivo para el entendiendo detallado el sistema ígneo. Por todo lo expuesto anteriormente y frente a las incertidumbres aleatorias y sistemáticas que se han descrito aquí, la evaluación de las edades por el método de edad central mediante transformación logarítmica cobra relevancia y aporta en muchos casos una estimación gráfica y visual de los conjuntos de datos o poblaciones dentro de una misma muestra. Y aunque este método es ampliamente utilizado para evaluar zircons detríticos, aquí se considera sumamente útil debido a la variabilidad geológica observada.

Edades más jóvenes en zircons pueden estar provocadas por alteración hidrotermal como se mencionó anteriormente, y esta alteración puede ser determinada mediante el estudio de REE en los zircons, sin embargo, se puede producir contaminación significativa en los LREE con la presencia de inclusiones de apatito, titanita, feldespatos-K y monazita en los cristales de zircón (Zhong et al., 2018). El estudio de oxidación de los magmas también puede desarrollarse analizando las anomalías de Ce y Eu en los zircons, sin embargo, se han reportado afectaciones en estas anomalías causadas por las inclusiones de titanita en los zircons, generalmente asociadas con los eventos de mineralización (Loader et al., 2017). Como se describió a lo largo de este capítulo, son abundantes las inclusiones de estos minerales en los zircons del Sulcis, por lo que una revisión sistemática de patrones de REE debe estar precedida de una profunda revisión de la composición de estas inclusiones minerales. Por último, se presenta como resumen de esta discusión la Tabla 9.4 con las mejores edades entre ambos métodos de datación geocronológica ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Th-Pb), también el gráfico que pone en común la información numérica (Fig. 9.42), donde se aprecia que los eventos eruptivos de las unidades a techo de la serie MRH son sincrónicos para la resolución del método; y que los eventos eruptivos (piroclásticos y

lávicos) de las comendíticas basales en la serie inferior LCO, ocurrieron de manera muy rápida, ya que se superponen los rangos de edad para dos sistemas minerales diferentes. Esto pone en evidencia que no existe un tiempo prolongado de residencia de los zircones en la cámara magmática, principalmente de los productos peralcalinos. Este puede ser el motivo para que no se vean afectados textural y estructuralmente los antecristales de edades 16.4- 16.5 Ma. Finalmente el criterio para determinar las mejores edades según los métodos geocronológico utilizados están en función de la selección de edades con la menor incertidumbre analítica, frente a las incertidumbres geológicas. Por esto se consideran los resultados obtenidos con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ como las mejores fechas para determinar la edad de erupción. Como se demostró, el tiempo en que ocurren estos procesos es tan corto que las fechas de U-Th-Pb pueden servir de guía para ordenar cronoestratigráficamente la secuencia. La elección de la mejor edad para U-Th-Pb sigue tres criterios principales, que pueden ser discutidos en futuros trabajos en búsqueda de una mejor solución que la expuesta aquí. El primero, de tipo volcanoestratigráfico, siempre que las relaciones de campo sean completamente claras, el segundo relacionado con las edades que tienen el menor error estándar asociado y que permiten resolver los problemas de cronoestratigrafía; y tercero, un valor aceptable de X^2_{red} cuando dos métodos de cálculo presentan la misma edad media. En estas condiciones se presenta una columna estratigráfica resumida para los eventos volcánicos estudiados en este capítulo (Fig. 9.43), con la duración aproximada de la actividad ígnea entre cada serie volcánica y el intervalo de tiempo mínimo en el que se produjo el evento peralcalino de la región del Sulcis. Este rango temporal será ampliado cuando se puedan datar las unidades AQD o PA que marcan el límite entre la serie UCO y URH. La historia geológica muestra que en un lapso de 10 ka se depositaron las unidades ignimbríticas finales de la serie MRH y que el volcanismo peralcalino de la serie inferior de comenditas fue sincrónico, entre eventos eruptivos piroclásticos y lávicos al menos durante 80 ka hasta que se produce un cambio de quimismo y condiciones magmáticas para dar paso a los productos pantelleríticos. Aquí se presenta un *gap* temporal de las comenditas hacia techo de la serie inferior. La serie comendítica superior UCO representa el espacio temporal más amplio hasta ahora definido, con una actividad ígnea desde la extrusión del vitrófiro basal de la Unidad Monte Ulmus hasta la subunidad reomórfica, abarcando un periodo de 110 ka. El rango temporal del evento peralcalino de las dos series queda comprendido en 0.35 ± 0.09 Ma. Finalmente, los productos volcánicos de la serie riolítica superior bien representados por la Unidad Calasetta y hasta la Unidad Post-Calasetta muestran actividad ígnea de aproximadamente 90 ka.

Tabla 9.3: Resumen de edades U-Th-Pb vs edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar. 1. CON: *concordia-age*, 2. WM: *weightedmean-age*, 3. CEN: *central-age*. Rangos de edades mínimos y máximos en cada método.

Method	Place	Units/Subunit	Sample	Age_1 (Ma)		Age_2 (Ma)		Age_3 (Ma)		Range Age_1 (Ma)			Range Age_2 (Ma)			Range Age_3 (Ma)			Short description
				CON	±1σ	WM	±1σ	CEN	±1σ	Min	Max	Dif	Min	Max	Dif	Min	Max	Dif	
U-Th-Pb	SP	PCT4	15-308	15.32	0.09	15.25	0.12	15.26	0.12	15.23	15.41	0.18	15.13	15.37	0.24	15.14	15.38	0.24	Post-Calasetta (heomorfic)
⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	SA	CT	ANT-12	15.35	0.02					15.33	15.37	0.04	15.33	15.37	0.04	15.33	15.37	0.04	Calasetta
U-Th-Pb	SA	UCO3-A	15-176	15.61	0.15	15.61	0.15	15.62	0.15	15.46	15.76	0.30	15.46	15.76	0.30	15.47	15.77	0.30	Monte Ulmus (heomorfic)
⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	SP	UCO1-C	ISP-81	15.72	0.02					15.70	15.74	0.04	15.70	15.74	0.04	15.70	15.74	0.04	MU Vitrophyre
U-Th-Pb	SA	LCO3	15-356	15.86	0.19	15.86	0.19	15.88	0.19	15.67	16.05	0.38	15.67	16.05	0.38	15.69	16.07	0.38	Red ignimbrite
U-Th-Pb	SP	LCO1-D (CF)	17-398	15.89	0.06	15.89	0.06	15.89	0.06	15.83	15.95	0.12	15.83	15.95	0.12	15.83	15.95	0.12	Cala Fico Dome
U-Th-Pb	SP	LCO1-D (CV)	15-201 a	15.78	0.07	15.75	0.10	15.75	0.10	15.71	15.85	0.14	15.65	15.85	0.20	15.65	15.85	0.20	Cala Vinagra Dome
U-Th-Pb	SP	LCO1-D (CV)	15-201 b	15.93	0.08	15.91	0.10	15.91	0.10	15.85	16.01	0.16	15.81	16.01	0.20	15.82	16.01	0.20	
U-Th-Pb	SP	TRQA	15-395	15.94	0.09	15.88	0.12	15.89	0.12	15.85	16.03	0.18	15.76	16.00	0.24	15.77	16.01	0.24	Trachyandesite
U-Th-Pb	SP	LCO2	15-392	15.94	0.09	15.95	0.09	15.95	0.09	15.85	16.03	0.18	15.86	16.04	0.18	15.86	16.04	0.17	Genarbi
⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	SP	LCO1-D (CV)	15-202	15.96	0.02					15.94	15.98	0.04	15.94	15.98	0.04	15.94	15.98	0.04	Cala Vinagra Dome
U-Th-Pb	SP	MZ	15-229	16.18	0.07	16.12	0.11	16.13	0.11	16.11	16.25	0.14	16.01	16.23	0.22	16.02	16.24	0.22	Matzaccara
⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	SP	MZ	15-258	16.18	0.02					16.16	16.20	0.04	16.16	16.20	0.04	16.16	16.20	0.04	Matzaccara
U-Th-Pb	SP	MCR	15-400	16.12	0.14	16.13	0.14	16.14	0.14	15.98	16.26	0.28	15.99	16.27	0.28	16.00	16.28	0.28	Montagna di Capo Rosso

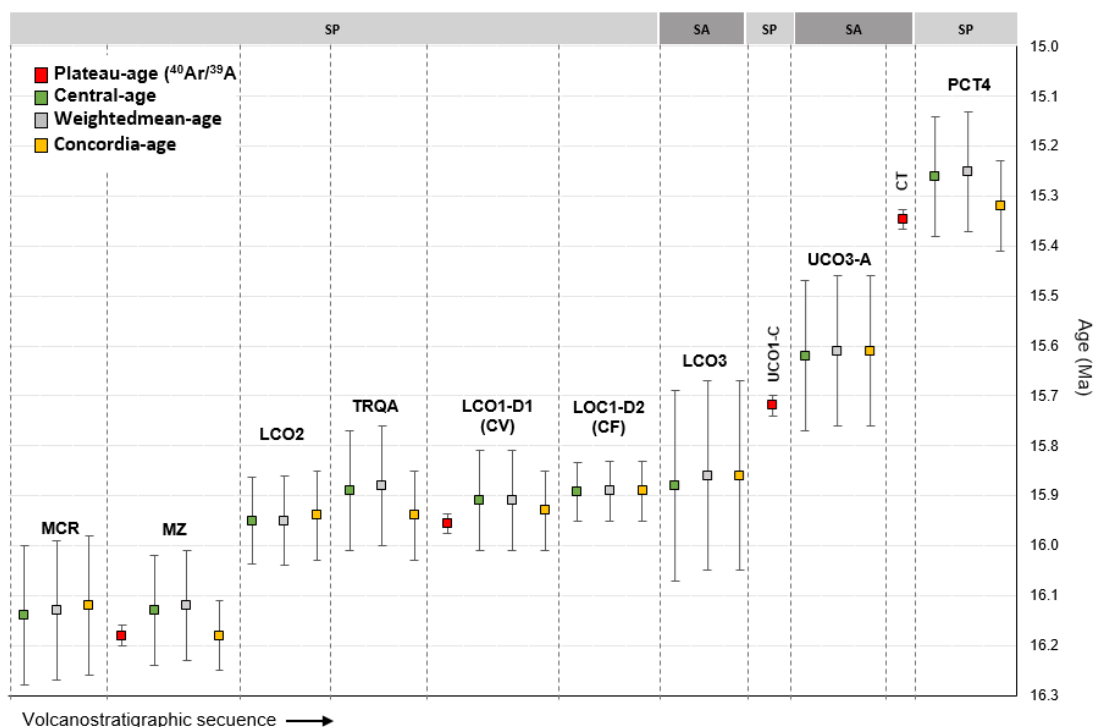


Fig. 9.42: Comparación de los métodos geocronológicos en sanidinas y zirrones y rangos de edades para las rocas volcánicas del SO de Cerdeña. SP: San Pietro, SA: Sant’Antioco. Series de riolitas medias MRH (MCR y MZ), serie de comenditas inferiores LCO (LCO1-D [CV: Cala Vinagra, CF: Cala Fico], LCO2, LCO3), serie de comenditas superiores UCO (UCO1-C, UCO3-A) y serie de riolitas superiores URH (CT, PCT).

Method	Series	Place	Unit/ Subunit	Best Age (Ma)	$\pm\sigma$	Igneous activity (ka)	Peralkaline event time
U-Th-Pb $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	URH	SP	PCT4	15.26	0.12	↑	~0.35 ± 0.09 (Ma)
		SA	CT	15.35	0.02	~90	
U-Th-Pb $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	UCO	SA	UCO3-A	15.61	0.15	~110	
		SP	UCO1-C	15.72	0.02		
U-Th-Pb	LCO	SA	LCO3	15.88	0.19	~80	
U-Th-Pb		SP	LCO1-D (CF)	15.89	0.06		
U-Th-Pb		SP	LCO2	15.94	0.09		
U-Th-Pb $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	TRQ	SP	TRQA	15.94	0.09	~80	
U-Th-Pb $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	LCO	SP	LCO1-D (CV)	15.96	0.02		
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	MRH	SP	MZ	16.18	0.02	~10	
		SP	MCR				
	↓		NUR			↓	

Fig. 9.43: Estratigrafía que resume los eventos volcánicos del SO del Cerdeña desde las riolitas alcalinas de transición de la serie media, hasta las riolitas alcalinas de la serie superior. Se restringe la actividad ígnea relacionada con las rocas peralcalinas del Sulcis y se presenta una visión global del tiempo acotado en el que suceden los procesos eruptivos.

9.7 Conclusiones del Capítulo 9

- Las mejores edades que representan el volcanismo del tramo superior de la serie MRH hasta el tramo medio de la serie URH en la región del Sulcis se han definido en primer lugar por el menor error asociado según el método geocronológico utilizado. Esto sitúa a las dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina como el mejor método posible para determinar los períodos eruptivos dentro del refinamiento volcanoestratigráfico abordado en esta tesis en comparación con el método U-Th-Pb en zircones a través de SHRIMP-IIe/MC (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*).
- El estudio detallado de las edades individuales en cada cristal de zircón demostró la complejidad de los sistemas magmáticos relacionados con rocas volcánicas jóvenes, y permitió interpretar las posibles fuentes parentales de los productos piroclásticos y lávicos expresados en superficie. Se postula un origen de los magmas peralcalinos como productos de cristalización fraccionada de magmas de composición riolítica alcalina intermedia que dieron origen a la Unidad Monte Crobu. Esto se concluye de las evidencias cronológicas y texturales de antecristales de zircón de edades entre 16.5 y 16.4 Ma en las rocas comendíticas.
- Se pudo correlacionar el volcanismo calcoalcalino andesítico por debajo del subsuelo en la isla de San Pietro a través de los xenocristales de zircón presentes en las Unidades Montagna di Capo Rosso, Matzaccara y Post-Calasetta, y se plantea la posibilidad de que la serie riolítica inferior LRH también esté en el subsuelo de la isla a partir de las mismas evidencias. Estos datos aportan información de carácter prospectivo para posibles estudios de dragados del fondo marino en la región oeste del Mediterráneo de Cerdeña.
- Se resolvieron los problemas estratigráficos en la base de la serie comendítica inferior y se demuestra que la extrusión de los domos lávicos y las ignimbritas asociadas ocurren sincrónicamente. Mientras en algunos sectores la subunidad Genarbi se está depositando sobre Matzaccara, en otro sector se está extruyendo el domo de Cala Fico que va deformando y empujando estos flujos piroclásticos, se producen oleadas piroclásticas y retrabajo de la subunidad Genarbi incorporando fragmentos líticos del propio domo a medida que este sigue creciendo durante su expansión. La Unidad traquiandesita extruye mientras todo esto ocurre, creciendo entre el domo de Cala Fico y también empujando las subunidades piroclásticas de Genarbi. Esta historia geológica queda acotada en un lapso de 70 ka.

- Se produce una contribución importante al asignar temporalidad a los diferentes domos comendíticos, siendo el domo de Cala Vinagra (15.96 ± 0.02 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 1σ) el primero en emerger a la superficie seguido del domo de Cala Fico (15.89 ± 0.06 Ma U-Th-Pb, 1σ).
- Las dataciones por U-Th-Pb en zircones a través de SHRIMP-IIe/MC no permiten una resolución inferior a 90 ka, en comparación con 39 ka del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidinas; por eso resulta importante una interpretación detallada de los eventos volcánicos a través de la cartografía, puntualmente para las muestras del Sulcis. Para referir los rangos temporales menores a esta resolución temporal se ha consultado bibliografía de zircones en rocas volcánicas, medidos con métodos de mayor resolución, y se comprueba que las interpretaciones están en línea con los resultados en otros entornos geológicos (Charlier et al., 2005; Wotzlaw et al., 2014; Deering et al., 2016; Buret et al., 2016, 2017; Borba et al., 2020). Este margen de tiempo podría refinarse mediante ID-TIMS (*isotope-dilution thermal ionization mass spectrometry*) en estos zircones ya medidos o con termometría de Ti en zircones (Watson et al., 2006). Sin embargo, la mejor elección del método siempre estará en función de la hipótesis científica a resolver, como bien argumentan Schaltegger et al. (2015), considerando la duración del proceso geológico; el tamaño y abundancia del material a analizar; la complejidad en la historia geológica de la muestra y el número de fechas necesarias que permitan esclarecer puntualmente los eventos magmáticos.
- Las edades que marcan uno de los eventos más significativos en la actividad magmática del SO de Cerdeña comprenden el espacio temporal de 16.18 a 15.89 Ma en los que se produce un cambio de condiciones en la actividad ígnea de la región del Sulcis. En este período la cámara magmática que da origen a la Unidad Matzaccara (final de la serie alcalina de transición) se ve afectada por un importante aporte de fluidos externos, que generan un inusual contenido de agua y volátiles, como lo atestiguan la paragénesis particular (abundante bt) en MZ y las unidades emplazadas en ambiente subacuático. Este aporte externo de agua en la cámara magmática sirve de disparador de eventos eruptivos fuertemente explosivos, como lo atestiguan los flujos y oleadas piroclásticas en la subunidad Genarbi, y la emisión de importantes volúmenes de productos efusivos como los domos del sector de Cala Fico y Cala Vinagra. Aquí también se produce la intrusión del domo traquiandesítico que corresponde a los productos menos diferenciados de origen mantélico. En este lapso temporal de 290 ka, además, se produce el

mayor volumen de mineralizaciones de óxidos de manganeso y un cambio en la geoquímica de los magmas con el resultado del volcanismo peralcalino.

- A pesar de lo comentado respecto al mejor refinamiento de edades ofrecido por la datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidina, una conclusión importante de este capítulo es que ambos métodos son complementarios, y ofrecen mucha mayor información unidos que por separado, por lo que ha sido un acierto llevarlos a cabo en paralelo. Del mismo modo, como se ha visto, hay una gran cantidad de información petrogenética y sobre la dinámica de las cámaras magmáticas implicadas que se ha podido deducir gracias al estudio realizado sobre los zircones, de modo que la parte del estudio aportada en este capítulo excede abundantemente los límites de la geocronología de las unidades implicadas, y la resolución de las dudas volcanoestratigráficas puntuales comentadas en el texto.

10. XENOLITOS

Caracterización petrológica, mineralógica y geoquímica de Xenolitos calcosilicatados y líticos accidentales en la Unidad Monte Ulmus.

10.1 Introducción

En el contexto de esta tesis doctoral que se ocupa de temas en apariencia mucho más generales (volcanoestratigrafía, mecanismos eruptivos, datación geocronológica de la sucesión, petrología de las comenditas, estudio de los yacimientos de manganeso, etc.), puede parecer extraño que se haya dedicado bastantes esfuerzos al estudio petrológico de los enclaves calcosilicatados de la Unidad Monte Ulmus (MU), y asimismo a intentar reproducirlos en el laboratorio.

La existencia de estos enclaves en la base de MU (vitrófiro UCO1), mejor representada en Cala Saboni, no es citada en la bibliografía previa; si bien era conocida desde los 90's en el grupo de trabajo. Al iniciar la tesis, su estudio podía entenderse en términos de hito volcanoestratigráfico que permitiera distinguir esta unidad de otras (véase capítulo 6), y por lo tanto facilitar la correlación de unidades sin apoyo geoquímico, durante el trabajo de campo. Sin embargo, durante el desarrollo del trabajo se han hallado enclaves semejantes en alguna otra unidad, y con una cierta abundancia por lo menos en la de Monte Crabu (MC, serie MRH); motivo por el cual estos xenolitos pueden ser utilizados como guía volcanoestratigráfica, pero con algunas matizaciones.

Siendo un objetivo de la tesis el estudio de la petrología de las comenditas, estos enclaves podían aportar informaciones tanto desde el punto de vista de los mecanismos eruptivos, como de la profundidad de la cámara magmática e, incluso, de la petrogénesis de estas rocas. La presencia de los enclaves indica en primer lugar que la cámara se emplaza en un ambiente relativamente somero ya sea en las calizas cretácicas conocidas en afloramientos en el sur de la isla de Sant'Antioco, o en las calizas de la plataforma carbonática del Cámbrico inferior ampliamente aflorantes en el Entrotterra Sulcitano, y objeto de la atención geológica en esta región por la presencia de mineralizaciones de Pb-Zn-Ag-Ba. Cualquier otro protolito posible para los xenolitos hubiera representado una gran

sorpresa, en el contexto de la geología regional del SO de Cerdeña. Por lo tanto, una serie de objetivos sucesivos pueden ser enumerados en el estudio de estos xenolitos: 1) su estudio en términos de litofacies para su identificación sobre el terreno e interpretación en términos de correlación volcanoestratigráfica, 2) su caracterización petrográfica, mineralógica, geoquímica; la identificación (afrontada mediante geoquímica isotópica del Sr) del origen cámbrico o cretácico del protolito; y derivado de este origen, 3) posibles inferencias sobre la profundidad de la cámara magmática.

La misma presencia de los xenolitos suscita algunas otras cuestiones. Podemos considerarlos como residuo de un proceso de asimilación producido en el seno de la cámara magmática, o como el resultado de pirometamorfismo durante su emplazamiento. Es importante destacar que ambos procesos pueden tener lugar en los mismos xenolitos sucesivamente, y muy próximos en el tiempo.

La asimilación parcial de la corteza continental ha sido un mecanismo clásicamente invocado para explicar la evolución magmática que puede conducir a la formación de fundidos peralcalinos. En particular, la asimilación de carbonatos ha sido invocada como el catalizador del llamado “efecto plagioclasa”, según el cual un fundido evolucionado riolítico o próximo a esta composición; previamente empobrecido en Ca por fenómenos de cristalización fraccionada de diferentes fases: plagioclasas cálcicas, piroxenos, etc., al asimilar carbonatos puede enriquecerse en volátiles (CO₂) y al incorporar el CaO volver a precipitar y segregarse del líquido, de manera conspicua, plagioclasa rica en Ca, lo que lleva como efecto concomitante el enriquecimiento relativo en Na. A través de éste mecanismo se podría llegar a un índice de alcalinidad superior a 1, generando por tanto el plus de alcalinos necesarios para obtener el magma riolítico peralcalino.

El proceso de pirometamorfismo implica esencialmente que la reacción mineral sea viable a presión atmosférica o muy cercana a ella, y que la cinética de reacción sea muy rápida, compatible con los tiempos de enfriamiento de una unidad piroclástica (en el caso que nos ocupa, ignimbrítica) de potencia moderada. Existe un número reducido de trabajos que han afrontado esta problemática en casos particularmente favorables, en general preferentemente referidos a xenolitos generados por pirometamorfismo en lavas básicas, aunque pueden formarse en lavas riolíticas de menor temperatura de extrusión (Sabine y Young, 1975; Novembre et al., 2018a, y referencias ahí). Estos trabajos son muy útiles para el establecimiento de las paragénesis minerales esperables tanto en el pirometamorfismo progradante, como el retrogradante durante el rápido enfriamiento (y frecuentemente, hidratación) de las fases primarias progradantes. Sin embargo, un aspecto no resuelto en el estudio de estos casos naturales es el establecimiento de la viabilidad

temporal del pirometamorfismo en el contexto que nos planteamos, para lo que es preciso realizar estudios de cristalización experimental mediante análogos. En base a esto se necesita primero conocer la composición química de la roca piroclástica que los contiene, establecer la posible composición del protolito, establecer balances de masas teóricos entre roca piroclástica (si queremos, magma) y protolitos posibles, y diseñar y realizar una serie de experimentos de reacción y síntesis, intentando reproducir la paragénesis de los xenolitos, estableciendo los tiempos requeridos de cristalización en el análogo, para ver si son viables cinéticamente durante el proceso de enfriamiento del depósito piroclástico (Novembre y Gimeno 2017; Novembre et al., 2018a, b). Este capítulo afronta todos estos aspectos a continuación.

10.2 Viabilidad del estudio isotópico para determinar el origen del protolito

La presencia de xenolitos carbonatados afectados por pirometamorfismo, en el seno de rocas volcánicas es un campo de estudio relativamente poco tratado, a pesar de su enorme potencial (véase por ej. Sabine y Young, 1975, Grapes 2011, y referencias ahí) tanto en mineralogía descriptiva como en el establecimiento de las condiciones térmicas de la síntesis de algunas fases a baja presión. En el caso de líticos accesorios (que en adelante denominaremos xenolitos) presentes en rocas piroclásticas, la comparación con experiencias de síntesis puede aportar ideas sobre la cinética del proceso y, en resumen, si es factible o no que éstas reacciones se produzcan en el corto espacio de tiempo producido entre la erupción y el enfriamiento del cuerpo magmático. La formación de estos xenolitos requiere la presencia de unidades carbonáticas como roca de caja de la cámara magmática, o que al menos constituyan parte de su techo.

La hipótesis de partida de esta parte del estudio se basa en que podemos llegar a determinar la cronoestratigrafía de un carbonato (sedimentario marino) basándonos en las curvas de variación secular de la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ construidas por toda una serie de autores (véase p.e. Faure 1986), mediante el estudio de fragmentos esqueléticos relativamente inalterados (por diagénesis o metamorfismo) de organismos marinos que los precipitan originalmente en forma de calcita. Este tipo de gráficas muestran un rango de variación continua importante en los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, con una excursión entre valores del orden de 0.709 entre el inicio del Cámbrico y los mares actuales, con mínimos del orden de 0.7065 en el Pérmico, 0.7068 en el Jurásico Medio-Superior, y otros mínimos relativos menores en el Ordovícico Superior, Devónico Medio, Carbonífero Inferior (Mississippiense Medio y Triásico Superior. Diferentes autores han relacionado de manera satisfactoria estas variaciones con eventos tectónicos mayores, fases de acreción de suelo oceánico

importantes, eventos magmáticos mayores, variaciones paleogeográficas, e incluso extinciones de organismos a escala global (véase p.e. Veizer, 1978 y 1989, Maloof et al., 2010). Un fósil calcítico original (p.e. un equínido) con una señal isotópica de 0.708 a priori podría corresponder hasta un máximo de 8 edades (Ordovícico Medio y Superior, Devónico Inferior y Superior, Mississipiense Inferior y Superior (tránsito al Pennsylvaniense) en el Carbonífero, Pérmico Inferior y Oligoceno Superior. Por lo tanto, para atribuir una correcta datación a ese fósil (si es que por vía bioestratigráfica tradicional no fuera posible) deberían excluirse hasta 7 de esas edades posibles mediante la información geológica local o regional. En otro ejemplo, si ese mismo tipo de fósil presentara una signatura $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.707 el problema de la atribución de edad (usando los mismos criterios) se limitaría a discriminar entre 4 edades diferentes, ya que serían esas las intersecciones de la curva continua de variación del valor $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua marina disponibles.

Hay que tener presente que el contenido total del Sr en un carbonato puede variar desde el momento de su depósito como sedimento, tanto en la diagénesis, como durante cualquier otro proceso geológico que le afecte posteriormente (karsismo, hidrotermalismo, metamorfismo, etc.). Lógicamente, esta variación en el contenido total del Sr puede afectar a la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del carbonato. En los mares prefanerozoicos diferentes cálculos referidos a diferentes relaciones entre cationes (como p.e. Mg/Ca) hacen pensar a algunos autores que la precipitación (inorgánica) del carbonato se produce de manera preferente en forma de calcita, mientras que los océanos fanerozoicos serían “aragoníticos”, por lo que se refiere a ese proceso de precipitación (véase p.e. Maloof et al 2010). Sin embargo, debemos tener presente que, a partir de la explosión de vida macroscópica del Cámbrico, los procesos de precipitación del carbonato en ambiente marino son fundamentalmente bioinducidos, por razón de la insuficiente saturación de bicarbonato (respecto a las otras sales) en el medio marino. El Sr entra en la estructura de los polimorfos del Ca_2CO_3 substituyendo al Ca. Como la mayoría de organismos marinos, incluyendo aquellos que constituyen con su precoz descomposición la mayor parte del fango micrítico, bioinducen la precipitación de aragonito, o calcita magnesiana (Tucker, 1981), es relevante considerar en qué manera varían durante la diagénesis (incluso inicial) los contenidos totales de Sr en una caliza, durante la recristalización posterior de estas fases metaestables a calcita. Wedepohl y Baumann (2000) señalan que los componentes esqueléticos aragoníticos actuales o subactuales aislados presentan contenidos de Sr en un rango de 2000 ppm, los calcíticos valores alrededor de 1000 ppm, y las calizas mesozoicas y paleozoicas (media de más 3000 muestras, de todo el mundo) valores alrededor de los 460 ppm. Otros autores aportan valores ligeramente superiores para

fragmentos esqueléticos actuales, sobre los 1000-1500 ppm para los calcíticos, y del orden de 4000 para los aragoníticos (Blatt et al., 1972); es evidente que estos valores indican tendencias, pero no valores absolutos, que podamos extrapolar a los océanos cámbricos y posteriores cuyo contenido en Sr no es necesariamente comparable con el actual (véase p.e McArthur et al., 2001). En todo caso indican que en todo estudio que pueda posteriormente realizarse con geoquímica isotópica de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ estos hechos deberán tenerse en cuenta. También podemos concluir de estos datos que durante los procesos diagenéticos (muchos de ellos relativamente precoces, por lo tanto, que se desarrollan a bajas temperaturas) parte del Sr que fue inicialmente incluido en la red cristalina del aragonito desaparece del sistema carbonático, de la manera más plausible mediante solución y migración con los fluidos intersticiales durante la compactación, recristalización y cementación diagenética del sedimento carbonatado. Durante este proceso se producen variaciones en general no drásticas de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

En realidad, podemos afirmar que una gran cantidad de autores han realizado muchos estudios locales desde la recopilación de Faure (1986) que no sólo mejoran las curvas iniciales de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en los océanos fanerozoicos, sino que constituyen herramientas útiles para la cronoestratigrafía de terrenos antiguos basándose en las relaciones isotópicas del Sr. Por lo tanto, el paso siguiente es intentar entender qué puede suceder en términos de balance de masas del Sr (y sucesivamente en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) para entender si el realizar un estudio isotópico (además de la caracterización geoquímica y mineralógica) de los xenolitos puede servir para resolver un problema como el que nos ocupa. Para ello, la primera observación a realizar será analizar el contenido de Sr en la unidad comendítica que nos ocupa, que puede estar en el rango 5-30 ppm (véase Fig. 7.71) con predominio de valores alrededor de los 15-20 ppm. Es decir, que aunque la relación volumétrica entre magma y xenolitos está claramente desequilibrada en favor del primero, el xenolito tiene del orden de 20 o más veces Sr, de modo que podemos pensar que los efectos (locales) de enriquecimiento del magma en Sr por total o parcial asimilación de los xenolitos pueden llegar a ser distinguibles en un estudio geoquímico de mucho detalle, mientras que por otra parte se puede pensar que si el Sr permanece (aunque sólo sea en parte) en alguna fase mineral de neof ormación durante el pirometamorfismo, la relación isotópica original del protolito debería verse poco afectada por las reacciones con el magma. En resumen, a priori el estudio parece tener sentido en orden a obtener resultados identificables con un protolito, si tenemos la opción de comparar los contenidos reales o hipotéticos de esos xenolitos con los carbonatos presentes en la zona, y presentes en el substrato actual de las rocas piroclásticas que debió constituir su encajante.

Otro aspecto a considerar es qué sucede durante las reacciones pirometamórficas entre los xenolitos y el magma ácido peralcalino. Algunas de estas reacciones van desde la disociación directa del carbonato liberando CO₂ gaseoso (a temperaturas del orden de 720°C a presiones atmosféricas) y generando un déficit de volumen en el xenolito (que pierde de este modo hasta el 50% aproximado de su masa y la posible transferencia del CaO al magma) hasta otros fenómenos, bien descritos por muchos autores, que incluyen la preservación de un núcleo inalterado (sobre todo en xenolitos de tamaño decimétrico o mayor) y la generación de toda una serie de anillos de reacción formados por fases neoformadas con un gradiente térmico de las paragénesis desde más temperatura en el borde hasta menores temperaturas en el anillo de reacción más interno (Sabine y Young, 1975; Novembre et al., 2018 a, y referencias ahí). Si se considera el caso quizás más simple por número de fases neoformadas, la generación de wollastonita, la reacción sería del tipo:



Y podemos pensar que el contenido total de Sr del carbonato debería permanecer, junto con el Ca al que substituye en el interior del xenolito, sin modificaciones de la relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de éste, debiéndose preservar esencialmente las relaciones isotópicas del protolito ya que el magma simplemente aportaría SiO₂ al pirometamorfismo. Sin embargo, otras reacciones más complejas como:



que da lugar al granate grossularia ya implican transferencia de masa de más elementos químicos, además del Si; y así recurrentemente podríamos exponer otros casos, como p.e. la síntesis de anortita en los xenolitos, que será comentada más adelante. En resumen, el estudio isotópico puede ser efectivo para resolver este problema. El estudio geoquímico de algunos elementos relacionados con los potenciales protolitos carbonatados aporta luz sobre hasta qué punto se haya podido producir asimilación, y combinado con el estudio isotópico, sobre la misma naturaleza original del protolito. Finalmente deberíamos poder tener también al final del estudio una idea clara sobre la influencia que la asimilación pueda tener en la evolución y la petrogénesis de los magmas comendíticos. Otro aspecto relevante, que sin aclarar este estudio no podría ser ni abordado, es la posible existencia de protolitos carbonatados impuros, o silicatados (pelíticos, metapelíticos, opalinos) de

reactividad con los magmas, más moderada que los carbonatados, pero que potencialmente también podrían tener alguna influencia a efectos de asimilación por parte de las riolitas peralcalinas.

10.3 Posibles protolitos de los xenolitos calcosilicatados

La geología de la región del Sulcis afortunadamente facilita este estudio. Sólo se conocen dos formaciones carbonatadas suficientemente bien representadas y próximas en el substrato geológico de las rocas volcánicas que puedan ser invocadas como posible roca de caja de las cámaras magmáticas. La formación más reciente y próxima en el afloramiento es la de los carbonatos cretácicos presentes en el S de la Isla de Sant'Antioco, que constituyen el zócalo relativo de las rocas de la serie AND. Afloran ampliamente y han sido objeto de explotación (las facies más magnésicas) en una importante cantera desde la carretera principal y en general se trata de *mudstones* y *wackstones*.

El segundo grupo de afloramientos presentes al este de las rocas volcánicas, donde afloran formando sinformes y antiformes de amplio radio son las calizas del Cámbrico Inferior que forman parte de una importante plataforma carbonatada presente en el Iglesiasiente y buena parte del Sulcis, y bien conocidas desde antiguo (y cartografiadas desde el último cuarto del siglo XIX) debido a la importante presencia de mineralizaciones de Pb-Zn-Ag-Ba, explotadas de manera industrial desde la conquista romana de la isla. Esta plataforma carbonática llega a tener en algunos puntos más de 2000 m de potencia, y razonablemente debiera estar por debajo de las unidades volcánicas en el substrato de éstas en San Pietro y Sant'Antioco. Estas rocas incluyen *mounds* algales y de arqueociátidos, calizas *mudstone* de ambientes de *backreef* ("Calcare Ceroide"), dolomías primarias en (niveles de poco espesor) formadas en ambientes evaporíticos efímeros de tipo *tidal flat-sabkha*, y cuerpos dolomíticos mucho mayores de morfología irregular formados durante la fase de emersión ordovícica asociados a karstificación y a algunas de las concentraciones minerales más importantes ("Dolomía Gialla" que rodea los embudos cársticos mineralizados). De todo este conjunto de materiales se decidió muestrear calizas *mudstone* y *reefs* de arqueociátidos en la localidad de Rocca Bianca (Bugerru, en la carretera Iglesias-Fluminimaggiore, en las proximidades del núcleo habitado de Sant'Angelo; Pillola, 2002) para poder analizar tanto el fango carbonatado de los *mudstones* como las estructuras esqueléticas de los arqueociátidos; y también la caliza Ceroide y la Dolomía Gialla en las proximidades de una de las escombreras de la mina de Nebida, cerca del contacto con la "Discordanza Sarda". La tercera unidad susceptible de ser muestreada para este estudio, el "Calcare Miliolitico" fue descartado tanto por su ubicación muy alta en la secuencia

litoestratigráfica de la zona en estudio (muy próximo a LRH) como de manera mucho más determinante por ocupar una estrecha franja paleogeográfica restringida al E del área en estudio (Agus et al., 1994, Barca y Costamagna, 2010; Costamagna y Schäfer, 2018) y por lo tanto fuera del ámbito geográfico esperado para formar parte de la roca de caja de las cámaras magmáticas relacionadas con las unidades peralcalinas.

10.4 Ubicación de las muestras de estudio

El muestreo contempló la variabilidad de facies a lo largo de la columna estratigráfica de los distintos flujos piroclásticos de la unidad Monte Ulmus y también los afloramientos de rocas carbonáticas Cámbricas y Cretácicas próximas al área de estudio (Islas de San Pietro, Sant'Antioco y la zona del Sulcis) como se indicó en el apartado anterior. En cada situación geográfica se presenta a continuación el mapa correspondiente y la ubicación en afloramiento, además de un esquema general de la estratigrafía de las unidades volcánicas en el sector de muestreo.

Se recolectaron 3 muestras de carbonatos en la región de Iglesias, correspondientes a la Caliza Ceroide (Cal-1), Dolomia Gialla (Cal-2) y Caliza con arqueociátidos (Ar1 a Ar6), en este último caso se muestrearon volúmenes importantes para poder separar el fósil de la matriz (Fig. 10.1 y Fig. 10.2). Una muestra se obtuvo en el Entrotierra Sulcitano (Fig. 10.3 y Fig. 10.4), en la base del Cerro Monte Ulmus (VS-1) dentro del vitrófiro basal (UCO1). En esta isla también se tomó la muestra que corresponde a la caliza del Cretácico aflorante en una gran cantera que existe hacia el SE (Fig. 10.5, Fig. 10.6 y Fig. 10.7).

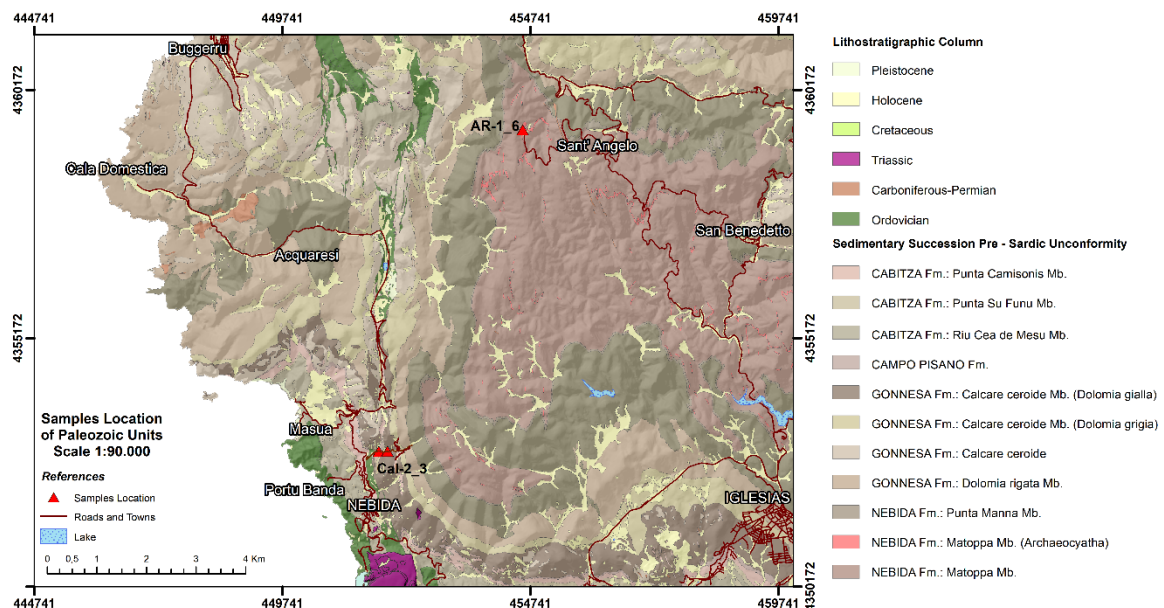


Fig. 10.1: Mapa del sector de Iglesias, al norte de la región del Sulcis, con ubicación de afloramientos de muestras carbonáticas recolectadas.



Fig. 10.2: Muestras carbonáticas del Paleozoico del SO de Cerdeña. Posición estratigráfica de las formaciones correspondientes. Tomados en la región de Iglesias. Columna litológica según el Foglio 564 de Carbonia (Pasci et al., 2010), modificado en esta figura.

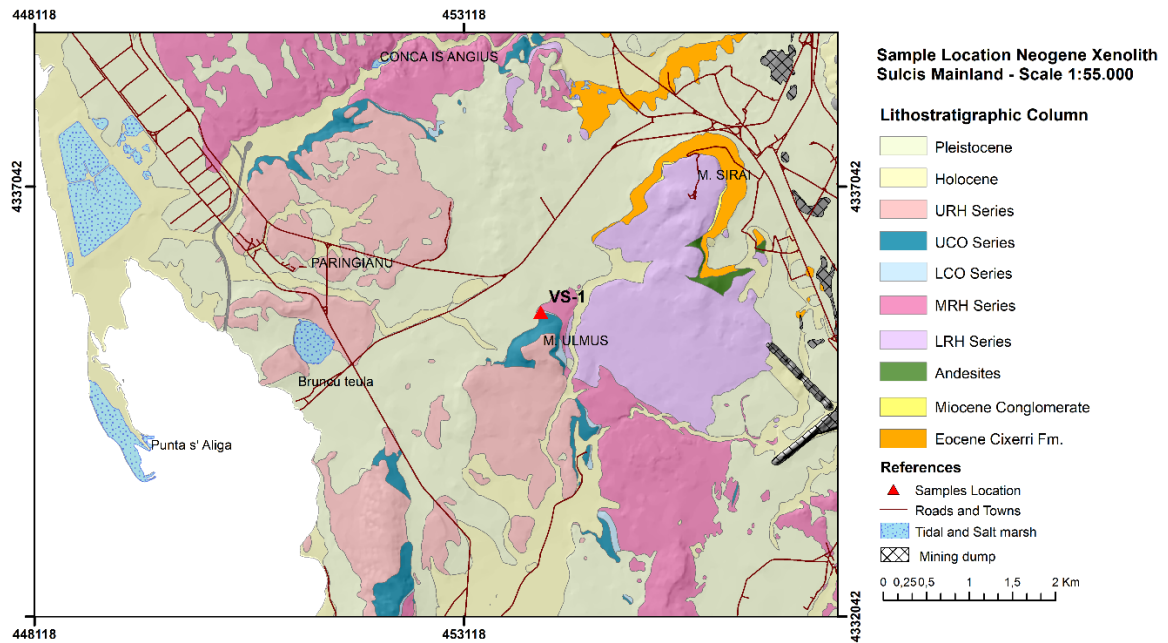


Fig. 10.3: Mapa con ubicación de muestras de xenolitos calcosilicatados en el Entrotierra Sulcitano, en el sector del Cerro Monte Ulmus.

Las muestras del xenolitos de Sant’Antioco corresponde a la Unidad Monte Crobu (muestra SA-2) y al vitrófiro basal de Monte Ulmus (muestras SA-1; SA-3, SA-4) entre las distintas subunidades que lo componen (UCO1-A, B y C).

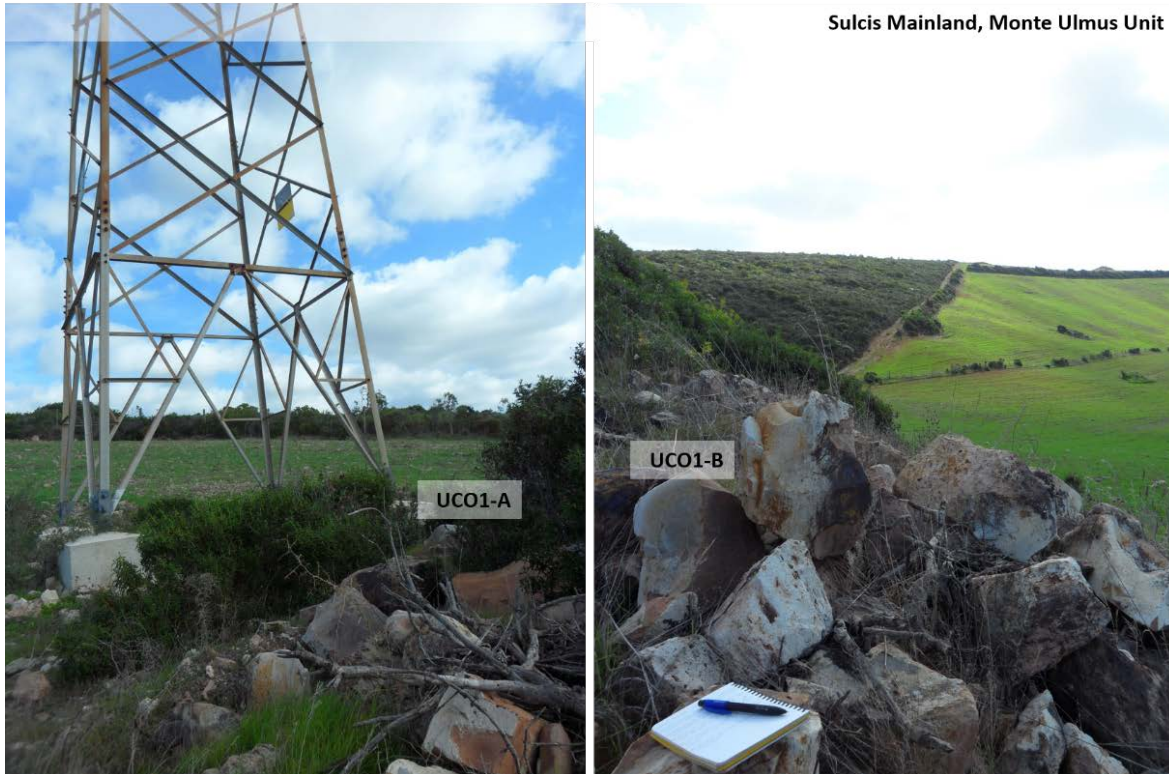


Fig. 10.4: Entroterra Sulcitano. Vitrófiro basal UCO1-A (negro) y B (marrón). Los afloramientos son muy reducidos, pero están en la base del cerro Monte Ulmus.

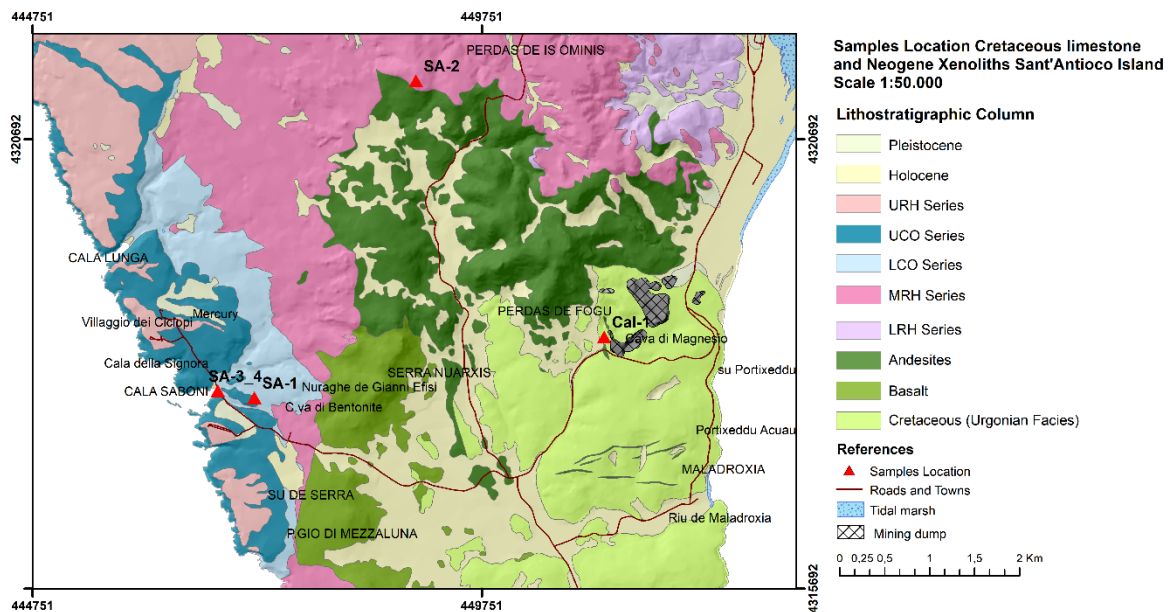


Fig. 10.5: Mapa con ubicación de muestras de xenolitos calcosilicatados en la isla de Sant’Antioco, en niveles UCO1-A, B y C.

Finalmente, las muestras tomadas en San Pietro corresponden al vitrófiro UCO1-C rosado (SP-1) y a la subunidad ignimbrítica fuertemente soldada UCO2 (SP-2) de la Unidad Monte Ulmus (Fig. 10.8, Fig. 10.9 y Fig. 10.10).



Fig. 10.6: Sant'Antioco. Distribución de subunidades para la Unidad Monte Ulmus en el sector de Cala Lunga. Las muestras de xenolitos se ubican principalmente en UCO1.

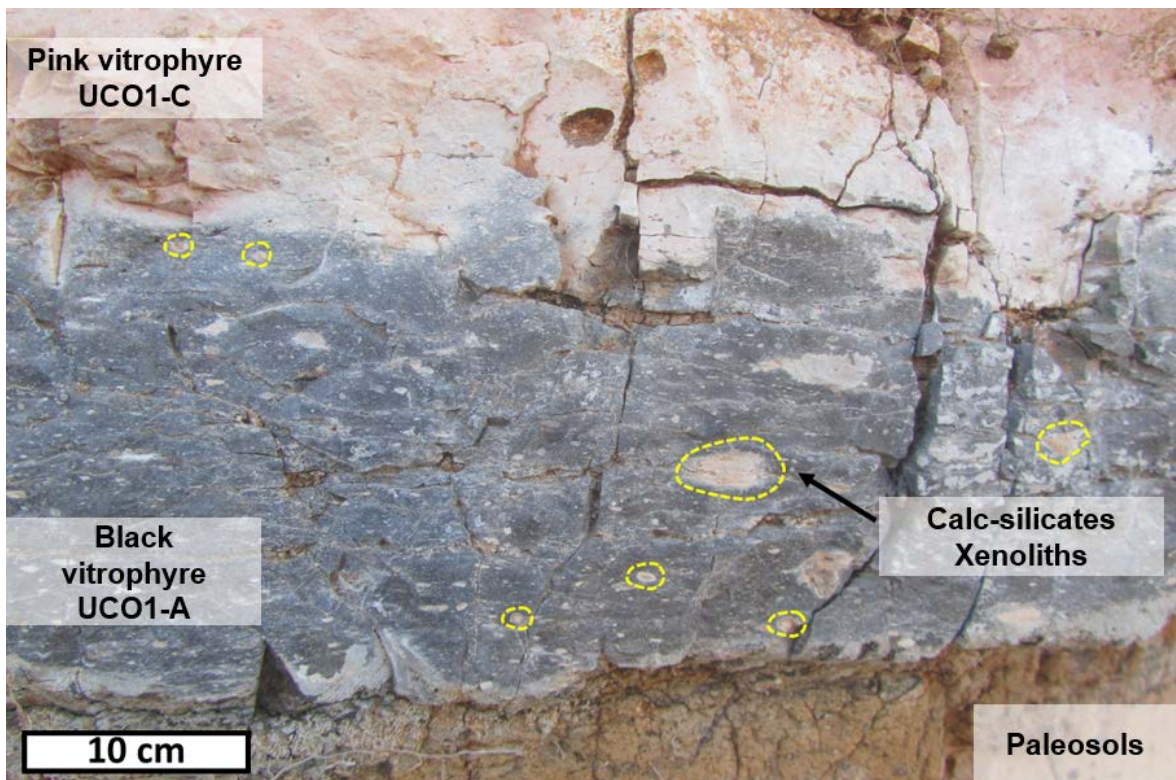


Fig. 10.7: Afloramiento de detalle en Cala Saboni, Sant'Antioco y vista de los xenolitos calcosilicatados.

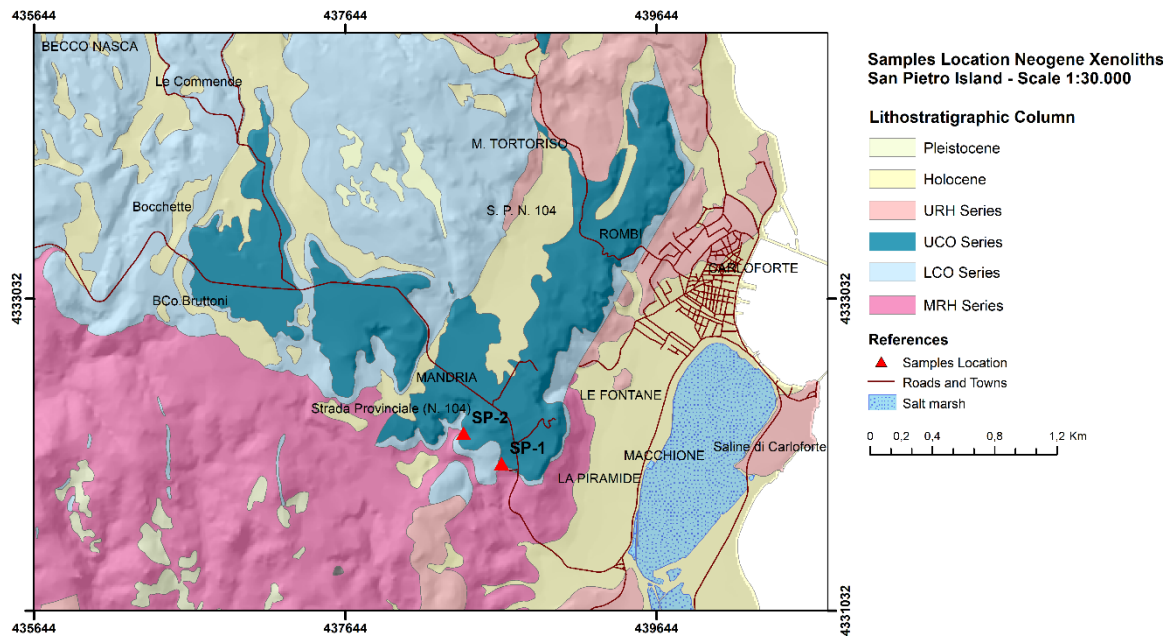


Fig. 10.8: Mapa con ubicación de muestras de xenolitos calcosilicatados en la isla de San Pietro, en niveles UCO1-C y UCO2.

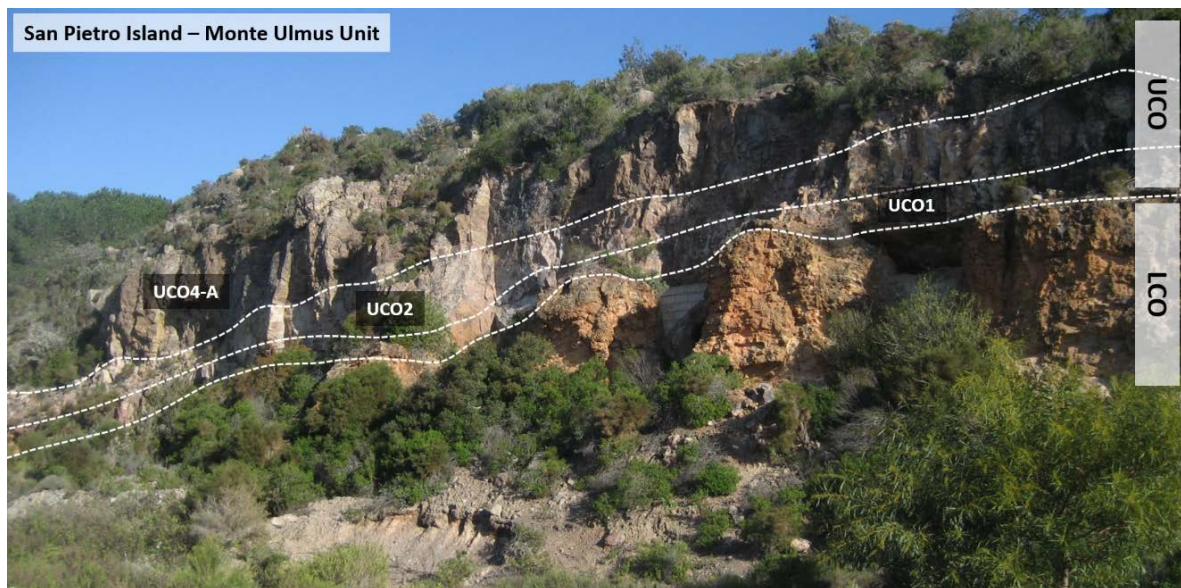


Fig. 10.9: Posición estratigráfica de subunidades para la Unidad Monte Ulmus en el sector de La Piramide, en San Pietro. Las muestras de xenolitos se ubican entre UCO1-C y UCO2, pero son más abundantes en UCO1.



Fig. 10.10: Detalle de un afloramiento en San Pietro en el vitrófiro UCO1-C. Nótese las dimensiones de las cavidades que contenían los xenolitos.

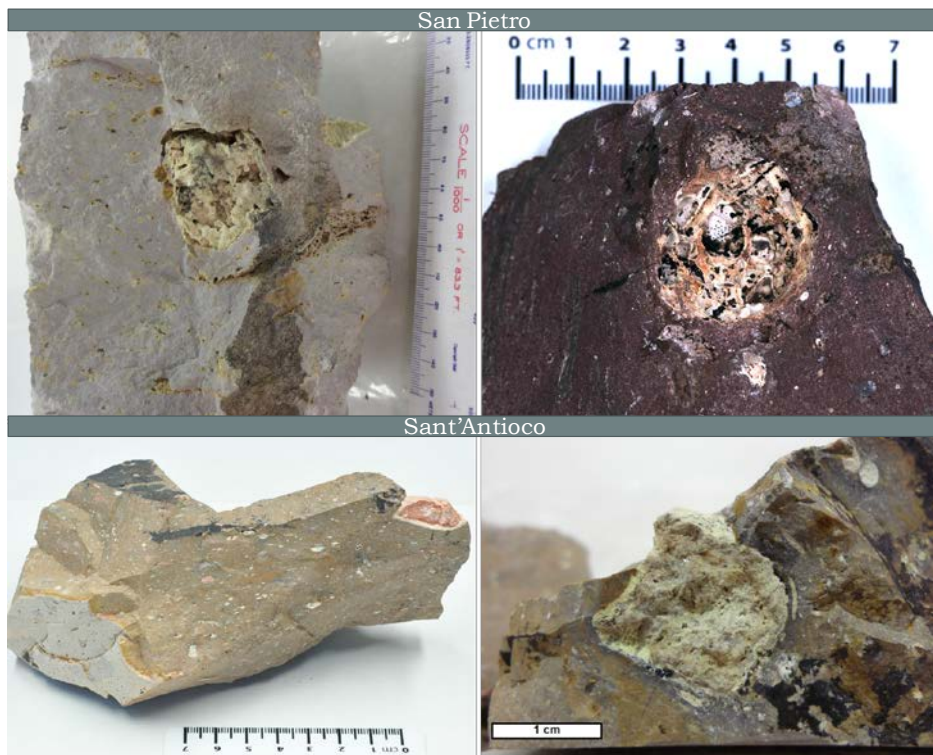


Fig. 10.11: Detalle de los xenolitos muestreados entre las dos islas menores. Se observa que algunos son más rojizos producto de mayor alteración argílica, principalmente illitas.

10.5 Metodología

Dado que estos xenolitos son potenciales indicadores de la roca encajante de la unidad comendítica de Monte Ulmus, y por lo tanto de una manera aproximada, de la profundidad de la cámara magmática, se ha procedido a un muestreo específico para su estudio mineralógico, geoquímico y de isotopía de Sr. En una primera instancia se procedió al reconocimiento óptico mediante microscopio petrográfico y microscopio electrónico de barrido (SEM+EDS) en los CCiT de la Universitat de Barcelona. Además, se realizaron estudios con microscopio de catodoluminiscencia en la Facultat de Ciències de la Terra-UB. La separación de la fase carbonatada se hizo con microtaladro, tanto para las muestras de difracción para DRX como para la isotopía de Sr. Esto se realizó en el laboratorio de geoquímica de la Facultat de Ciències de la Terra. UB (Fig. 10.12).

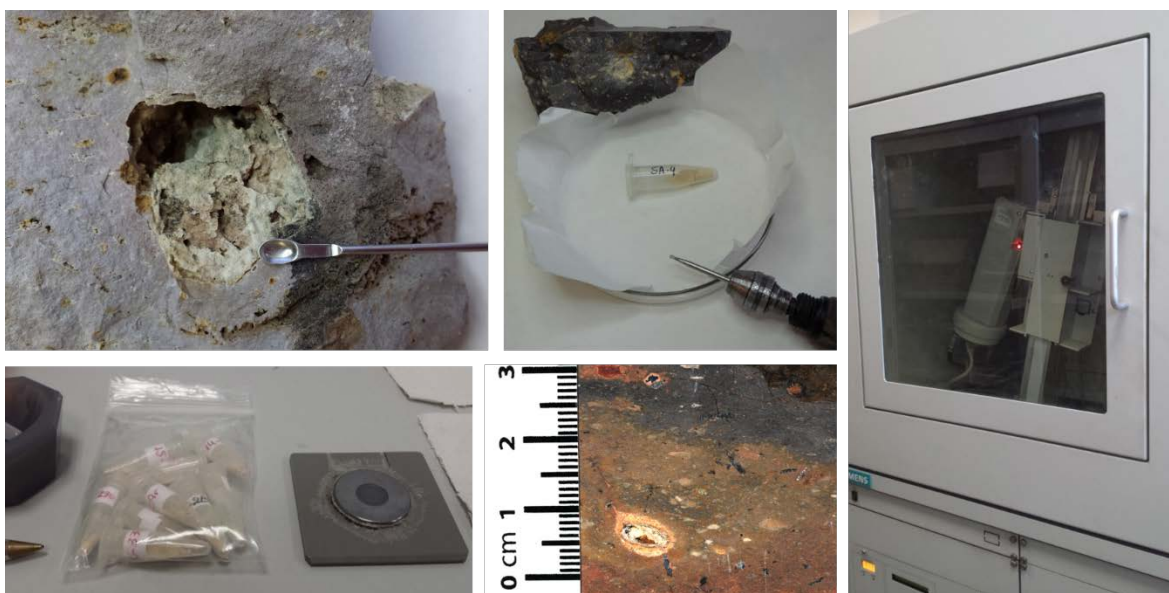


Fig. 10.12: Preparación de muestras para isotopía y determinación mineralógica por DRX.

Posteriormente se analizaron 10 muestras por DRX en el Laboratorio de Difractometría de Rayos X del Departamento de Ingeniería y Geología de la Università Gabriele d'Annunzio, Chieti-Pescara, Italia, a cargo de la Dra. Daniela Novembre; durante una estancia de investigación pre-doctoral de un mes de duración. Los xenolitos fueron pulverizados a partículas inferior a 60 μm y analizados por difracción de rayos-X en polvo de roca total (XRPD). El instrumento utilizado fue un Siemens D5000 operativo con geometría de Bragg-Brentano, $\text{CuK}\alpha=1.518 \text{ \AA}$, 40 kV, 40mA, intervalo 5-45° de exploración de 2 theta y tamaño de paso 0.020° 2 theta. La identificación de las fases y la asignación relativa de picos se realizaron con referencia a los siguientes códigos JCPDS: 00-002-0014 montmorillonita, 00-009-0334 illita, 00-011-0417 hialofana, 00-045-0181 analcima, 00-020-0528 anortita

sódica, 00-019-0210 gehlenita, 00-029-1495 rectorita, 00-018-1222 aegirina, 00-002-0676 augita, 00-011-0418 celsiana, 00-010-0357 sanidina, 00-039-1425 cristobalita, 00-002-0017 nontronita, 00-016-0152 tridimita, 00-005-0490 cuarzo y 00-036-0425 dolomita. Con el propósito de cuantificar las fases cristalinas y amorfas mediante la aplicación combinada de los métodos Rietveld y *Reference Intensity Ratio* (RIR) se añadió a todas las muestras 10% de Corindón NIST 676a, según Novembre et al. (2014). Las mezclas en polvo fueron homogeneizadas por trituración manual con un mortero de ágata. Los análisis geoquímicos se realizaron con digestión ácida y lectura por ICP-OES/MS en los laboratorios de CCiT-UB.

Los datos isotópicos fueron obtenidos de 16 muestras correspondientes a xenolitos y rocas carbonáticas separados con microtrahido en fracción polvo. Los análisis se realizaron en los Centros Geocronológicos de la Universidad Complutense de Madrid y la Universidad del País Vasco, en Bilbao. El estándar isotópico de Sr utilizado fue NBS987 con un valor promedio de $0.710246 \pm 7.1E-6$ (2σ) en el primer laboratorio y $0.710272 \pm 1.8E-5$ (2σ) en el segundo. El Sr se purificó en columnas cromatográficas de intercambio catiónico con Sr-resin, según el método descrito por Pin et al. (1994) en Bilbao, y con resina DOVEX AG-50x12 en Madrid. Las muestras fueron introducidas como aerosoles húmedos en un espectrómetro Thermo Neptune MC-ICP-MS mediante micronebulizador PFA de ESI con aspiración nominal de $50 \mu\text{L min}^{-1}$ y una cámara de expansión dual ciclónica-Scott de doble paso en 4 bloques de 13 ciclos cada uno. El fraccionamiento de masas instrumental y la interferencia de Kr se corrigieron siguiendo el protocolo de Balcaen et al. (2005) en Bilbao; mientras que, en Madrid, se utilizó un Espectrómetro de masas TIMS-Phoenix con adquisición de datos por multicolección dinámica durante 10 bloques de 16 ciclos cada uno, con una intensidad de haz en la masa ^{88}Sr de 3V. Los análisis de Sr se corrigieron para las posibles interferencias de ^{87}Rb . Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se normalizan respecto al valor medido de la relación $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$.

10.6 Resultados

10.6.1 Estudios de xenolitos calcosilicatados con microsonda electrónica (EPMA), microscopio electrónico (SEM-EDS) y catodoluminiscencia

Algunas muestras han sido estudiadas mediante técnicas microscópicas de identificación mineralógica y química para observar los productos de reacción entre xenolitos pequeños y la roca volcánica (generalmente entre 0.5-2 cm). En algunos casos se ha separado muestra del interior de los mismos para un análisis de fases sin recubrimiento con

microscopio electrónico SEM-EDS (Fig. 10.13 y Fig. 10.14). Se observan comúnmente fases muy cálcicas con texturas en plaquetas que pueden corresponder con zeolitas-Ca. Algunos granates han podido identificarse de esta manera, también fases arcillosas férricas y minerales cálcicos que podrían corresponder con otras zeolitas. En las fases arcillosas se observan fibras con Si, Fe y <Al, y crecen sobre ellas nódulos de Si.

Otra técnica utilizada para evaluar la respuesta de estos xenolitos fue mediante petrografía por catodoluminiscencia (Fig. 10.15) en láminas delgadas, previo a los estudios por microsonda. En general no hubo buena respuesta de luminiscencia para los xenolitos de la subunidad vitrofírica (UCO-1), con la excepción de un xenolito en la subunidad de bombas (UCO3-B) que mostró una luminiscencia roja muy marcada en la zona de minerales fibrosos blanquecinos y amarillentos, que cristalizan en aureolas concéntricas hacia el interior del xenolito.

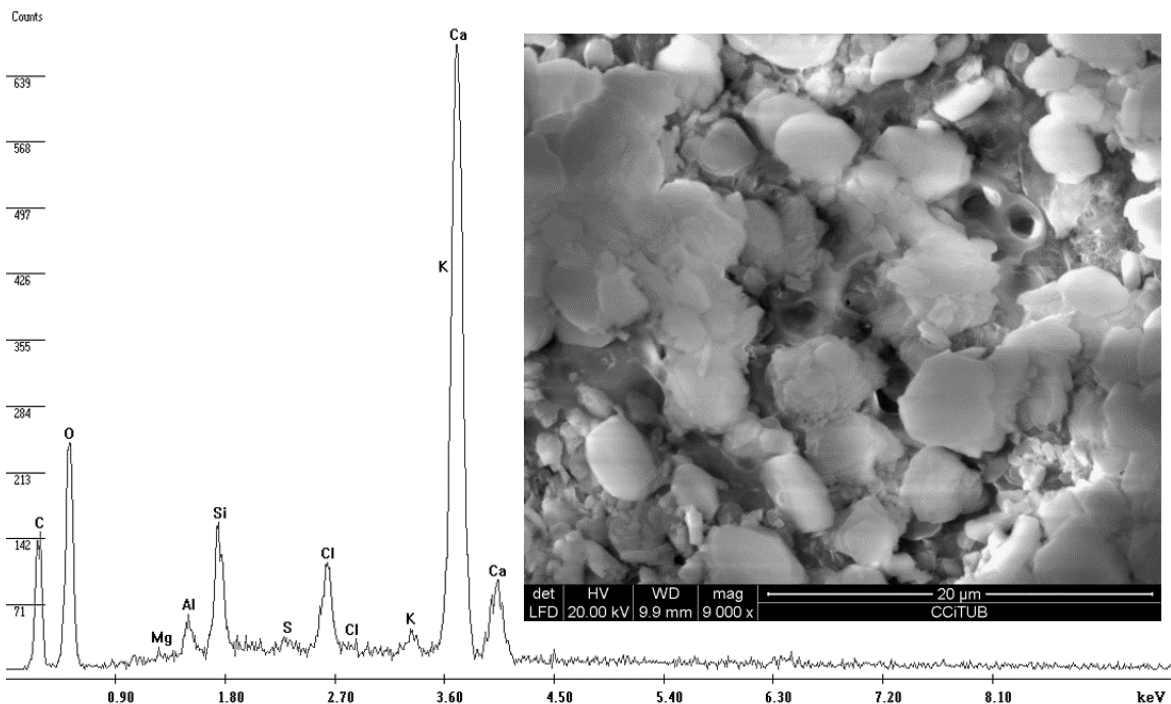


Fig. 10.13: Estudio de xenolitos con SEM-EDS. Se observan comúnmente fases muy cálcicas con texturas en plaquetas que pueden corresponder con zeolitas-Ca.

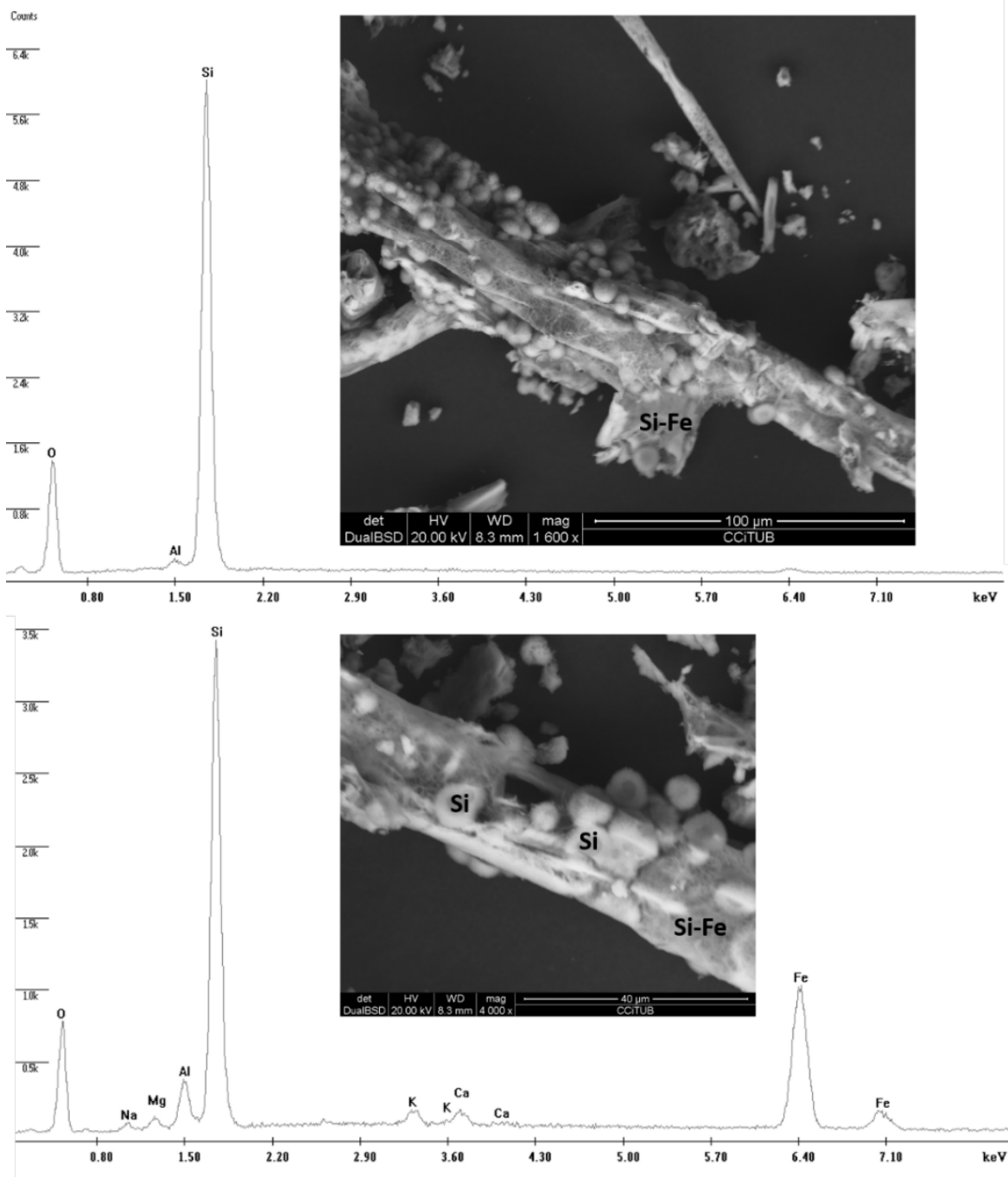


Fig. 10.14: Estudio de xenolitos con SEM-EDS. Se observan minerales fibrosos, posiblemente arcillas. En esta muestra (15-354) las fibras son de Si, Fe y <Al, y crecen sobre ellas, nódulos de Si.

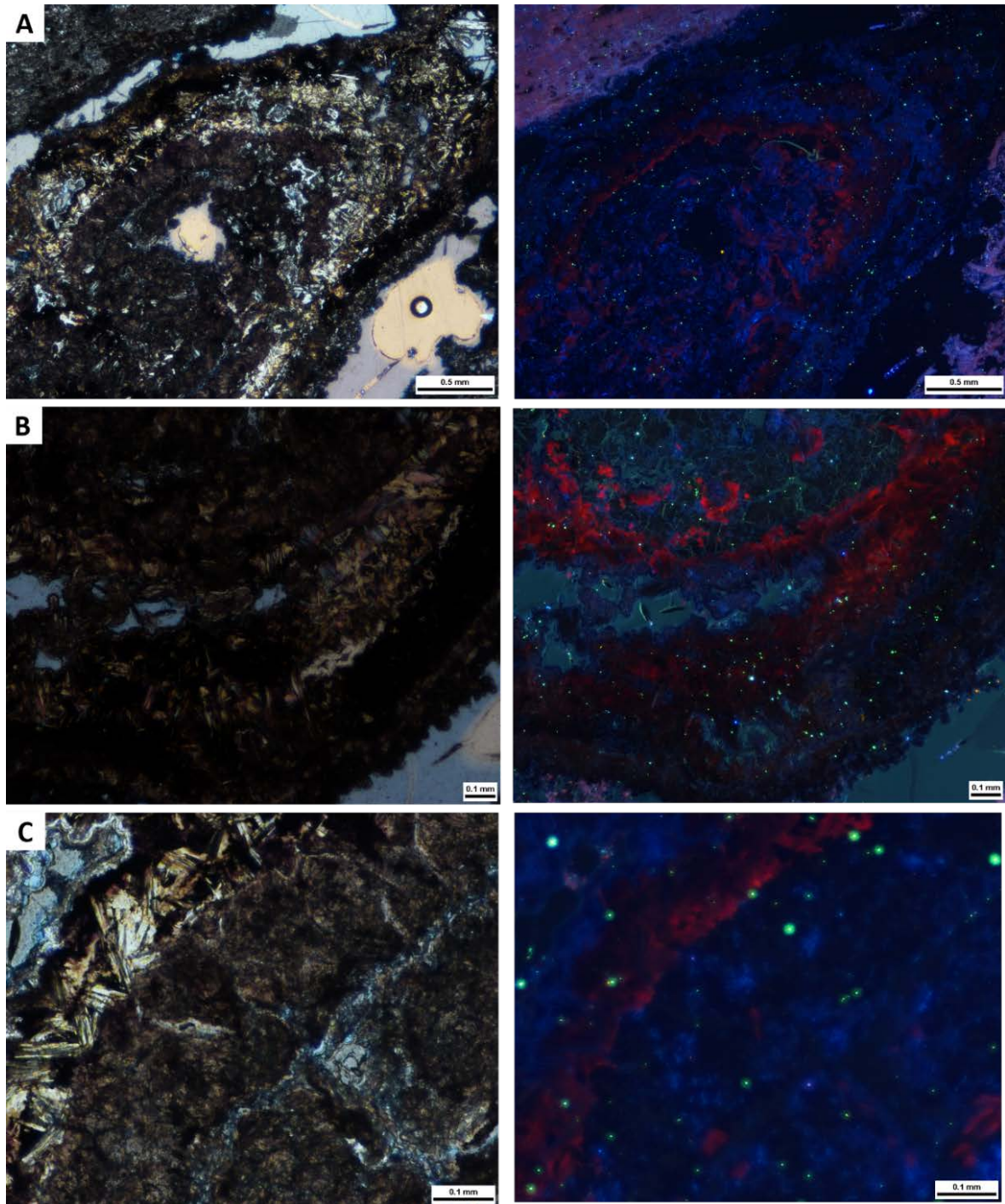


Fig. 10.15: Imágenes obtenidas por catodoluminiscencia. A la izquierda microscopio con luz transmitida y nícoles paralelos. La misma muestra a mayor aumento de A a C. La luminiscencia (fotos de la izquierda) en color rojo marca las zonas de minerales fibrosos aciculares de color marrón y blanquecinos. La cristalización sucede como anillos concéntricos intercalados con material arcilloso. Exposición en A) 30s, B) 20s, C) 20s. No se han detectado carbonatos en esta muestra de un xenolito en la subunidad UCO3-B (muestra 17-383).

Petrográficamente se observan dos tipos de minerales fibrosos (Fig. 10.16), que parecen corresponder con micas y anfíboles. Los anfíboles son de mayor tamaño tienen un fuerte pleocroísmo, cambiando entre tonos marrones a colores blanquecinos amarillentos. Un segundo grupo de minerales fibrosos está representado por cristales de color más bien blanco con ligero pleocroísmo a tonos amarillos, se disponen de manera radial y presentan altos colores de interferencia a nícoles cruzados.

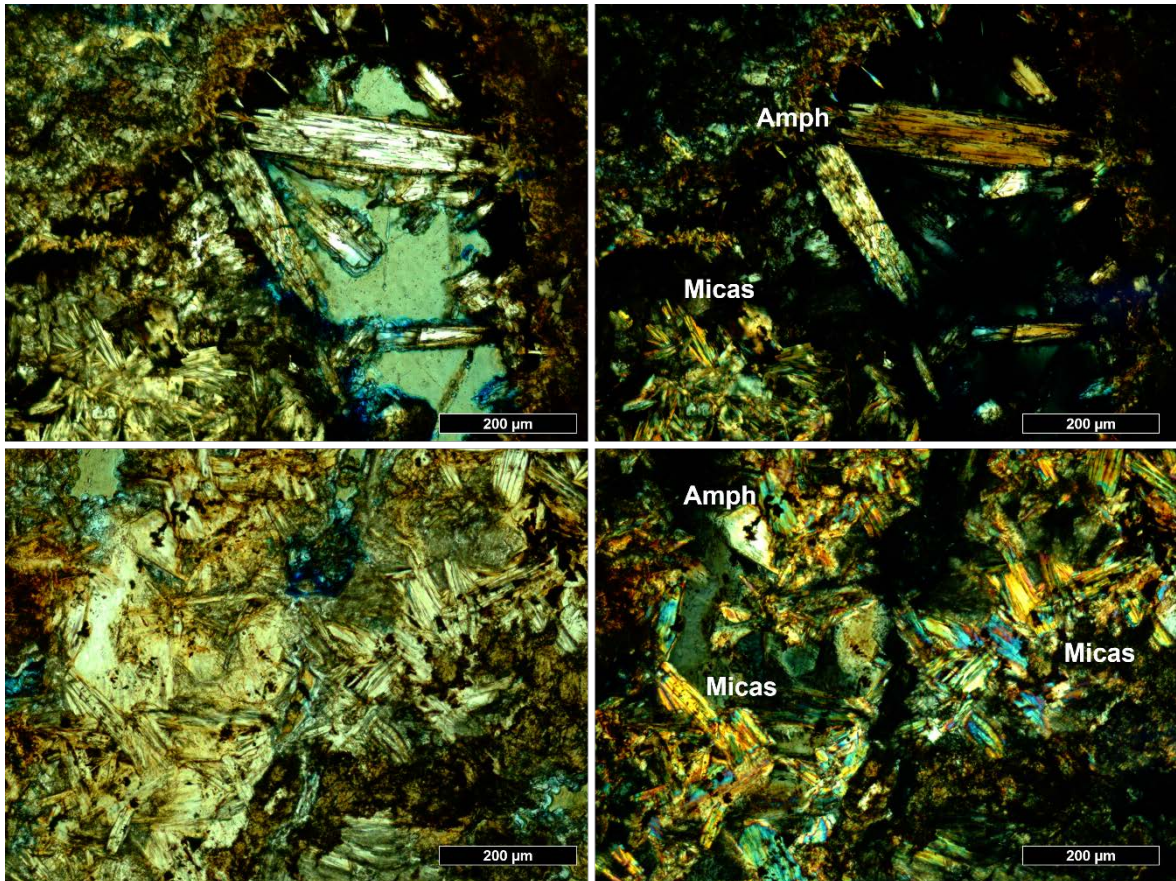


Fig. 10.16: Xenolito de la subunidad UCO3-B (17-383) a techo de la Unidad MU. Minerales formados por reacción pirometamórfica. Amph: anfíboles y micas. Misma zona de estudio que la figura 10.16. Los anfíboles crecen en espacios porosos o vesículas generadas por la digestión del material calcáreo. Las micas crecen en la zona más masiva, terrosa de los xenolitos, que en algunos otros se ha detectado con arcillas de tipo nontronita. Imágenes a nícoles paralelos (izda.) y nícoles cruzados (dcha.)

Este xenolito, debido a la abundancia de minerales de neoformación también se estudió con microsonda electrónica (EPMA) y los resultados permiten determinar una composición de fluoro-ritcheterita (para el anfíbol) en base al cálculo de fórmula estructural: $(\text{Na}_{0.735}\text{K}_{0.161})\Sigma 0.896(\text{Ca}_{1.054}\text{Na}_{0.905}\text{Mn}_{0.039}\text{Sr}_{0.002})\Sigma 2(\text{Mg}_{4.019}\text{Fe}^{+2}_{0.907}\text{Fe}^{+3}_{0.048}\text{Mn}^{+2}_{0.026})\Sigma 5(\text{Si}_{7.958}\text{Fe}_{0.021}\text{Al}_{0.017}\text{Ti}_{0.004})\Sigma 8\text{O}_{22}(\text{F}_{1.933}(\text{OH})_{0.064}\text{Cl}_{0.002})\Sigma 1.999$ y una composición aproximada entre dos micas trioctaédricas: **Montdorita** fórmula ideal $\text{KFe}^{2+}_{1.5}\text{Mn}^{2+}_{0.5}\text{Mg}_{0.5}\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{F},\text{OH})_2$ y

Shirokshinita con fórmula ideal $K(Mg_2Na)Si_4O_{10}F_2$. Ambas micas han sido reportadas en ambientes peralcalinos, la primera en rocas comendíticas de Mont-Dore massif en Francia y la segunda en Khibiny massif en la Península de Kola (webmineral.com, Deer et al., 1965c). Estas micas son ricas en Na y F, se caracterizan por no contener Al y sus miembros finales se distribuyen entre Mn y Mg. Las micas analizadas aquí se corresponden más con la composición de F, Na, K de Montdorita, pero tienen idénticas concentraciones de Mg que Shirokshinita, es posible que no representen un miembro final claro (Fig. 10.17).

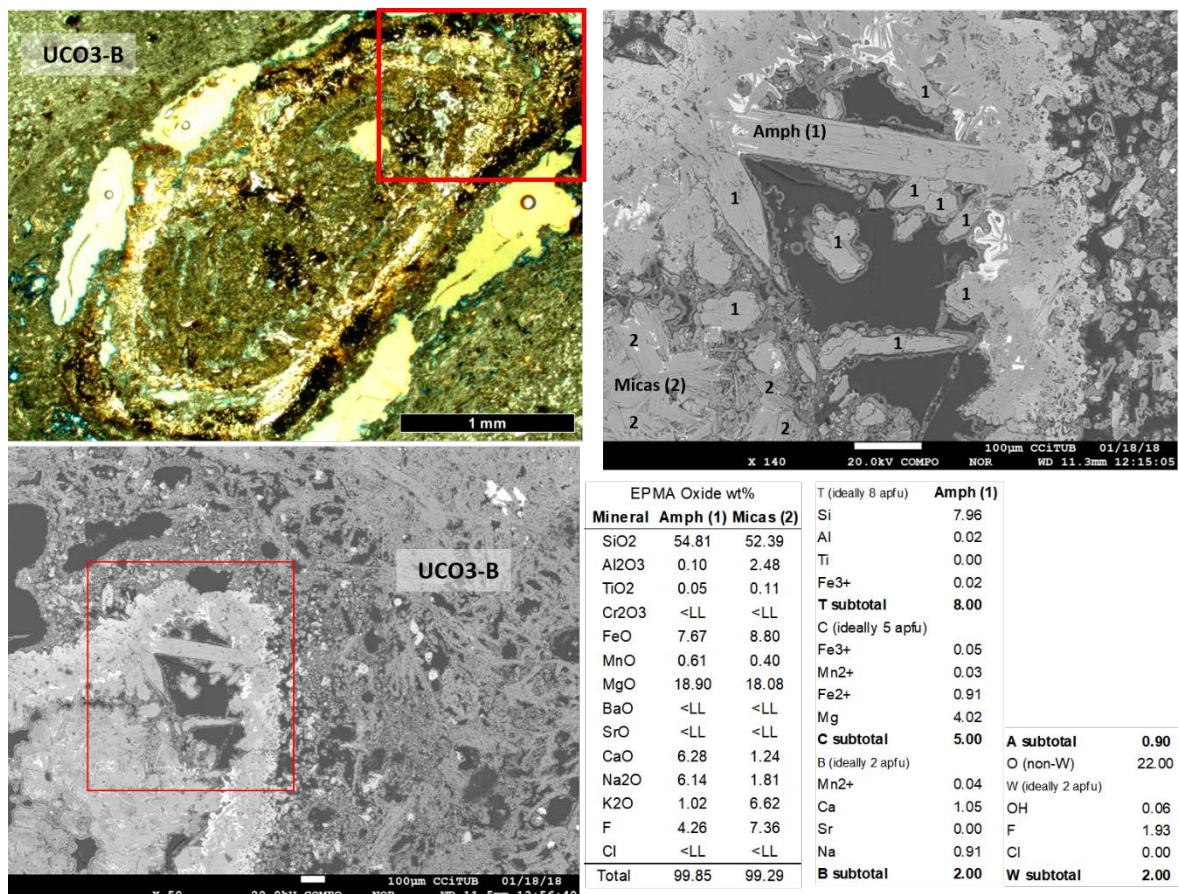


Fig. 10.17: Estudio detallado de anfíboles y micas del xenolito (17-383). Imagen superior a nicolos paralelos (izda.). Los cuadros rojos marcan la zona de estudio que se presenta ampliada en la imagen izquierda, tomada con electrones retrodispersados en microsonda. Las tablas de datos contienen la química mineral del anfíbol (puntos medidos en 1) y la mica (puntos medidos en 2). Los elementos en unidades apfu corresponden a la fórmula estructural de anfíbol.

Finalmente, el estudio sobre lámina delgada metalizada de un xenolito del vitrófiro marrón UCO1-C (muestra 15-354) ha permitido cuantificar fases minerales con microsonda electrónica EPMA correspondientes a un mineral del grupo del granate, la grossularia (Fig. 10.18) junto con nontronita y magnetita como fase accesoria menor. El cálculo de la fórmula estructural para las muestras de granate se pueden observar en la Tabla 10.1.

Tabla 10.1: Cálculo de fórmula estructura y miembros finales para granate en la muestra 15-354.

Mineral	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet	Garnet
Sample	AC7-Z5-034	AC7-Z5-035	AC7-Z5-036	AC7-Z5-037	AC7-Z5-038	AC7-Z6-039	AC7-Z6-048	AC7-Z6-049	AC7-Z6-050	AC7-Z7-051	AC7-Z7-057
Major element oxide contents [wt%]											
SiO ₂	37.56	38.57	39.31	40.27	40.38	40.77	41.06	40.55	39.81	40.23	40.34
TiO ₂	0.88	0.65	0.35	0.22	0.61	0.15	0.24	0.19	0.62	0.01	0.68
Al ₂ O ₃	16.58	18.77	19.58	20.04	19.79	20.37	20.62	20.32	19.91	20.21	19.99
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO-total	4.49	3.22	2.42	3.01	2.97	2.63	2.89	2.86	2.85	2.75	2.48
MnO	0.15	0.09	0.09	0.07	0.08	0.08	0.09	0.11	0.12	0.10	0.10
MgO	0.22	0.11	0.07	0.11	0.12	0.08	0.09	0.06	0.09	0.07	0.12
CaO	35.91	35.85	36.09	36.22	36.38	36.63	36.64	36.97	36.30	36.52	36.86
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SrO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.06	0.00	0.00	0.08	0.00	0.03
K ₂ O	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	95.80	97.29	97.92	100.00	100.40	100.81	101.67	101.08	99.81	99.92	100.62
Numbers of cations in atoms per formula unit [apfu] based on 12O											
Si	2.99	3.01	3.04	3.05	3.05	3.06	3.06	3.04	3.02	3.04	3.04
Al(IV)	0.01	-0.01	-0.04	-0.05	-0.05	-0.06	-0.06	-0.04	-0.02	-0.04	-0.04
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ Z	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.05	0.04	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.04	0.00	0.04
Al(VI)	1.55	1.73	1.82	1.84	1.81	1.86	1.87	1.83	1.80	1.85	1.81
V	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ *	0.36	0.18	0.10	0.10	0.09	0.08	0.05	0.12	0.12	0.11	0.08
Σ Y	1.96	1.96	1.94	1.95	1.93	1.95	1.93	1.96	1.96	1.96	1.93
Fe ²⁺ *	-0.06	0.03	0.05	0.09	0.10	0.09	0.13	0.06	0.06	0.06	0.07
Mn ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	3.06	3.00	2.99	2.94	2.94	2.94	2.92	2.97	2.95	2.96	2.97
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ X	3.04	3.04	3.06	3.05	3.07	3.05	3.07	3.04	3.04	3.04	3.07
Σ (Z+Y+X)	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
End-members											
XGro	81.94	88.95	92.43	91.33	91.55	92.61	92.56	91.54	91.11	91.80	92.56
XAnd	18.81	9.53	5.36	5.10	4.51	4.13	2.83	5.94	6.38	5.58	4.45
XUva	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XAlm	-1.95	0.90	1.74	3.02	3.33	2.79	4.10	2.09	1.92	2.14	2.34
XSpS	0.33	0.19	0.19	0.14	0.16	0.16	0.18	0.22	0.26	0.22	0.21
XPy	0.88	0.43	0.27	0.41	0.45	0.30	0.33	0.21	0.33	0.27	0.43
Sum	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

* The method of Droop (1987) was used to calculate the proportions of Fe²⁺ and Fe³⁺.

Z, Y and X sites are defined following guideline of Grew et al. (2013)

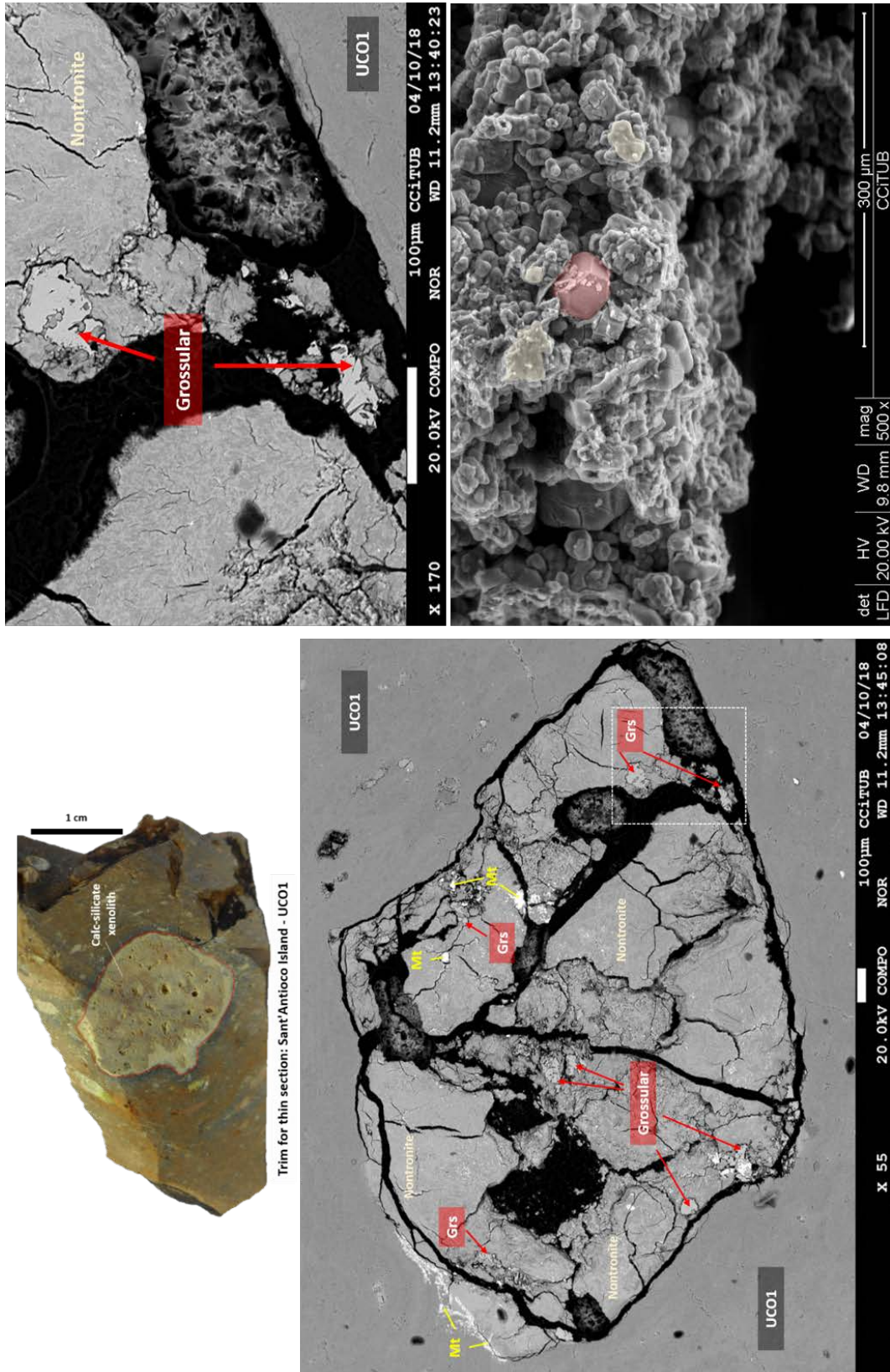


Fig. 10.18: Muestra 15-354, del vitrófiro marrón UCO1-B en de Sant'Antioco. Paragénesis mineral de magnetita (Mt), nontronita y grossularia (Grs). Nótese que el tamaño de las áreas donde se presenta grossularia en las imágenes de microsonda son menores a 50 µm. En el caso del cristal (coloreado en rojo) identificado con microscopio electrónico (SEM-EDS) el tamaño es similar.

10.6.2 Paragénesis mineral mediante difracción de rayos-X (DRX)

La técnica de microdifracción por rayos-X en los xenolitos permitió obtener difractogramas que fueron refinados mediante el método Rietveld para cuantificar las fases minerales presentes (Tabla 10.2).

Tabla 10.2: Cuantificación de fases minerales mediante método Rietveld.

Sample	15-292	15-354	15-230	15-351	15-295	14-09r	14-09n	15-339	15-288	17-386
Wavelength (Å)	1.5418	1.5418	1.5418	1.5418	1.5418	1.5418	1.5418	1.5418	1.5418	1.5418
No. of observation	9842	7795	9672	5257	5900	9157	5853	8661	5934	6753
R_{wp}	0.19	0.11	0.16	0.17	0.16	0.14	0.16	0.16	0.17	0.16
R_p	0.12	0.08	0.11	0.18	0.12	0.10	0.11	0.11	0.13	0.12
CHI²	3.67	1.35	2	2.4	2.83	1.9	2.06	2.12	2.42	2.18
% amorphous	55.80	0.70	19.41	1.50	69.48	42.22	55.32	62.15	19.67	23.98
sanidine		21.77	37.23	23.80			17.64			
sodian anorthite	12.88	50.62	41.77	57.83	17.68	48.19	27.02	28.07	67.66	58.46
crystalite		18.15								
celsian		1.71								
hyalophane			1.25							
nontronite			0.34			0.89				
tridymite	30.86			14.15				9.39	12.60	17.49
quartz low	0.21			2.79						
montmorillonite					0.41			0.37		
illite					12.40					
aegirine						8.67				
tremolite	0.21									
SUM	100.0	93.0	100.0	100.1	100.0	100.0	100.0	100.0	99.9	99.9

Los minerales en orden de abundancia promedio se describen a continuación. Se ha observado una fase de silicatos mayoritarios que, expresado en porcentaje de abundancia promedio del mineral entre todas las muestras, comprenden: anortita sódica (41%) sanidina (25%) cristobalita (18%) y tridimita (17%), una fase menor de silicatos con aegirina (9%) celsiana (2%), *low*-cuarzo (1.5%), hialofana (1.3%) y tremolita (0.2%). Una fase arcillosa con illita (12%), nontronita y montmorillonita (<1%). Y un porcentaje importante de fase amorfa que corresponde a vidrio volcánico (35%). A continuación, se presentan los difractogramas de las 3 muestras más características de xenolitos (14-09r, 15-288 y 15-295) que resumen toda la paragénesis mineral encontrada, junto con los gráficos de refinamiento de Rietveld correspondientes (Fig. 10.19, Fig. 10.20, Fig. 10.21). En la Tabla 19.22 del Anexo IV se pueden consultar los parámetros de celda utilizados en cada muestra por cada mineral calculado. El mineral del grupo del granate (grosularia) identificado mediante microsonda electrónica no ha sido detectado por el método de difracción por su porcentaje muy reducido, al igual que algunas fases zeolíticas cálcicas que se vieron en

SEM-EDS. El mineral fibroso de la Fig. 10.14 corresponde química y mineralógicamente con nontronita.

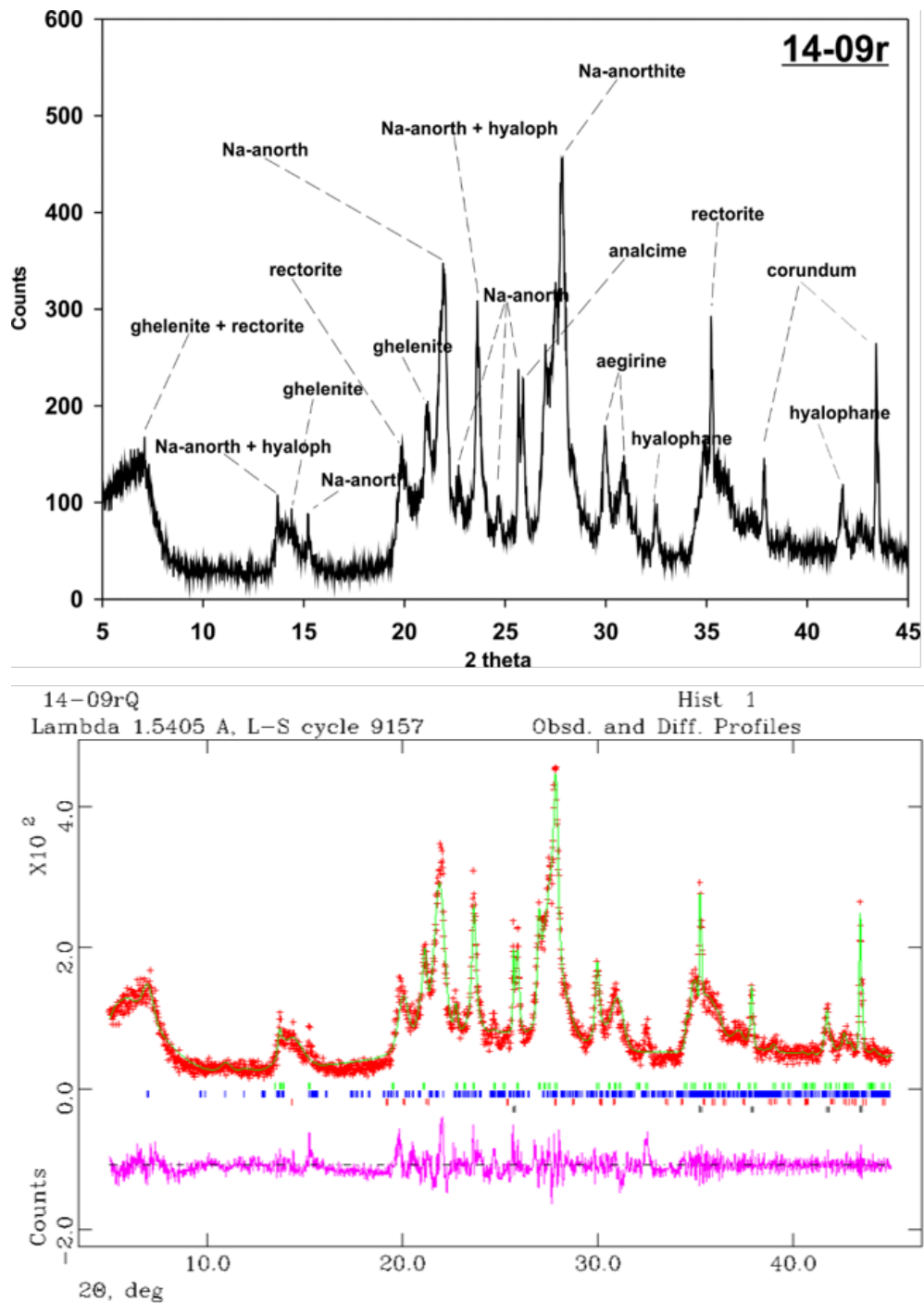


Fig. 10.19: Muestra 14-09r: Esta muestra presenta 42.22% de material vítreo y 57.78% de cristales. El gráficos de refinamiento de Rietveld muestra los erfiles observados en verde (+) y calculados en rojo. En perfil color fucsia es el gráfico de diferencias para fases minerales y corindón NIST 674a con marcas de graduación en las posiciones de los picos de Bragg. Desde la base los marcadores son corindón (negro), aegirina (rojo), anortita-Na (azul) y hialofana (verde).

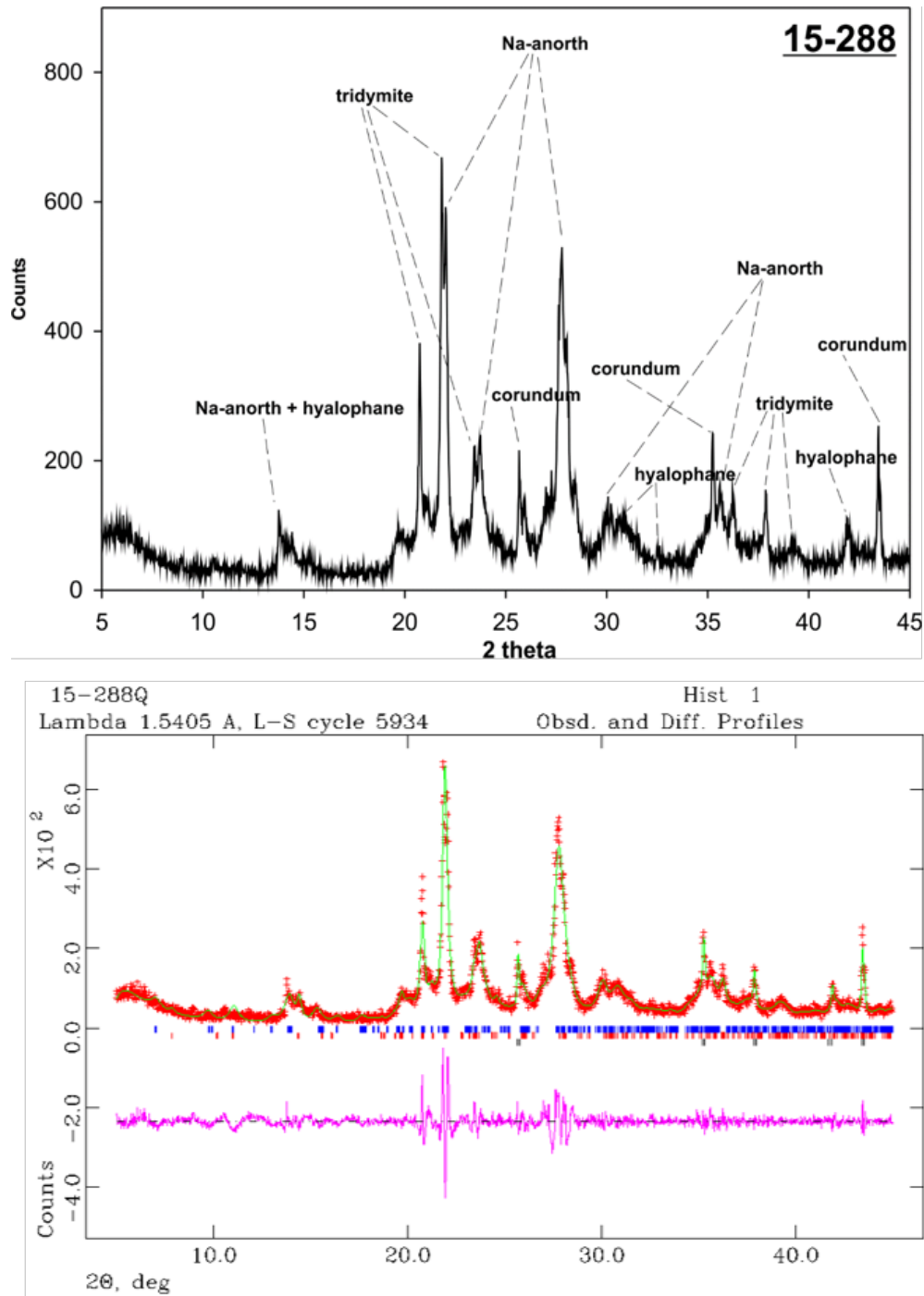


Fig. 10.20: Muestra 15-288: Esta muestra presenta 19.67% de material vítreo y 83.33% de cristales. El gráfico de refinamiento de Rietveld muestra los perfiles observados en verde (+) y calculados en rojo. En perfil color fucsia es el gráfico de diferencias para fases minerales y corindón NIST 674a con marcas de graduación en las posiciones de los picos de Bragg. Desde la base, los marcadores son corindón (negro), tridimita (azul) y anortita-Na (rojo).

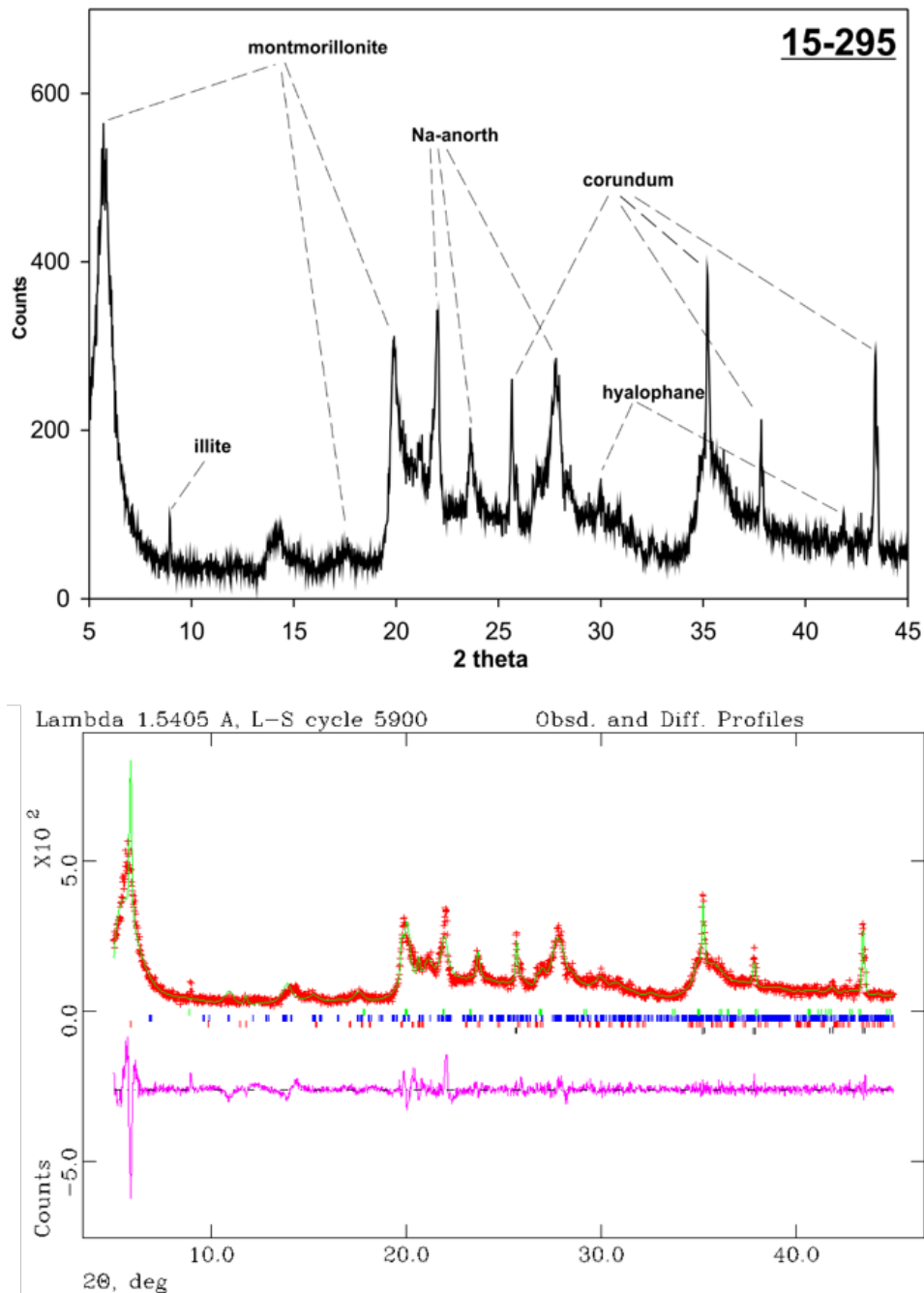


Fig. 10.21: Muestra 15-295: Esta muestra presenta 69.48% de material vítreo y 30.52% de cristales. El gráfico de refinamiento de Rietveld muestra los perfiles observados en verde (+) y calculados en rojo. En perfil color fucsia es el gráfico de diferencias para fases minerales y corindón NIST-674a con marcas de graduación en las posiciones de los picos de Bragg. Desde la base, los marcadores son corindón (negro), montmorillonita (rojo), anortita-Na (azul), illita (verde).

10.6.3 Isótopos radiogénicos de Sr

Los cálculos de relaciones isotópicas iniciales para el Sr se realizaron con el *software* GCDkit (Janoušek et al., 2006, 2016 y referencias ahí). Para calcular la relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ se utilizaron los valores de elementos trazas medidos con ICP-MS (Sr y Rb en ppm). Para

calcular la relación isotópica inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ se utilizaron las constantes de decaimiento de Villa et al. (2015) provistas por el laboratorio de análisis SGIker-Bilbao (Tabla 10.3).

Tabla 10.3: Resultados isotópicos de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y relación inicial según edades. Tabla A) datos en rocas carbonáticas, Tabla B) datos de xenolitos calcosilicatados, Tabla C) datos de las subunidades volcánicas.

A. Rock NameID	Xeno NameID	Series	Unit	Subunit	Age	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1SE (abs)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Rb ppm	Sr ppm	Rb/Sr
15-295	SP-1	UCO	MU	UCO1-C	15.7	0.70907	0.000003	0.70904	0.17350	4.56	76.08	0.06
15-288	SP-2	UCO	MU	UCO2	15.7	0.70897	0.000003	0.70848	2.23896	83.28	107.67	0.77
15-330b	VS-1	UCO	MU	UCO1-B	15.7	0.70935	0.000003	0.70935	ND	ND	ND	ND
15-354	SA-1	UCO	MU	UCO1-B	15.7	0.70964	0.000003	0.70955	0.41033	6.37	44.94	0.14
14-09r	SA-3	UCO	MU	UCO1-C	15.7	0.70866	0.000003	0.70843	1.06791	62.01	168.08	0.37

B. Rock NameID	Xeno NameID	Series	Unit	Subunit	Age	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1SE (abs)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Rb ppm	Sr ppm	Rb/Sr	Average*	
Ar-1	AR-1	BAS	CMB	CMB-a	470	0.708739	0.000005	0.708732	0.001	0.12	338.69	0.0004	0.708727	
Ar-2	AR-2	BAS	CMB	CMB-a	505	0.709037	0.000006	0.708703	0.047	5.47	335.70	0.016		
Ar-3	AR-3	BAS	CMB	CMB-a	470	0.708790	0.000003	0.708747	0.006	0.85	378.60	0.002		
Ar-4	AR-4	BAS	CMB	CMB-a	505	0.709077	0.000003	0.708545	0.075	8.27	318.56	0.026		
Ar-5	AR-5	BAS	CMB	CMB-a	470	0.708748	0.000003	0.708670	0.012	1.54	377.21	0.004		0.708578
Ar-6	AR-6	BAS	CMB	CMB-a	505	0.709028	0.000003	0.708518	0.072	7.75	311.24	0.025		
15-364	Cal-1	BAS	KRT	KRT-m	127	0.707482	0.000003	0.707406	0.043	2.29	155.51	0.015	0.707406	
16-371	Cal-2	BAS	CMB	CMB-g	505	0.708801	0.000004	0.708365	0.062	0.27	12.68	0.021	0.708365	
16-370	Cal-3	BAS	CMB	CMB-c	505	0.709175	0.000005	0.709166	0.001	0.06	136.37	0.0004	0.709166	

* Utilizado en la comparación con las curvas de valores del Cámbrico

C. Reference	Sample	Series	Unit	Subunit	Age	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Rb	Sr	Rb/Sr
This work	15-324	UCO	MU	UCO3-B	15.6	0.720440	0.708712	53.77	199.39	10.74	18.57
Ronga (2011)	GK084A	UCO	MU	UCO3-A	15.6	unknow	0.711450	90.78	236.00	7.00	33.71
This work	14-76	UCO	MU	UCO3-A	15.6	0.720060	0.712764	33.45	205.28	17.77	11.55
Gisbert (2012)	ANT-110	UCO	MU	UCO3-A	15.6	0.731066	0.712392	85.62	221.30	7.49	29.53
Gisbert (2012)	ISP-75	UCO	MU	UCO2	15.7	0.716736	0.711416	24.24	207.60	24.80	8.37
Gisbert (2012)	ISP-179	UCO	MU	UCO2	15.7	0.717596	0.711257	28.88	222.60	22.32	9.97
This work	15-293	UCO	MU	UCO1-C	15.7	0.719680	0.708173	52.42	245.81	13.58	18.10
This work	14-09n	UCO	MU	UCO1-A	15.7	0.721170	0.709091	55.03	217.91	11.47	19.00

Los valores obtenidos se presentan en una gráfica ordenadas desde base a techo por estratigrafía de las calizas del Cámbrico al Cretácico, seguido de los xenolitos y las ignimbritas comendíticas en posición igualmente vulcanoestratigráfica (Fig. 10.22).

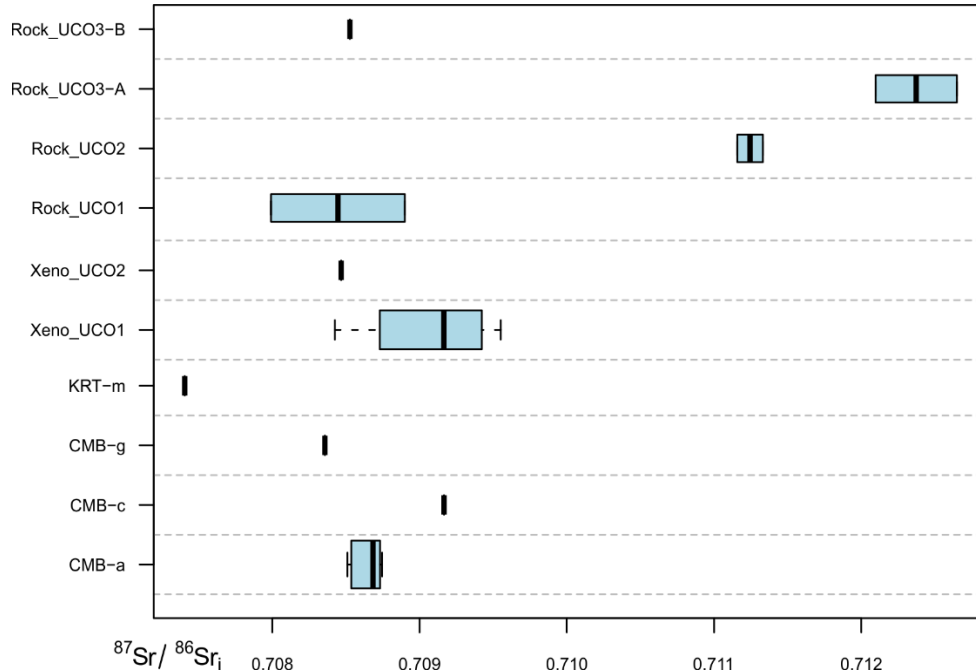


Fig. 10.22: Rango de relaciones isotópicas de Sr para las muestras estudiadas. CMB-a: caliza con arqueocéatidos, CMB-c: caliza ceroide, CMB-g: dolomía gialla (CMB: Cámbrico), KRT-m: caliza fosilífera (KRT: Cretácico). Xeno: xenolitos. Las subunidades corresponden a la columna vulcanoestratigráfica para la Unidad Monte Ulmus.

10.6.3.1 Relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos del Paleozoico y el Cretácico

Los valores obtenidos para las diferentes muestras de calizas quedan recogidos en la Fig. 10.22. En general todos ellos se corresponden bien con la estratigrafía isotópica esperable de sus edades de referencia (véase Fig. 10.23 y Fig. 10.24) excepto la muestra de la Dolomía Gialla, que aparece como correspondiente al Ordovícico; esto no es sorprendente, si tenemos en cuenta que esta dolomía aparece relacionada con los karsts de edad ordovícica que han desarrollado un bien conocido efecto metalogénico en el SO de Cerdeña (Caron et al., 1997; Battaglia y Gherardi, 2017).

10.6.3.2 Relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de xenolitos calcosilicatados

Las relaciones isotópicas del vitrófiro basal de la Unidad Monte Ulmus presentan una anomalía que ya fue descrita en la sección 7.4.4 del capítulo 7, con un valor elevado de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el vitrófiro negro de la base de la serie UCO, unidad MU en la localidad de Cala

Saboni (Fig. 10.7). En el análisis comparativo entre los xenolitos, las rocas carbonáticas paleozoicas y las rocas volcánicas de la Unidad Monte Ulmus, se excluye este valor atípico (Fig. 10.25).

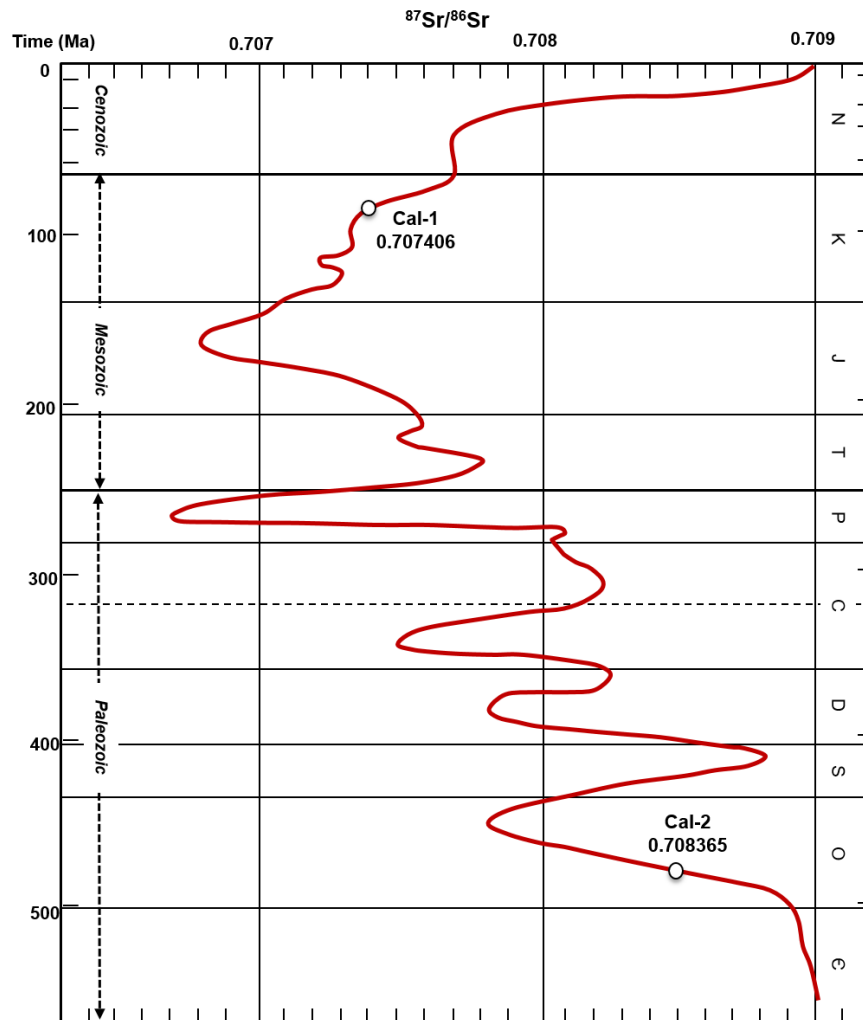


Fig. 10.23: Valor de la relación Sr/Sr para la Dolomia Gialla (muestra Cal-2). Curva de variación de la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos marinos para el Fanerozoico. Modificado de Faure (1986) y referencias ahí.

La primera observación que podemos hacer es que los valores isotópicos excluyen que la caliza cretácica pueda ser el protolito a partir del que se han generado los xenolitos. El estudio comparativo de la Fig. 7.71, en el que se muestra el desarrollo vertical del contenido elemental en Sr de la unidad MU, y la Fig. 10.26, muestra que los contenidos en Sr de los xenolitos son compatibles únicamente con un origen a partir de las calizas cámbricas Ceroide y de los *mounds* carbonáticos con arqueociáticos, ya que la muestra de Dolomia Gialla ha sufrido una pérdida muy importante de Sr durante los procesos que dieron lugar a su formación.

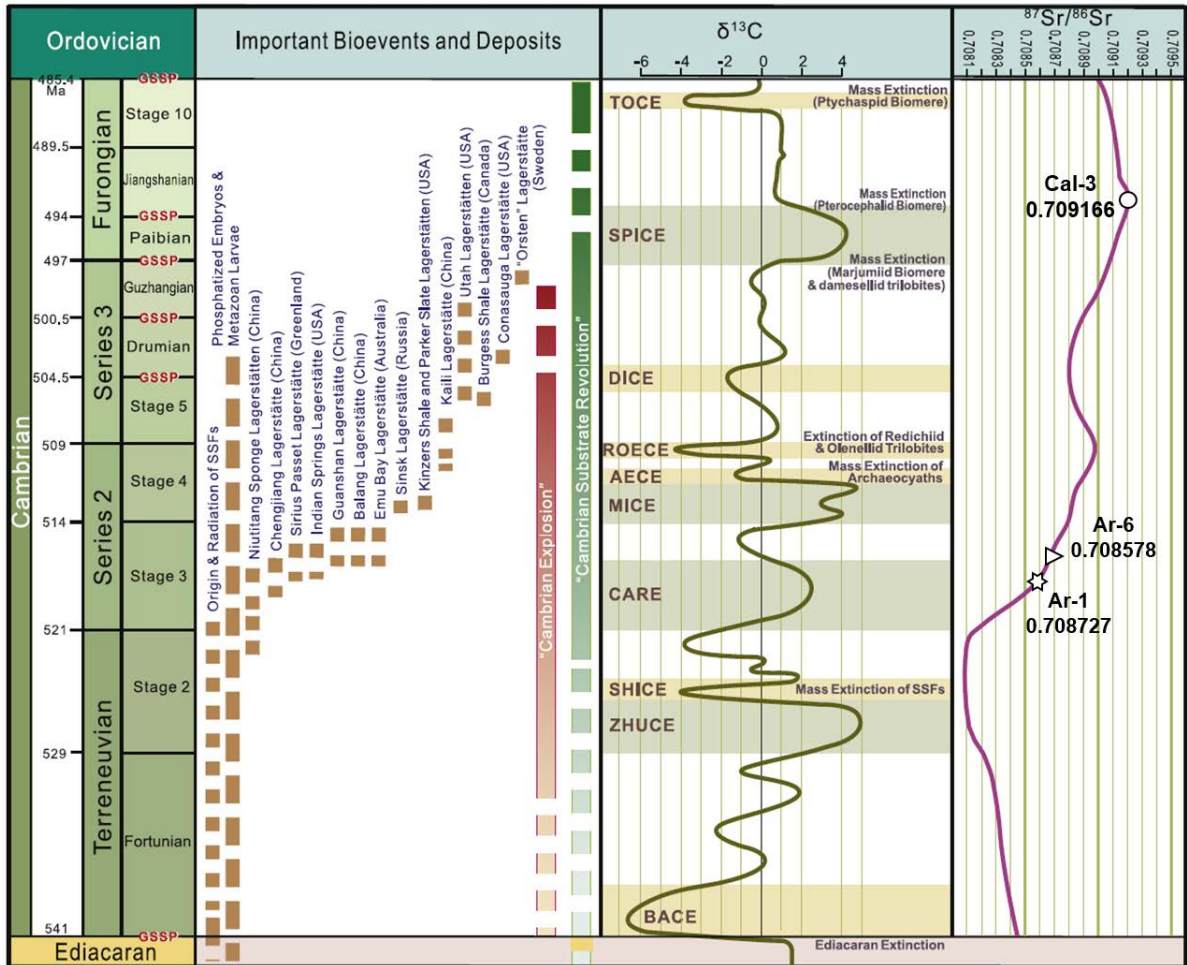


Fig. 10.24: Relación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del Sistema Cámbrico y valores obtenidos para la Caliza Ceroide (muestra Cal-3) y la Caliza con Arqueociátidos. El valor de Ar-1 es un promedio de 3 valores obtenidos en arqueociátidos. El valor de Ar-6 es el promedio de 3 valores obtenidos en la matriz que contiene dichos fósiles. Tomado de Peng et al. (2012) y referencias ahí (CC BY NC ND licencia de Elsevier número 4896660795173).

También podemos observar que la contribución elemental de Sr de los xenolitos a la unidad MU ha sido muy escasa, ya que de hecho en la Fig. 7.71 se aprecia con claridad que los contenidos de Sr en las unidades basales más ricas en xenolitos son los más bajos. La explicación de este hecho puede radicar en una combinación de los siguientes factores: la asimilación del protolito carbonático, aunque existe, es bastante irrelevante en términos volumétricos y petrogenéticos de cara a la génesis de un efecto plagioclasa importante, y de una manera más evidente, en su aporte total de Sr elemental (y Ca) a esta unidad; y probablemente la disociación del carbonato aporta esencialmente sólo CO_2 al magma, permaneciendo la mayor parte del Ca (y asociado geoquímicamente a él, el Sr) en las fases minerales neoforzadas durante el pirometamorfismo.

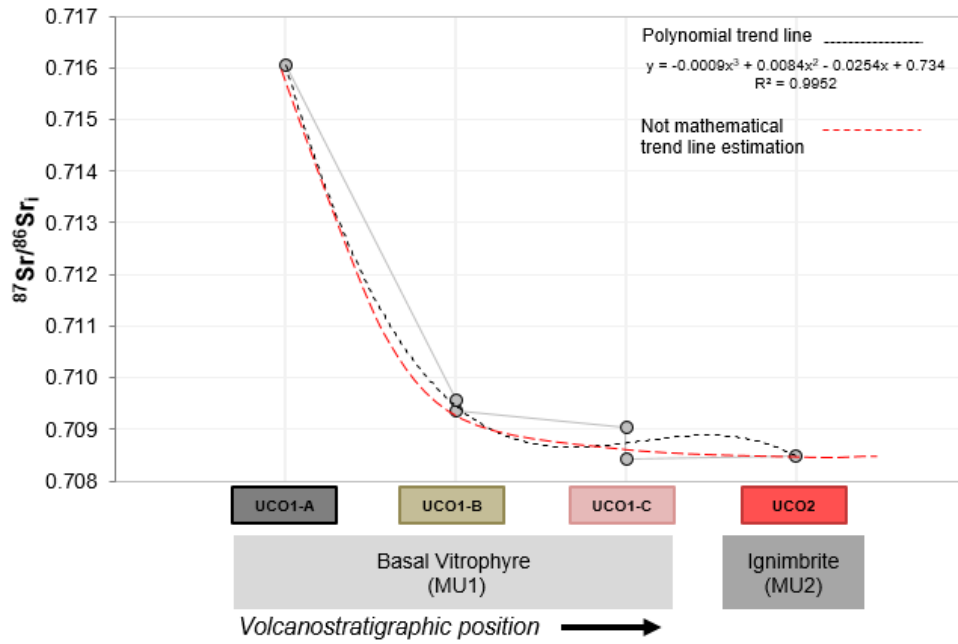


Fig. 10.25: Relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ para el vitrófiro basal (UCO1) y sus subdivisiones y para la ignimbrita fuertemente soldada UCO2 de la Unidad Monte Ulmus.

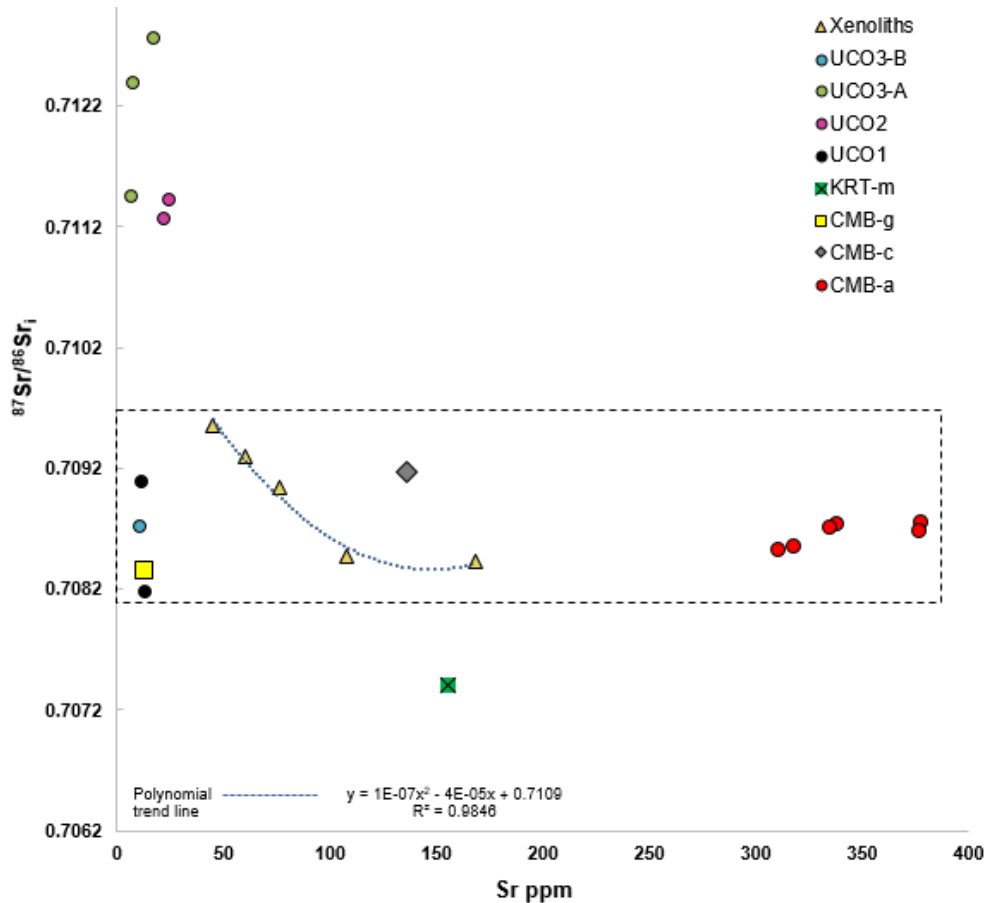


Fig. 10.26: Relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs Sr elemental entre rocas ignimbríticas de la Unidad Monte Ulmus, rocas carbonáticas del Paleozoico y Xenolitos Calcosilicatados. Los xenolitos muestran una tendencia entre la caliza ceroides y la dolomía gialla. UCO1 y UCO3-B son las rocas de caja que los albergan.

10.6.4 Xenolito de textura holocristalina granular

Este xenolito fue obtenido de la subunidad UCO3-B (nivel rico en bombas) a techo de la Unidad Monte Ulmus. El xenolito de aspecto granular tiene una composición de feldespatos en un 90%, en menor medida hay cuarzo y unos anfíboles de color marrón, muy alterados que contienen opacos abundantes. Los datos de química mineral de microsonda electrónica muestran que se trata de albita con >10 wt% de Na₂O y >1 wt% de FeO (Fig. 10.27). Si procedemos a clasificar este xenolito por el método de Streckeisen diríamos que se trata de un xenolito de cámara magmática que presenta una composición de sienita (Fig. 10.28). Sin embargo, es bien conocido que en la naturaleza no es común, fuera de ambientes plutónicos muy especializados (como las pegmatitas haplograníticas) la precipitación directa de albita.

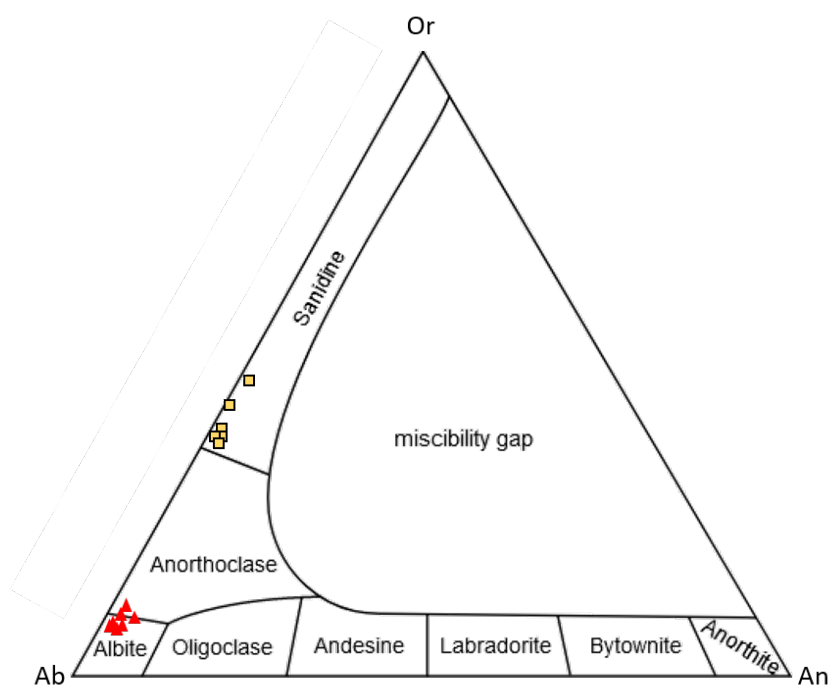


Fig. 10.27: Proyección de química mineral en microsonda electrónica. Triángulos rojos corresponden a los feldespatos del xenolito y los cuadros amarillos a los feldespatos de la roca de caja (ignimbrita UCO3-A).

En la identificación de la fase anfibólica marrón oscura (Fig. 10.29) se pudo determinar una aproximación de la fórmula estructural con un resultado para grunerita. Los análisis de microsonda electrónica cierran sólo a 75%, el mineral está muy alterado. En todos los puntos medidos las concentraciones de Cl superan el 0.3 wt%, no se ha detectado fluor. Llama la atención que también se observa el mafito amarillo de difícil caracterización explicado en el capítulo 7, sección 7.4.1.1.

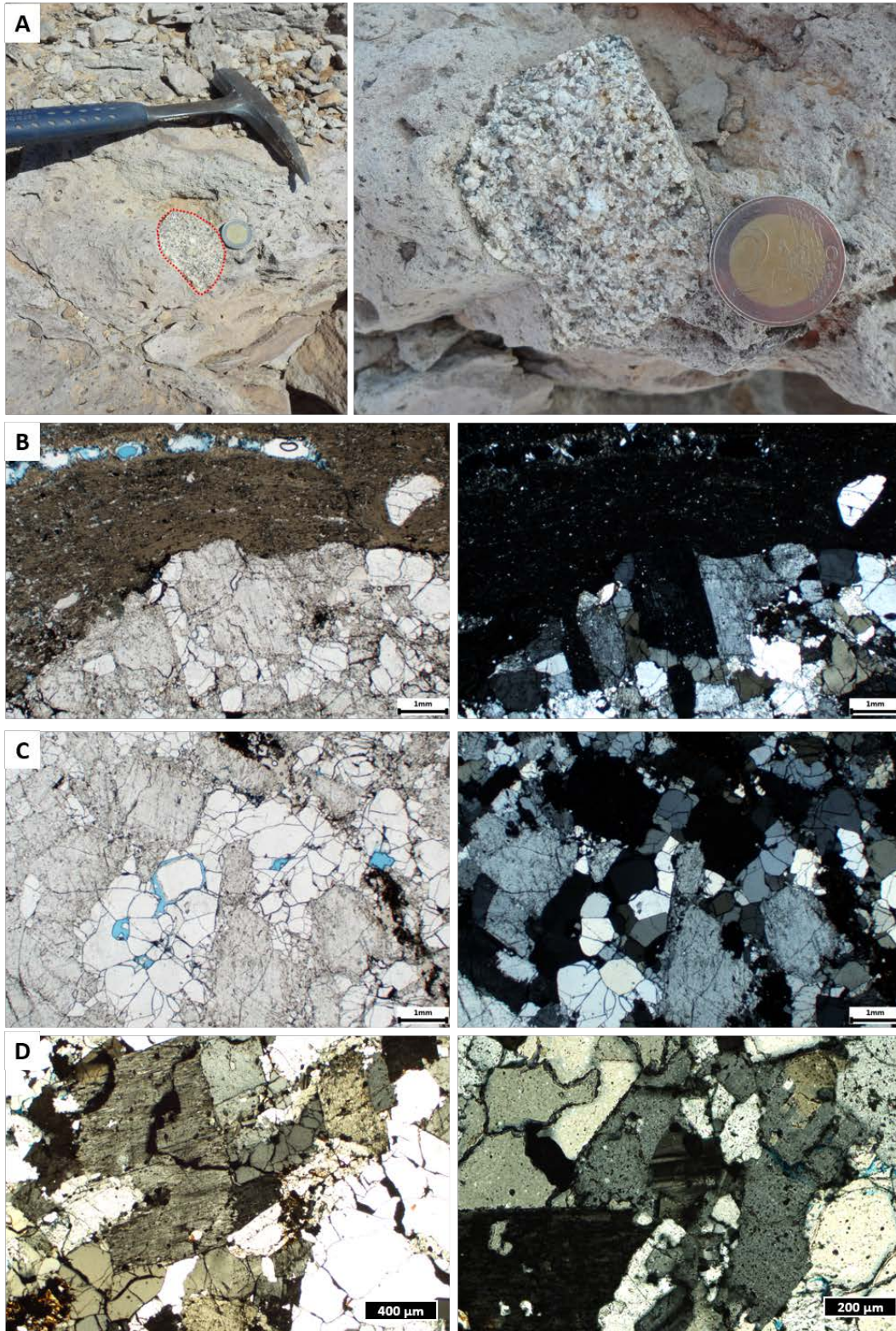


Fig. 10.28: A) Xenolito de aspecto granítico encontrado en la subunidad de bombas (UCO3-B) a techo de Monte Ulmus en la isla de Sant'Antioco. B) Contacto entre el xenolito y la roca ignimbrítica de caja. C) Detalle del xenolito con predominio de feldespatos y cuarzo. D) Se observan algunos minerales máficos marrones que tiene aspecto de anfíbol. La textura particular de estos feldespatos es de tipo panipidiomorfa. Imágenes de microscopio a nicols paralelos (izda.) y nicols cruzados (dcha.)

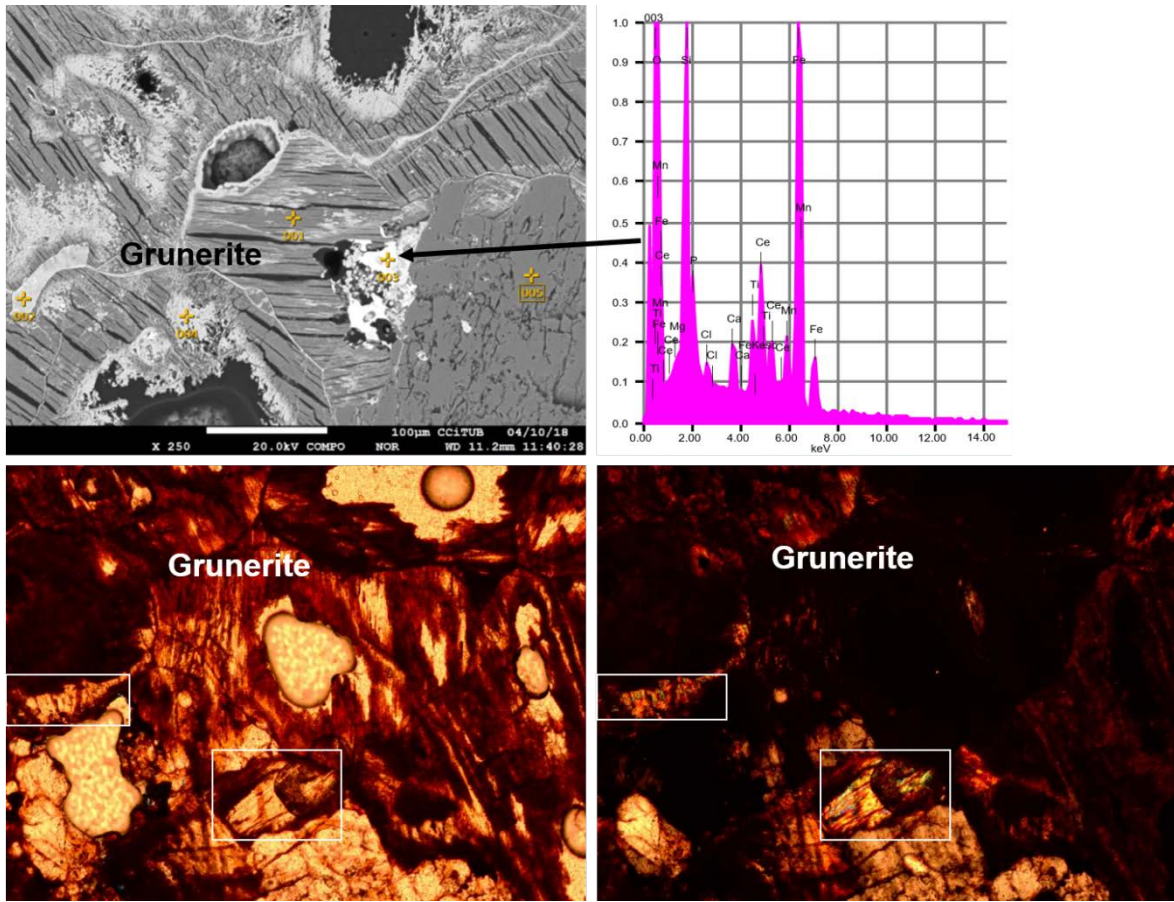


Fig. 10.29: La composición química del mineral marrón permite calcular una aproximación de la fórmula estructural y el resultado es grunerita. Los análisis cierran sólo a 75%. En todos los puntos medidos las concentraciones de Cl superan el 0.3 wt%, no se ha detectado flúor. Nótese el mafito amarillo también presente en este xenolito. Los minerales opacos corresponden a óxidos de Fe-Ti y hay una fase de óxidos de Mn y Fe con contenidos de Ce, P, Cl en los espacios intersticiales entre los cristales de albita y la posible grunerita. Imagen superior por electrones retrodispersados con microsonda y espectros SEM-EDS. Imágenes inferiores a nicoles paralelos en microscopio petrográfico.

Los minerales opacos corresponden a óxidos de Fe-Ti y hay una fase de óxidos de Mn y Fe con contenidos de Ce, P, Cl en los espacios intersticiales entre los cristales de albita y la posible grunerita (Fig. 10.30).

En ausencia por el momento de un modelo elaborado de estabilidad mineral de este xenolito granular, podemos aceptar por el contexto de la unidad en la que se encuentra que la profundidad aproximada de esta cámara de composición similar al xenolito granular encontrado en la unidad UCO3-B, sugiere un emplazamiento a unos 6 km (o menos) dentro de la corteza terrestre.

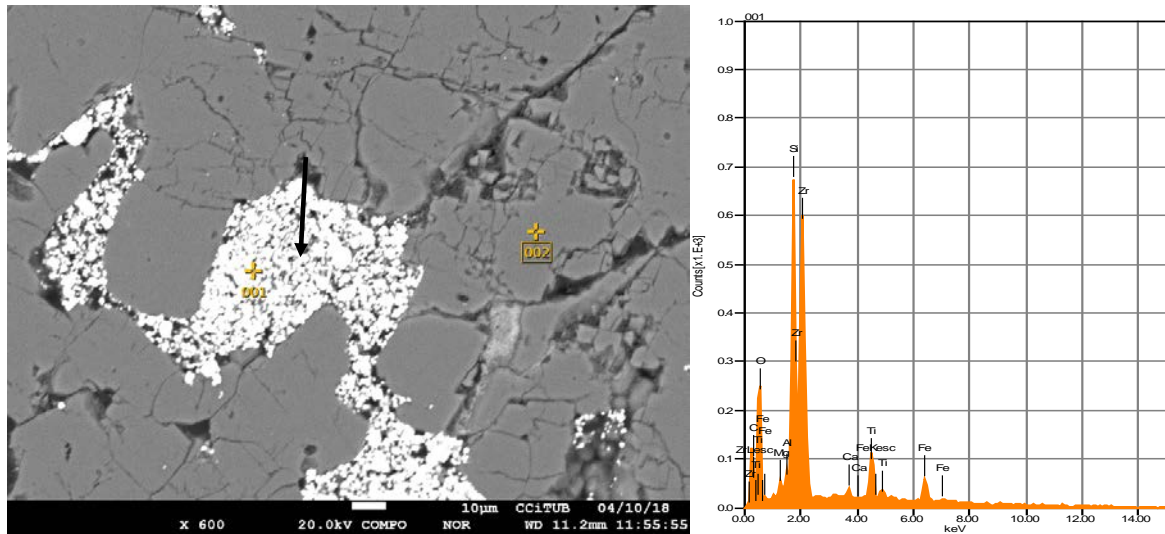


Fig. 10.30: Minerales del grupo del Zr, con Ca, Ti, Fe están presentes también entre los intersticios de los cristales de albita, dentro del xenolito. Imagen de electrones retrodispersados con microsonda electrónica (EPMA), espectro medido con SEM-EDS.

10.6.5 Síntesis Mineral

Una vez obtenida la caracterización mineral y geoquímica de los xenolitos, y que las rocas de la plataforma carbonática cámbrica son sus protolitos, se ha afrontado un tercer estudio en relación con estos materiales, como es la síntesis de unas paragénesis semejantes a partir de los valores geoquímicos conocidos de los xenolitos, los protolitos y la composición química de la unidad MU (Fig. 10.31). Para realizar esta tarea, desarrollada mediante una estancia en la Universidad degli Studi G. D'Annunzio de Chieti (Italia) bajo la supervisión de la Dra. Daniela Novembre, se ha aprovechado la experiencia previa del grupo de trabajo en este tipo de síntesis (Novembre y Gimeno, 2017; Novembre et al., 2018 a, b, c). El objetivo de estas síntesis es comprobar si este tipo de paragénesis se pueden producir en un intervalo de tiempo lo suficientemente breve (y en un rango de temperatura adecuado) como para ser compatibles con pirometamorfismo durante el enfriamiento post-emplazamiento de las unidades piroclásticas comendíticas. La estequiometría de partida para el análisis de las reacciones se estableció intentando reconstruir el carácter del magma riolítico en contacto con las paredes de rocas calcáreas encajante (Tabla 10.4). Para proceder a la síntesis de los minerales de calcio encontrados dentro de los xenolitos; éstas síntesis se llevaron a cabo a partir de mezclas que consisten en rocas tales como caolinita, diatomita y caliza (Tabla 10.5). Los experimentos se realizaron a diferentes temperaturas (Tabla 10.6) desde los 400°C, 550°C, 700°C y 850°C; con diferentes proporciones estequiometrias (Riolita/Caliza 1:1 y 1:0.5).

Tabla 10.4: Composición química promedio del vitrófiro basal UCO1 en la Unidad Monte Ulmus.

Average Composition [% w/w]															
Unit	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO	LOI	Total
UCO1	73.49	11.8	3.05	0.14	0.11	4.29	5.02	0.01	0.17	0.07	0.019	0.01	0.014	1.42	99.61

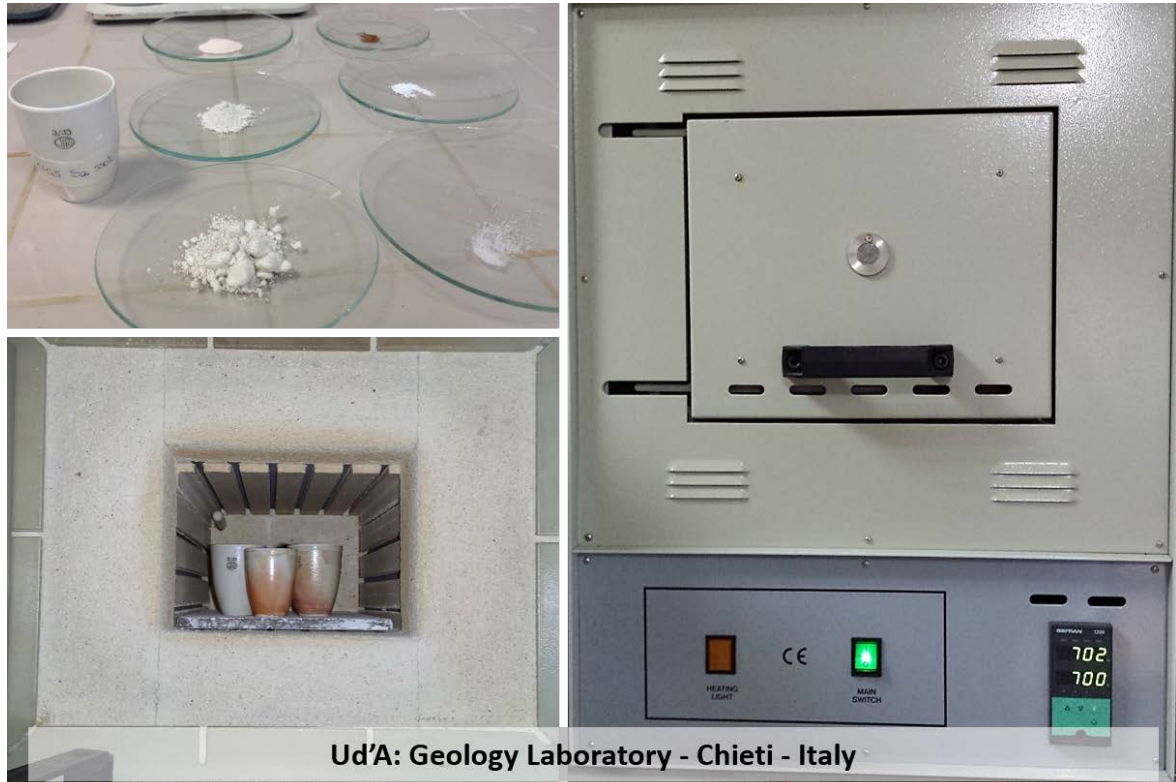


Fig. 10.31: Metodología de trabajo para proceso de reacciones y síntesis mineral. Esta etapa de investigación se desarrolló en la Università degli studi G. d'Annunzio (Ud'A), Chieti, Pescara, Italia

En la paragénesis observada a 400°C se ha detectado la presencia de fases amorfas y en su mayoría sin reaccionar; mientras que la primera aparición de wollastonita se produce a 650°C después de 985 hs de reacción (aproximadamente 40 días). A 700° y 850°C la presencia de wollastonita es dominante (Fig. 10.32).

Como breve resumen de los experimentos de síntesis realizados podemos decir que el rango de tiempo, y hasta cierto punto de temperaturas para la formación de los xenolitos se ha reproducido de manera correcta en el laboratorio. Y que si bien la paragénesis mineral final de las síntesis no es idéntica a la de los productos naturales (hace falta repetir nuevos experimentos de síntesis) los resultados en términos de duración del experimento, conjuntamente con la experiencia previa del equipo de trabajo (Novembre y Gimeno, 2017; Novembre et al., 2018 a, b, c; Novembre et al., 2019) hacen pensar que es factible que se formen exclusivamente como un producto de pirometamorfismo.

Tabla 10.5: Composición química de reactantes naturales y sintéticos utilizados en el estudio de síntesis mineral.

FRX chemical composition: <i>materials used for the synthesis</i>	Ruggeri et al. (2008)	Novembre et al. (2018)	Novembre, Pace & Gimeno (2014)	this study
Major Element: (% w/w)	L5	RK	TR	PN
SiO ₂	1.00	70.17	81.08	9.61
TiO ₂	n.a	0.02	0.25	0.08
Al ₂ O ₃	0.43	21.34	5.05	2.16
CaO	54.53	0.02	1.73	0.33
Fe ₂ O ₃	0.26	0.04	2.16	77.32
MgO	0.55	Tr	1.13	0.35
MnO	0.02	n.a	0.09	0.25
Na ₂ O	<0.01	0.03	0.27	0.48
K ₂ O	0.12	0.04	0.68	0.31
P ₂ O ₅	0.05	0.02	0.08	0.45
LOI	42.44	9.30	7.71	8.30
Total	99.40	100.98	100.23	99.64
CaCO ₃ content (% w/w)	97.50	n.a	n.a	n.a
CaCO ₃				
Trace Element: (mg/Kg)				
Li	1.47	n.a	n.a	3.90
Br	1.34	n.a	n.a	n.a
Rb	5.40	n.a	n.a	14.00
Sr	247.40	n.a	n.a	60.00

Tabla 10.6: Resumen de los experimentos de síntesis mineral.

Ratio	Rhyolite : Limestone			
	400-550-650-700-750-850 °C from 12 to 985 hs			
<i>Temperature</i>				
<i>Reaction Time</i>				
<i>Run</i>	Synthesis 1		Synthesis 2	
Proportion	[1:1]		[1:0.5]	
<i>Weight</i>	(gr)		(gr)	
Materials	Theoretical	Real	Theoretical	Real
Romana Kaolin (RK) ^{*1}	1.000	1.0006	1.000	1.0006
Tripoli Crotona (TC) ^{*2}	1.500	1.5008	1.500	1.5019
Na ₂ CO ₃	0.100	0.1007	0.100	0.1002
KCl	0.125	0.1252	0.125	0.1252
FeO ^{*3}	0.070	0.071	0.070	0.072
Commercial Limestone (L5)	2.790	2.7902	1.390	1.3905
<i>Total (gr)</i>	5.585	5.5885	4.185	4.1904

^{*1} burn at 700°C^{*2} without carbonate^{*3} Iron oxide mineralizations from Punta Nera (San Pietro Island)

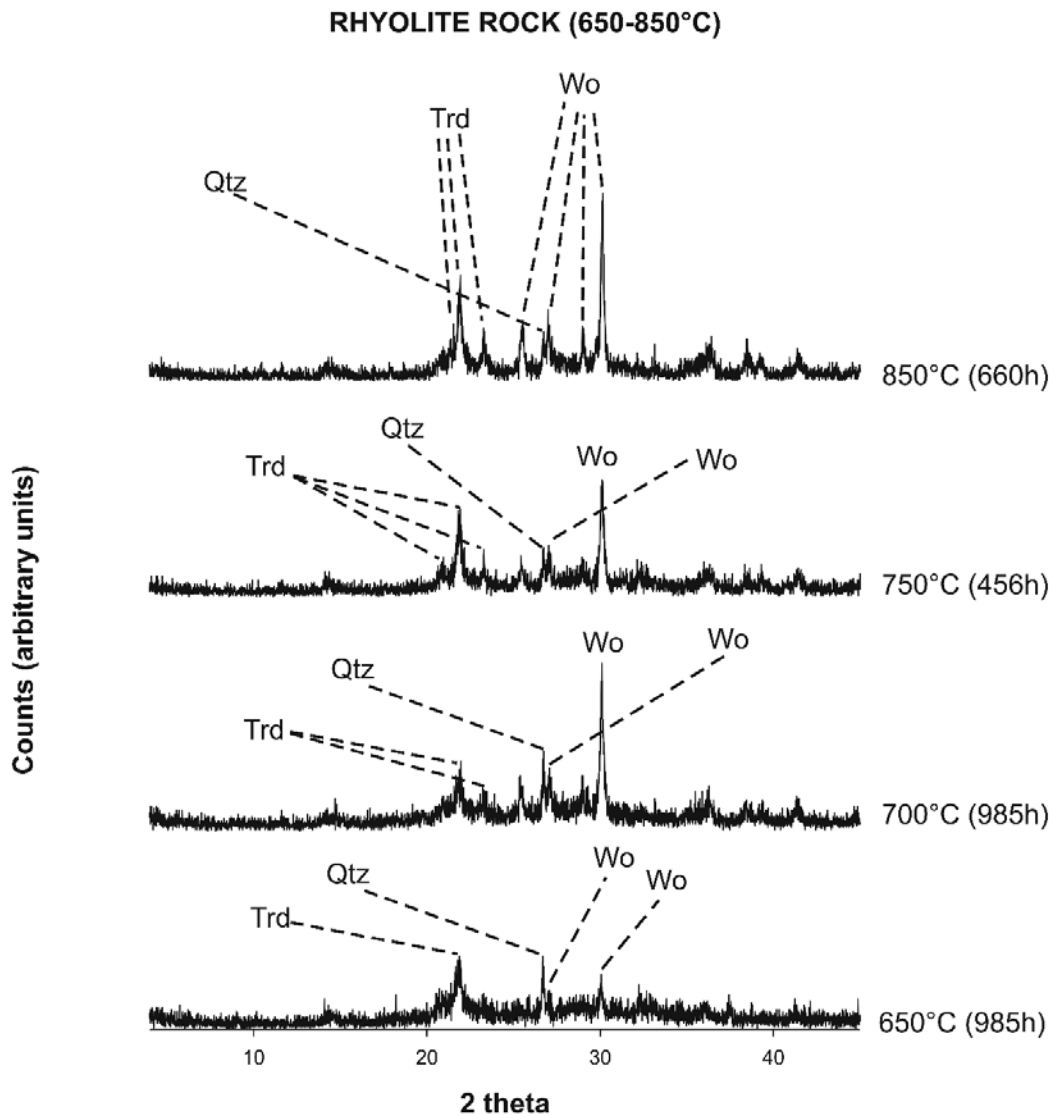


Fig. 10.32: Resultados de las diferentes etapas de síntesis mineral en función de la temperatura y el tiempo de reacción.

10.7 Discusión

Los estudios realizados hasta la fecha en xenolitos calcosilicatados en la secuencia piroclástica de Monte Ulmus, pueden ser indicadores de un proceso de asimilación de rocas del encajante por parte de los magmas comendíticos con implicaciones en términos de mecanismos eruptivos, que no han sido contemplados para las rocas volcánicas de Cerdeña, en la bibliografía consultada hasta el momento. La temperatura a la que esta reacción tiene lugar debe entenderse en los términos de reacciones metasomáticas que podrían producirse a 650°-800°C (Scaillet y Macdonald, 2001) entre un magma peralcalino y su encajante, con una consecuente disminución de la temperatura durante el evento piroclástico, posiblemente por debajo de los 500°C. Esto concuerda con las detalladas

observaciones de Sabine y Young (1975) sobre la presencia de paragénesis correspondientes a un pirometamorfismo progradante de alta temperatura, seguido por las fases retrogradantes formadas durante la fase de más alta temperatura del proceso de enfriamiento de la unidad piroclástica. A partir de esto podemos inferir una paragénesis en función de la temperatura, como se muestra en la Tabla 10.7. Minerales como la celsiana que corresponden a feldespatos de Ba se forman a expensas del Ba sedimentario de las rocas carbonatadas. Según Marcello et al. (2004), todo el miembro carbonático Cámbrico muestra una anomalía geoquímica positiva para Ba (valores locales exceden los 1000 ppm) y también en Pb y Zn (20-100 ppm). No es posible pensar en el aporte de Ba de las rocas comendíticas ya que el valor medio para Monte Ulmus es bajo, con concentraciones del orden de 63 ppm, mientras que los análisis realizados en la caliza fosilífera Cretácica dan como resultado valores mucho más bajos (del orden de 4 ppm) y los obtenidos para los xenolitos superan los 400 ppm. Los resultados isotópicos confirman la afinidad de los xenolitos con las rocas carbonáticas del Cámbrico.

Tabla 10.7: Paragénesis mineral de xenolitos, determinada por XRPD y su posible asociación a diferentes temperaturas.

Minerals determined by DRX, SEM-EDS and EPMA	Temperature		
	<400°C		>800°C
	Low	Median	High
Anorthite (sodian)			-----
Sanidine			-----
Celsian			-----
Aegirine			-----
Augite			-----
Gehlenite		-----
Quartz		-----
Tridymite		-----
Cristobalite		-----
Grossular	-----	
Analcime	-----	
Hyalophane	-----	
Montmorillonite	-----		
Illite	-----		
Nontronite	-----		
Rectorite	-----		

10.8 Conclusiones del Capítulo 10

- Este capítulo se ha enfocado sobre el estudio petrológico de los xenolitos presentes hacia la base de la unidad piroclástica de Monte Ulmus, con el estudio de los

fenómenos de pirometamorfismo que presenta, sus posibles protolitos mediante el estudio de la isotopía de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y su posible génesis mediante síntesis dirigida a obtener análogos de los xenolitos, con estudio de los tiempos de generación de la paragénesis.

- Los resultados mineralógicos permiten distinguir con claridad la presencia de fases minerales neoformadas durante el episodio de pirometamorfismo progradante y retrogradante, ya que no son atribuibles ni a la roca volcánica ni a la composición del substrato y proporcionan una idea del rango de temperaturas requerido, teniendo en cuenta los datos aportados por la petrología experimental. La paragénesis de baja temperatura permite una interpretación de génesis in situ durante el enfriamiento post-emplazamiento de la ignimbrita.
- Los datos isotópicos y geoquímicos obtenidos, discriminan el nivel de procedencia de los xenolitos de la unidad piroclástica Monte Ulmus, correspondientes a las rocas carbonáticas del Cámbrico, y en una fase más evolucionada de este trabajo pueden dar una idea aproximada de la profundidad del techo de la cámara magmática correspondiente a la Unidad Monte Ulmus.
- El estudio de los xenolitos calcosilicatados ha permitido demostrar que en la escala local existen fenómenos de asimilación de las rocas de caja carbonáticas presentes en el substrato somero de la secuencia, y que estas rocas pertenecen a los materiales carbonáticos cámbricos. También, que la influencia petrogenética real de esos procesos de asimilación referidos a la génesis de los magmas peralcalinos es muy baja y que no pueden ser interpretados como el mecanismo principal que generaría estos magmas peralcalinos mediante un efecto plagioclasa directamente originado por el proceso de asimilación del techo carbonático cámbrico de la cámara magmática.
- El hallazgo de un xenolito de cámara magmática con una textura holocristalina granular y composición sienítica ha permitido estimar la profundidad de la cámara en unos 6 km o menos en el momento de su formación.
- La síntesis experimental, aunque no ha conseguido reproducir perfectamente las paragénesis estudiadas en los xenolitos naturales, ha permitido demostrar que estos fenómenos se producen en tiempos cortos (horas a días) compatibles con pirometamorfismo in situ después del emplazamiento de los flujos piroclásticos.

11. MINERALIZACIONES

Yacimientos de óxidos de Mn-Fe y su relación con las rocas volcánicas de la región del Sulcis.

11.1 Introducción

Las mineralizaciones relacionadas con el volcanismo Terciario en Cerdeña han sido descritas en informes mineros desde el año 1876 por su explotación de minerales metálicos e industriales a pequeña escala y más frecuentemente en la literatura científica desde la primera descripción completa de Uras (1965); pero no se presentaban estudios de detalle relacionados con su génesis, al menos hasta la tesis doctoral de Guerin (1982) sobre mineralizaciones de óxidos de manganeso en Marruecos y en el S y N de la isla de Cerdeña. Una revisión con enfoques modernos se produce 30 años después en Sinisi (2012) con una tesis doctoral sobre el rol de los procesos hidrotermales y supergénicos en óxidos de hierro y manganeso de Cerdeña; y trabajos sucesivos (Sinisi et al., 2012, Mongelli et al., 2013 y Pitzalis et al., 2019).

Estas mineralizaciones representan ejemplos de depósitos de manganeso en un ambiente continental, relacionados con actividad volcánica y su estudio es menos frecuente que los depósitos marinos profundos (Sinisi et al., 2012, Pitzalis et al., 2019). Desde el punto de vista económico no representan áreas de interés y su volumen es muy pequeño comparado con los yacimientos de Pb-Zn bien conocidos y explotados en el Paleozoico de Cerdeña (Pretti, 1988). El metalotecto principal tanto en el N como en S de Cerdeña corresponde a rocas riolíticas y las diferencias entre ambas zonas geográficas radica en la paragénesis mineral y la influencia tectónica (Guerin, 1982, Sinisi, 2012). En el NO de Cerdeña mineralizaciones de manganeso aparecen asociadas a wolframio (Sotgia, 1920; Redini, 1940) y a diseminaciones cupríferas relacionadas con mineralización de tipo pórfido (p. ej., Calabona), también en otros sectores asociados a yacimientos epitermales de oro (p.ej., Mina Furtei). En el S no hay evidencias de depósitos similares y la actividad minera en este sector del Sulcis sólo es bien conocida con la explotación de Lignito en las formaciones sedimentarias del Paleoceno (Fm Lignitífero).

Los productos industriales del volcanismo del Mioceno corresponden casi exclusivamente a bentonitas y caolín, que ocurren principalmente en flujos de cenizas alterados por fluidos hidrotermales o por agua marina (Pietracaprina, 1966). Los productos de origen hidrotermal están representados por alteración argílica avanzada, con cuerpos importantes de alunita y posterior silicificación. Ocurrencias menores de venillas hidrotermales de barita y cuarzo asociadas con depósitos de Mn, también se describieron en la costa E de Cerdeña, en la zona de Santoru (Pretti, 1988).

En el SO de Cerdeña, principalmente en la región del Sulcis, las mineralizaciones que son objeto de estudio en esta tesis, forman parte del registro minero comprendido entre los años 1855 y 1977 principalmente en la Isla de San Pietro. Numerosos autores hacen referencia a la minería artesanal asociada a los ocre y óxidos de manganeso de San Pietro (Bertolio, 1896; Taricco, 1934a, b; Uras, 1965; Guerin, 1973, 1979, 1982; Cocozza et al., 1974; Testa, 1983; Pretti, 1988; Cadoni y Perna, 2007; Gioncada et al., 2019). Las manifestaciones más importantes se encuentran en Capo Becco, Cala Fico, La Piramide, Macchione y Punta Nera dentro de esta isla. Aquí la actividad minera siempre fue de tipo familiar, asociada a una minería de pequeña escala, con método de explotación subterráneo artesanal. Según Cadoni y Perna (2007) el área de explotación ocupaba 250 m² con galerías de 25 m de largo y 10 m de ancho.

La bibliografía básica de referencia corresponde a fichas descriptivas de inicio de los años '80 con los principales afloramientos de mineralizaciones recopilados por el *Ente Minerario Sardo* en el marco de un proyecto de prospección minera sobre toda la isla, financiado por la Unión Europea (entonces CEE, Comunidad Económica Europea) y cuya fuente de consulta fue el *Archivio Storico Minerario, Interventi Geo Ambientali* (IGEA SpA) de la localidad de Monteponi en el departamento de Iglesias. Según estas fuentes la región alcanzó una producción anual de 300,000 Tn en el período de 1971-1977, con la venta del producto principalmente a la Soc. Monteponi, que lo utilizaba para procesos de fundición. Algunas manifestaciones menores se presentan también en la Isla de Sant'Antioco, aunque sin interés desde el punto de vista económico-minero. Se pueden observar principalmente en la costa oeste en Cala Lunga emplazadas en los pliegues reomórficos y en las aureolas externas de los *blisters* de la subunidad UCO3-A, de Monte Ulmus. Hacia el centro de la isla, en la región de S'Arrosixeddas, Guerin (1982) describe impregnaciones en las riolitas de la Unidad Nuraxi, distribuidas por al menos 1 km.

Sobre el origen de los óxidos de manganeso, numerosos autores hacen referencia a un origen hidrotermal relacionado con las rocas volcánicas, pero sin una referencia concreta del ambiente de depósito (Busachi, 1913; Pullè, 1913, Millosevich, 1919), mientras que

Martelli (1922) interpretó un origen supergénico y Guerin (1982) una relación clara con depósitos tipo Sedex. Los estudios posteriores definen un ambiente volcánico con interacción de aguas meteóricas (Sinisi, 2012; Sinisi et al., 2012) y un trabajo reciente retoma la hipótesis sobre ambiente volcánico con influencia de agua marina (Pitzalis et al., 2019).

Los jaspes han sido poco estudiados, siempre mencionados como parte de las mineralizaciones de manganeso, pero sin una revisión mineralógica y geoquímica sistemática. Algunos resultados de difracción de rayos X (DRX) son expuestos en la tesis doctoral de Guerin (1982). Posteriormente a esta fecha, Cadoni y Perna (2007) presentan una contribución breve en un estudio sobre los ocres de la Isla de San Pietro, haciendo particular mención del uso ornamental de estos materiales. Presentan una descripción del espesor de estos jaspes (1.5 m) por encima del manto de óxidos de manganeso de 0.50 m. También hacen referencia de que los horizontes son muy variables en potencia a lo largo del depósito, constatando que los óxidos de manganeso no son continuos sino más bien lenticulares. Por referencias atribuyen un origen de emanaciones hidrotermales bajo el mar para estos depósitos (Testa, 1983; Cavinato, 1956 en Cadoni y Perna, 2007), mientras que Guerin (1982) sugiere un modelo paleogeográfico de una cuenca lacustre confinada o en comunicación restringida con el mar.

En este capítulo se presentan resultados enfocados en técnicas analíticas y geoquímicas modernas, que abordan con un mayor grado de detalle el estudio de mineralizaciones de la región del Sulcis y permiten caracterizar desde un punto de vista geológico, geoquímico y mineralógico tanto a los óxidos de Mn-Fe como a los jaspes asociados. Se hace una revisión de las fases minerales conformadas por manganeso (Mn) y se evalúan las relaciones isotópicas de isótopos estables en sulfatos y carbonatos para poder definir la relación con el entorno acuático y constreñir la influencia continental o marina tan variable y generalizada en los trabajos previos. Además, se establecen los procesos predominantes de alteración hidrotermal con un enfoque en la afectación de las rocas de caja y al final se discute el contexto de la génesis de estos depósitos y los eventos volcánicos extrusivos asociados.

11.2 Metodología

Se recolectaron 41 muestras de mineralizaciones de siete sectores diferentes. En San Pietro seis áreas fueron investigadas (Cala Fico, Capo Becco, La Piramide-Macchione, Punta Nera, Geniò y La Punta). En Sant'Antioco cuatro áreas (dos sectores al centro de la isla, Cala Lunga y El Faro), aunque sólo un sector en Cala Lunga fue más relevante para

muestreo. Todos estos sectores están representados en los mapas presentados en la sección 17, Anexo II. Estas muestras fueron analizadas tanto en España como en México, a través de una estancia internacional dentro del programa de doctorado. Durante la revisión de campo de los depósitos estratiformes de la Mina Capo Becco (San Pietro), no fue posible ingresar a las galerías para tomar muestras de los óxidos de manganeso en su posición estratigráfica real. Los pocos sitios de reconocimiento que mostraban alguna abertura o boca de mina, no superaban los 20-70 cm de apertura. La metodología de muestreo en consecuencia consistió en identificar las escombreras más próximas a estas galerías derrumbadas, que en su mayoría no representaban más de 10-20 m de distancia de lo que antiguamente era la galería de explotación (Fig. 11.1). Para los jaspes si fue posible un muestreo in situ, debido a que afloran ampliamente y con potencias importantes en toda la zona. Las muestras de mineralizaciones de los restantes sectores evaluados fueron tomadas en afloramiento.



Fig. 11.1: Sector de Mina Capo Becco. A) Vista general con la situación de escombreras y galerías de extracción derrumbadas. B) Detalle en el recuadro rojo de la fotografía A, el diámetro aproximado de la abertura no supera el metro.

Los estudios mineralógicos con microscopio petrográfico, de catodoluminiscencia y microtermometría de inclusiones fluidas se realizaron en la Facultad de Ciencias de la Tierra (UB) en todas las fases minerales (óxidos, silicatos, sulfatos, carbonatos). Para realizar las secciones delgadas en óxidos de Mn-Fe se trabajó con base aceite para evitar el contacto de los minerales con el agua y su posible oxidación. Las menas que debieron ser pulverizadas (granulometría $<75 \mu\text{m}$) se hicieron con un molino de carburo de tungsteno para minimizar la contaminación de Fe y Mn.

La geoquímica de elementos trazas y REE de los óxidos de manganeso se realizó en un laboratorio comercial, *ALS Laboratory Group* (sede España e Irlanda) mediante ICP-MS

para determinación de niveles ultra-trazas (código de método ME-MS61r⁷) con digestión por cuatro ácidos.

En los laboratorios CCI-T-UB Barcelona se realizó difracción de rayos X (DRX) de 4 muestras de óxidos de manganeso para comparar la técnica con el laboratorio de DRX en México, los difractogramas se obtuvieron con instrumental *PANalytical X'Pert PRO MPD Alpha1*, con radiación $\text{CuK}\alpha 1$ ($\alpha=1.5406 \text{ \AA}$). La medición se realizó en el intervalo angular 2θ de 4° a 80° en escaneo por pasos con un *step scan* de 0.017° (2 Theta) y un tiempo de integración de 150 s por paso.

En CCI-T-UB Barcelona, se realizaron los análisis de isótopos estables ^{34}S , ^{13}C y ^{18}O en carbonatos y sulfatos con espectrometría de masas de relaciones isotópicas (IRMS) con técnica de flujo continuo (Aelion et al., 2009). Los estándares internos del laboratorio utilizados para el sulfato de bario son YCEM y H_2SO_4 , los patrones internacionales son [NBS-127](#), [IAEA-SO-5](#) y [IAEA-SO-6](#) (Hut, 1987; Halas y Szaran, 2001). Dos muestras de barita se intercalaron entre 12 patrones para medición de $\delta^{34}\text{S}$ y entre 21 patrones para medición de $\delta^{18}\text{O}$. Las muestras y los estándares se sometieron al mismo procedimiento para su análisis (método: principio de tratamiento idéntico). Las lecturas de $\delta^{18}\text{O}$ se realizaron por duplicado. Los estándares internos del laboratorio para carbonatos son RC- 1 y CECC. Se intercalaron 16 estándares entre 4 muestras de carbonatos, y los resultados son reportados por el instrumento en PDB (ver resultados de patrones y muestras en las tablas Tabla 19.20 y Tabla 19.21 del Anexo IV).

Se realizaron también en los laboratorios de CCI-T-UB estudios geoquímicos por vía húmeda, mediante ataque con cuatro ácidos y lectura por ICP-MS/OES⁸ para los niveles de jaspes. Los estudios con microscopio electrónico SEM, EDS-WDS-BSED con ESEM (bajo vacío) modelo Quanta 200 FEI, XTE 325/D8395 y química mineral con microsonda electrónica (EPMA) modelo JEOL JXA-8230 (con cinco espectrómetros WDS y un EDS) para estudiar las paragénesis minerales de calcita, barita, jaspes y algunas muestras de óxidos de Mn-Fe que no pudieron ser analizadas en México, también se realizaron en los CCI-T-UB.

Como se mencionó anteriormente, parte de la investigación sobre mineralizaciones de Mn se realizó en el Instituto de Geofísica y el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) bajo la dirección del Dr. Carles Canet. Las técnicas

⁷ Detalles de límites de detección de la técnica (ME-MS61r) en el [catálogo web](#) del Laboratorio ALS o en sección 19.5.3.

⁸ Detalles de límites de detección del Laboratorio CCI-T-UB en sección 19.5.2.3.

desarrolladas en la UNAM consistieron en la determinación de óxidos mayoritarios para las menas de manganeso y jaspes mediante Fluorescencia de Rayos X (FRX) en el laboratorio X-LANGEM, las perlas se obtuvieron de la fusión de 0.1 g de muestra calcinada y 8 g de tetraborato de Litio en el caso de óxidos y 0.8 g de muestra calcinada y 7.2 g de tetraborato de Litio para los jaspes. La pérdida por calcinación se determinó calentando 1 g de muestra a 950°C por 2 hs para todos los materiales. Los estándares de referencia para los óxidos corresponden a nódulos de manganeso del USGS denominados NOD-A-1 y NOD-P-1 (Flanagan y Gottfried, 1980; Kunzendorf y Gwozdz, 1984); mientras para el resto de materiales geológicos se utilizaron 8 materiales de referencia de la serie IGL intercalibrados con estándares internacionales, RGM-1, AGV-1, SDO-1 y Es-3 (Lozano y Bernal, 2005). El laboratorio de FRX (X-LANGEM) se ajusta a las metodologías publicadas en Sutarno y Steger, (1985) y Rousseau, (2001, 2013). También se analizaron algunos elementos en traza mediante pastillas, lo que permitió tener información de elementos cuyo límite de detección superior mediante ICP-MS no permitió determinar concentraciones muy elevadas. Esto se aplicó sólo para dos elementos Ba (ICP-MS >10000 ppm) y Cr (ICP-MS >100 ppm). Respecto al Cr las medidas sólo fueron efectivas en tres muestras ya que las interferencias de Mn en la técnica no permitieron determinar concentraciones óptimas en todo el lote. Existen también algunas limitaciones en muestras con anomalías de Ce y Zr (por ICP-MS ambos elementos >500 pm), que no han sido analizadas por FRX, y que se reportan con su límite de detección superior. Los límites de detección del laboratorio X-LANGEM pueden consultarse en la sección 19.5.1 del Anexo IV.

La técnica de Difracción de Rayos X se realizó en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (Unidad DRX) de la UNAM con difractómetro EMPYREAN equipado con filtro de Ni, tubo de cobre de foco fino y detector PIXcel3D. Las muestras se homogeneizaron mediante un mortero de ágata y se midieron utilizando un porta-muestras de aluminio (fracciones no orientadas). La medición se realizó en el intervalo angular 2θ de 5° a 70° en escaneo por pasos con un *step scan* de 0.003° (2 Theta) y un tiempo de integración de 40s por paso. Los difractogramas obtenidos fueron interpretados con el *software HigScore 4++* de Malvern Panalytical.

También se estudió la mineralogía de menas oxidadas mediante microsonda modelo Jeol superprobe JXA-8900R (WD-ED) con EDS marca NORAM y microscopio electrónico de barrido modelo EVO-MA10 marca ZEISS con detector Xflash6/10 Bruker y *software SmartSEM System Quantax Espirit 1.9* (EDS) Bruker.

Se hicieron revisiones con especialistas en micropaleontología de fósiles, tanto en los jaspes como en los óxidos de manganeso para buscar evidencias de ambientes marinos o

lacustres mediante microscopio petrográfico Aixoplan 2 imagining marca Carl Zeiss con aumentos hasta 50x. Las zonas de alteración argílica se analizaron mediante espectroscopia de reflectancia SWIR utilizando dos espectrofotómetros portátiles para control de calidad: *LabSpectPro* (Model A122300-SN592) con *software IndicoPro* de *Analytical Spectral Devices inc* y *oreXpress Spectral Evolution v.1.2.5324 EZ-ID*. También se realizaron mediciones de prueba en óxidos y jaspes. Las muestras se midieron sin trituración ni pulverización (naturalmente) en un rango espectral entre 350 y 2500 nm (con un intervalo de muestreo de 2 nm a 0.1 s por exploración). Se utilizó una fuente de luz interna y un detector óptico y se trabajó solo con la región de longitud de onda SWIR (1300-2500 nm), ya que es particularmente sensible a los enlaces OH y H₂O (Thompson et al., 1999). Los blancos de referencia para calibración instrumental fueron barita sintética y polímeros. La identificación de los minerales se realizó primero con el *software Darwin SP v1.25324* que contiene la librería del USGS *Single Minerals* (Clark et al., 2007). Posteriormente se revisaron esos resultados manualmente comparando la posición de la longitud de onda de las características de absorción y la forma general de los espectros (sin sustracción total) con bibliotecas y tablas espectrales del USGS *Spectroscopy Lab* (Kokaly et al., 2017) y *Ecostress Spectral Library* de la NASA (*Jet Propulsion Laboratory, Johns Hopkins y The Aster Spectral Library*).

11.3 Ubicación y descripción geológica de las mineralizaciones

La presencia de indicios de manganeso e hierro ocurre en diversas formaciones volcánicas terciarias de composición riolítica. Concretamente la Isla de San Pietro es la que alberga el mayor número de afloramientos. Estas mineralizaciones están relacionadas con las estructuras que podrían haber conformado la última y posiblemente la mayor de las calderas existentes en esta región y se presentan en diferentes morfologías: *stockworks*, diseminaciones, reemplazamientos, impregnaciones y estratos o mantos; concentradas principalmente en el tramo superior de la secuencia volcánica, hacia el final de la serie de riolitas alcalinas transicionales y en las series comendíticas. En general la tendencia estructural de las mineralizaciones se asocia a los dos grandes grupos de fallas y fracturas descritos en la sección 6.5.3 del capítulo 6; con direcciones principales promedio NNO a NNE (casi N-S) y secundarias ONO (casi E-O). Los últimos estudios realizados en esta zona desde Sinisi et al. (2012) hasta Pitzalis et al. (2019) sólo se han concentrado en las mineralizaciones de tipo stockwork en dos zonas puntuales dentro de San Pietro. Aquí se abordará el estudio más detallado de las mineralizaciones estratiformes y se revisará

nuevamente las áreas con intenso stockwork y diseminaciones en las siete áreas más importantes mencionadas en la metodología.

11.3.1 En la Isla de San Pietro

11.3.1.1 Zona de Mina Capo Becco y Cala Fico

La mineralización en Capo Becco es de tipo estratiforme con una continuidad aproximada de 2 km en sentido E-O, delimitada en los dos extremos de esta dirección por fallas de rumbo NNO y NNE. La dirección general de todo el paquete mineralizado es N300° con una pendiente promedio de toda la zona entre 15°-25° al SE. Testa (1983) reporta en una galería que el manganeso aparece como un estrato inclinado cerca de 40° con inmersión al S, y en un pozo minero aproximadamente a 10 m de profundidad, el manto de manganeso conserva el rumbo N300° con una inmersión de 45° al SO (Fig. 11.2). Más hacia el E, fuera del área de la Montagna di Capo Rosso, la inmersión de los mantos se invierte. En los informes mineros de 1980 realizados por la empresa Bariosarda SpA junto al Servicio Geológico de Italia, se menciona la posibilidad de que la mineralización siga abierta hacia el N, pero en este caso estaría por debajo de las coladas comendíticas de la unidad LCO3-L de Ravenna-Becco-Nasca. A su vez en esos informes se sugirió una investigación geofísica y perforaciones, que finalmente no se concretaron. Una columna detallada (Fig. 11.3) de la zona mineralizada fue presentada por Uras (1965) y se resume en la Tabla 11.1.

Tabla 11.1: Descripción detallada del perfil vertical de la zona mineralizada en la Mina Capo Becco. Adaptado de Uras (1965). Correspondencia con la columna de la Fig. 11.3 B.

Niveles en orden estratigráfico	Potencia (m)
Arcillas blancas e Ignimbritas Argilizadas de techo	1-3
Ocre rojo (sangre)	0.10-0.20
Jaspe amarillo y rojo a techo del ocre amarillo	0.20-1
Jaspe amarillo intercalado con ocres	0.10-0.80
Ocre amarillo	0.15-1.35
Jaspe Amarillo/rojo/violáceo	0.10-1
Ocre rojo laminar	0.10-0.80
Ocre y Jaspe violáceo (en lentes y con importante presencia de Baritina)	0.10
Manganeso	0.10-1
Jaspe Rojos	0.10-0.25
Arcilla roja-ocre (en lentes)	0.10-0.3
Arcillas blancas e Ignimbritas Argilizadas de base	1-3

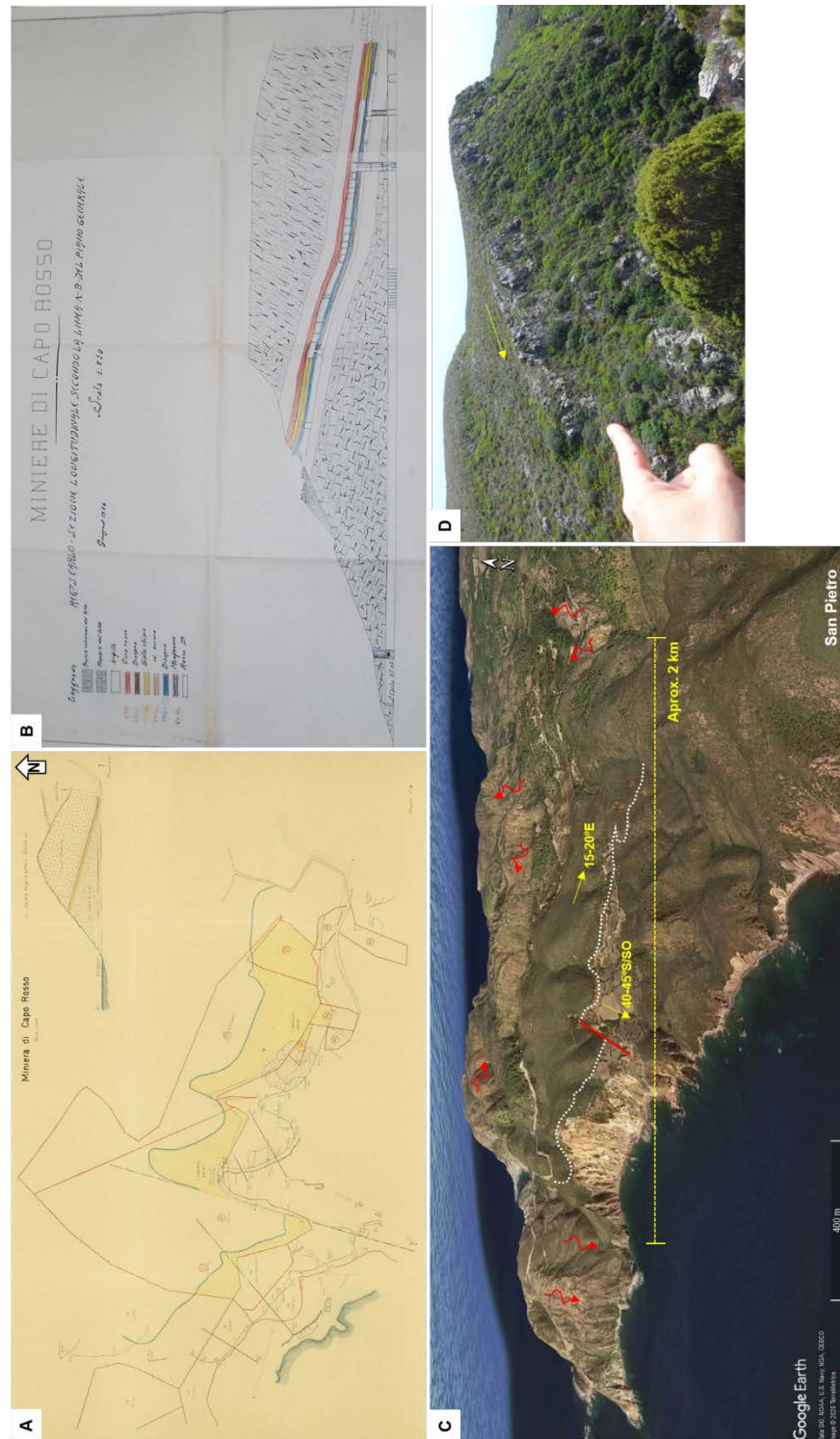


Fig. 11.2: Costa O de San Pietro. A) Concesiones mineras y esquema general de los mantos de manganeso en la Mina Capo Becco. B) Perfil con escala 1:250 mostrando la distribución de la mineralización. Mapa y perfil cedidos por el *Archivio Storico Minerario IGEA SpA*, Monteponi, Iglesias. C) Vista entre Capo Sandalo, Cala Fico y Montagna di Capo Rosso. La línea blanca punteada sigue las mineralizaciones del sector del Becco. Las flechas rojas indican dirección de flujo de domos-coladas e ignimbritas comendíticas. Las flechas amarillas indican la inclinación general de la pendiente estructural hacia el E-SE y el buzamiento de los mantos de manganeso hacia el S-SO. D) Vista de la pendiente estructural desde el NE.

Algunas fallas menores de dirección NO-SE con inclinación de 70° muestran una zona intensamente brechada en cuyo relleno se depositan óxidos de manganeso, con una potencia de este plano de aproximadamente 2 m (Fig. 11.4).



Fig. 11.4: Sector de importante fracturación en Cala Fico, con fallas y brechas tectónicas que muestran una fuerte circulación de fluidos hidrotermales y depósito de óxidos de Mn y Fe. A) La zona de falla tiene una extensión de 3 m y el domo comendítico está completamente argilizado. B) El relleno central en el plano de falla con óxidos de manganeso tiene una potencia de 20 cm. C) Fracturas paralelas a la falla principal cortan la estructura del domo, y se produce circulación de fluidos que oxidan la roca de caja. D y E) muestran en detalle los fragmentos de la zona de brecha que corresponden a la subunidad LCO1-D.

Los óxidos de Mn están representados principalmente por texturas de flujo, siguiendo la foliación de flujo del domo durante su emplazamiento. Además, se ha observado en algunas fracturas menores también mineralizaciones de tipo stockworks, bastante más espaciadas. Es frecuente también el hábito botroidal y las dendritas de tamaños centimétricos (Fig. 11.5)

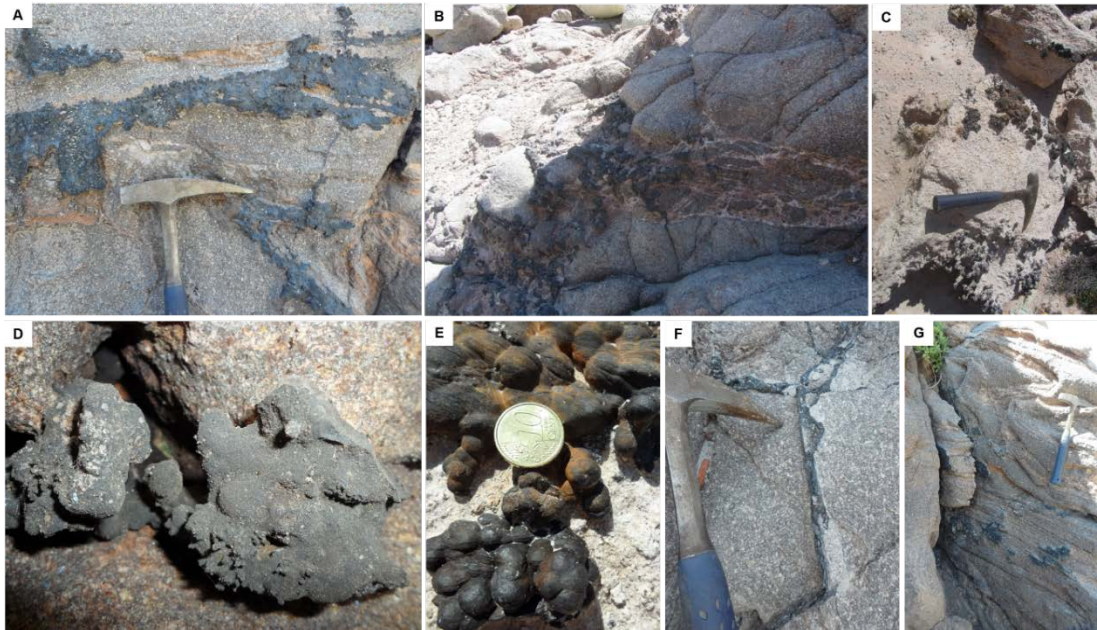


Fig. 11.5: Texturas de los óxidos de Mn y Fe en la subunidad comendítica del domo de Cala Fico. A) Mn-ox siguiendo la foliación y pliegues de flujo del domo, estas texturas demuestran un estado de emplazamiento de la mineralización mimetizando las estructuras dúctiles del cuerpo magmático. B) Sector con intensa brechificación, en particular no se trata de una fractura y parece corresponder con brechificación hidráulica por circulación de fluidos. C) Texturas dendríticas. D) Hábito masivo de óxidos de Mn. E) Hábito botroidal de óxidos de Mn. F) Fracturas de comportamiento frágil con relleno de óxidos de Mn. G) Vista a escala más generalizada, con un importante flujo del domo y los óxidos de Mn siguiendo la estructura.

El techo de las mineralizaciones en este sector O de San Pietro lo marca la subunidad Genarbi, donde se puede observar una impregnación muy pervasiva en todo el nivel ignimbrítico final de esta compleja secuencia de depósitos de flujo (Fig. 11.6) Notoriamente, no se observa mineralización de manganeso en la base de esta secuencia (por ejemplo, en la oleada piroclástica o en los niveles epiclásticos). Es importante mencionar en este afloramiento, que la unidad dómica traquiandesítica (TRQA) se encuentra en contacto inferior con este nivel de Genarbi (Fig. 11.7) y es posible que durante su emplazamiento haya removilizado el manganeso desde los niveles inferiores estratigráficamente, y favorezca la precipitación de los fluidos hidrotermales en una roca de matriz porosa, como es este nivel. Las texturas más llamativas están representadas por dendritas de manganeso que superan los 20 o 30 cm.



Fig. 11.6: A y B) Subunidad Genarbi, ignimbrita del nivel superior. Este nivel es el que se correlaciona con el nivel mineralizado de La Piramide. C) Dendritas de hasta 30 cm de tamaño.

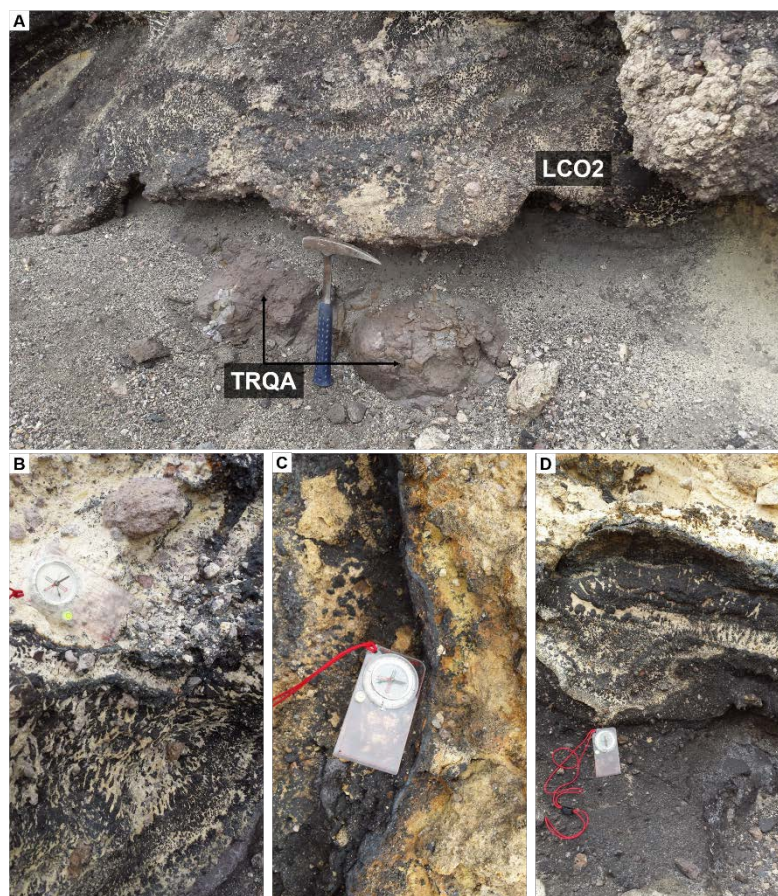


Fig. 11.7: A) Contacto entre unidad traquiandesítica TRQA y comendita de LCO2. B) Óxidos de Mn pervasivos sobre la matriz ignimbrítica. C) fracturas que cortan toda la subunidad, también rellenas con óxidos de Mn. D) nivel más masivo, la impregnación con óxidos de Mn oblitera la textura original de la roca.

También se presentan planos de fracturas rellenos con estos óxidos de manganeso. No se observa mineralización de manganeso en la TRQA, pero la roca está intensamente alterada por fluidos hidrotermales, lo que se ha demostrado químicamente, incluso con un fuerte enriquecimiento en HREE.

11.3.1.2 Zona de Mina La Piramide y Cantera de Macchione

Esta zona constituye un bloque limitado tectónicamente por las fallas principales N-S, el límite al oeste está en el profundo canal de Baccio y el límite este con un importante escalón hacia la Saline di Carloforte.

En el sector O, en la Mina de La Piramide, la explotación de Mn se hizo en galerías. Las capas mineralizadas tienen un rumbo N295° con buzamiento de 15-18°ENE. Esto sigue la tendencia estructural reportada en la mina Capo Becco, aunque el buzamiento como se mencionó antes está invertido y en este caso es hacia el NNE (Fig. 11.8). Aquí la mineralización se concentra en las unidades comendítica, con impregnaciones, nódulos y dendritas en la subunidad Genarbi (LCO2), brechiforme y en *stockworks*, en la subunidad Punta Senoglio (LCO4-B). Algunas impregnaciones menores y pátinas se pueden ver a techo de la galería entre la subunidad Cala Lunga (LCO6) y la parte basal del vitrófiro (UCO1-C) de la Unidad Monte Ulmus. La Unidad Carloforte no tiene evidencias de mineralización (Fig. 11.9).

Hacia el este, las rocas de caja de las mineralizaciones están intensamente silicificadas, principalmente en la zona de la cantera de Macchione, donde la mayor potencia de afloramiento corresponde a la unidad riolítica de Matzaccara y donde la mineralización se presenta en fracturas e impregnaciones, además de venillas tipo *stockworks* centimétricas, con acción penetrativa hacia la matriz de la ignimbrítica. Este venilleo no es muy denso y presenta un pulso tardío de venillas con ópalos de color crema y rosado precipitando en el centro de fracturas rellenas previamente con óxidos de Mn. En varios sectores se observa que el halo más externo desde la pared de la venilla hacia la roca de caja está formado por la difusión de óxidos de hierro que muestran un marcado halo rojo en la matriz ignimbrítica (Fig. 11.10)

Es evidente que aquí existe un salto tectónico importante entre La Piramide y Macchione, siendo la zona de cantera el bloque hundido de la falla que delimita la fractura principal de la caldera. En la cantera el vitrófiro UCO1 desaparece y la subunidad LCO6 pasa directamente a estar en contacto con la Unidad Carloforte.

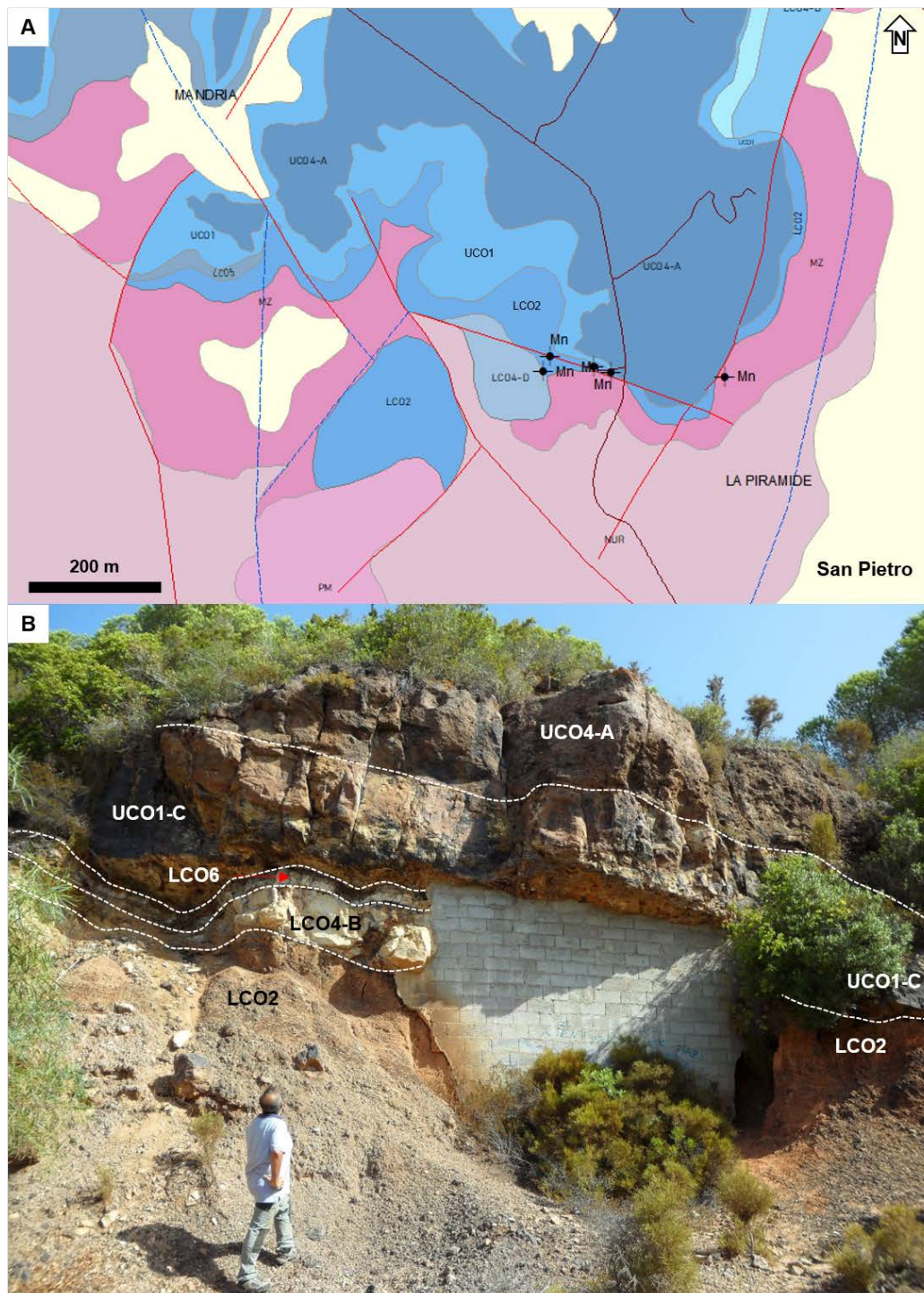


Fig. 11.8: Mina La Piramide. San Pietro. Serie comendítica inferior (LCO) en contacto con la superior (UCO) comendíticas desde LCO2 hasta LCO6 que por problemas de escala se ven representadas en el mapa (A) sólo como subunidad Genarbi en contacto con Carloforte. Como muestra el mapa, más hacia el este sobre la Unidad Matzaccara, hay una cantera que exhibe un marcado *stockwork* con mineralización de Mn-Fe y un pulso tardío de ópalos color rosado. En ese sector MZ está intensamente silicificada. Es importante resaltar que las mineralizaciones se concentran sobre las fracturas principales y que el domo pantellerítico LCO4-D responde a ese lineamiento estructural casi E-O. En B) se define la volcanoestratigrafía de este sector, clave para correlacionar las mineralizaciones con la situación de la Mina de Capo Becco.

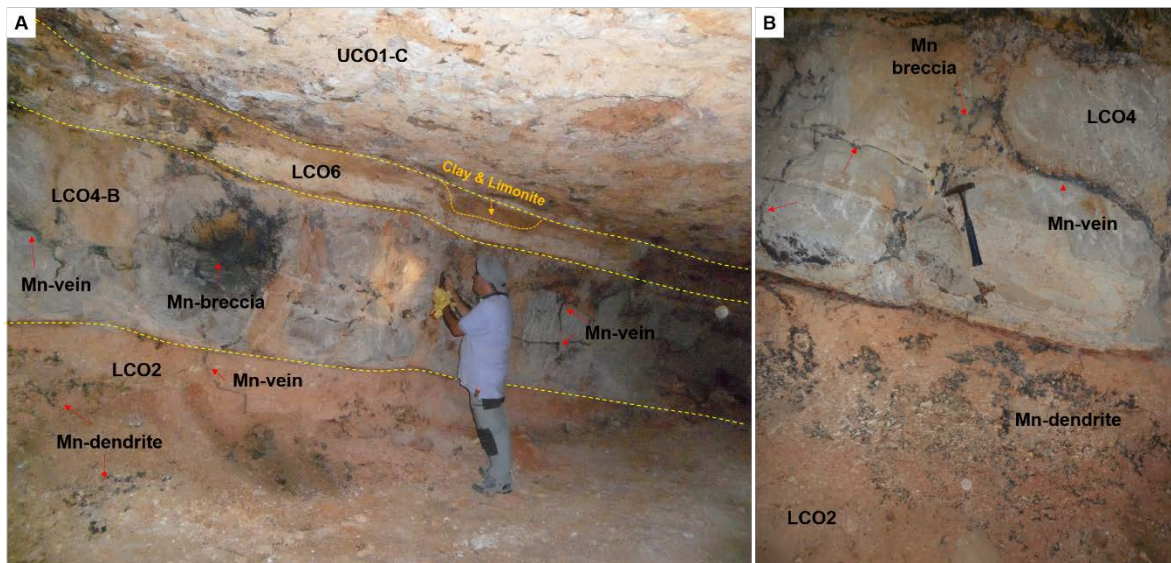


Fig. 11.9: Mina La Piramide. San Pietro. Los óxidos de Mn y Fe se alojan en diferentes unidades comendíticas desde LCO2 hasta LCO6, y como pátinas en la parte inferior del vitrófiro basal de Monte Ulmus (UCO1). A) Vista general de la inclinación de las unidades buzando hacia el NE. La subunidad LCO2 está intensamente bentonitizada y oxidada, se reconocen pumitas blancas menos afectadas. Las texturas más características en este sector corresponden a dendritas de manganeso, disseminaciones e impregnaciones en matriz ignimbrítica, zonas de brechas y stockworks. Hacia el techo en contacto entre LCO6 y UCO1 se puede seguir el nivel característico de argilización que separa las series, prácticamente en toda la región.

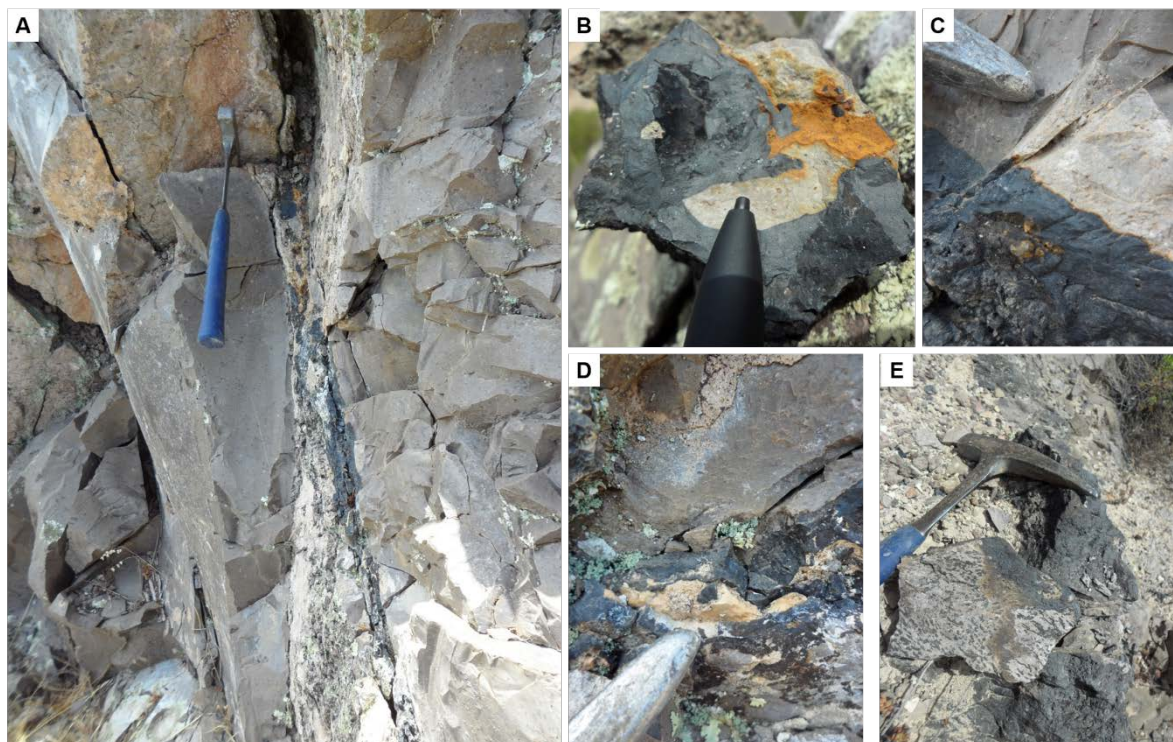


Fig. 11.10: Sector de la Cantera de Macchione, dónde la roca de caja de las mineralizaciones corresponde principalmente a la Unidad Matzaccara. A) Vetas de tipo stockworks de óxidos de Mn. B y C) Contactos irregulares hacia las paredes de venillas e impregnación con la roca ignimbrítica. D) Pulso tardío de ópalo rosado que se encuentra hacia el centro de fracturas previas. E) Dendritas.

11.3.1.3 Zona de Punta Nera

Tectónicamente este sector está caracterizado por un sistema de fallas N-S, que según Uras (1965) corresponde al sistema más oriental en continuación con la gran línea tectónica de la zona de Macchione. La mineralización de óxidos es muy escasa con una zona de varias fracturas mineralizadas que en total no superan los 40 m de ancho en una extensión (continuidad aproximada) de 500 m (Uras, 1965; Testa, 1983). Según Guerin (1982) el mineral principal en las venillas es psilomelano. La roca de caja es la Unidad Nuraxi, principalmente hacia techo de esta unidad (en las subunidades con pumitas abundantes, NUR-p1) Las fracturas en Punta Nera se pueden seguir por dos pequeñas galerías de exploración que miran hacia el mar. La primera galería de 3 m de ancho que se cierra en 5 m de fondo tiene rumbo N002° y buzamiento de 75°O. La segunda galería con 1 m de ancho y rumbo N300° buza 75°SO. El estilo de mineralización está representado por un denso *stockwork* hacia las paredes de la fractura y en contacto con la roca de caja, mientras que hacia el centro de la estructura se presenta como relleno de una brecha tectónica (Fig. 11.11).

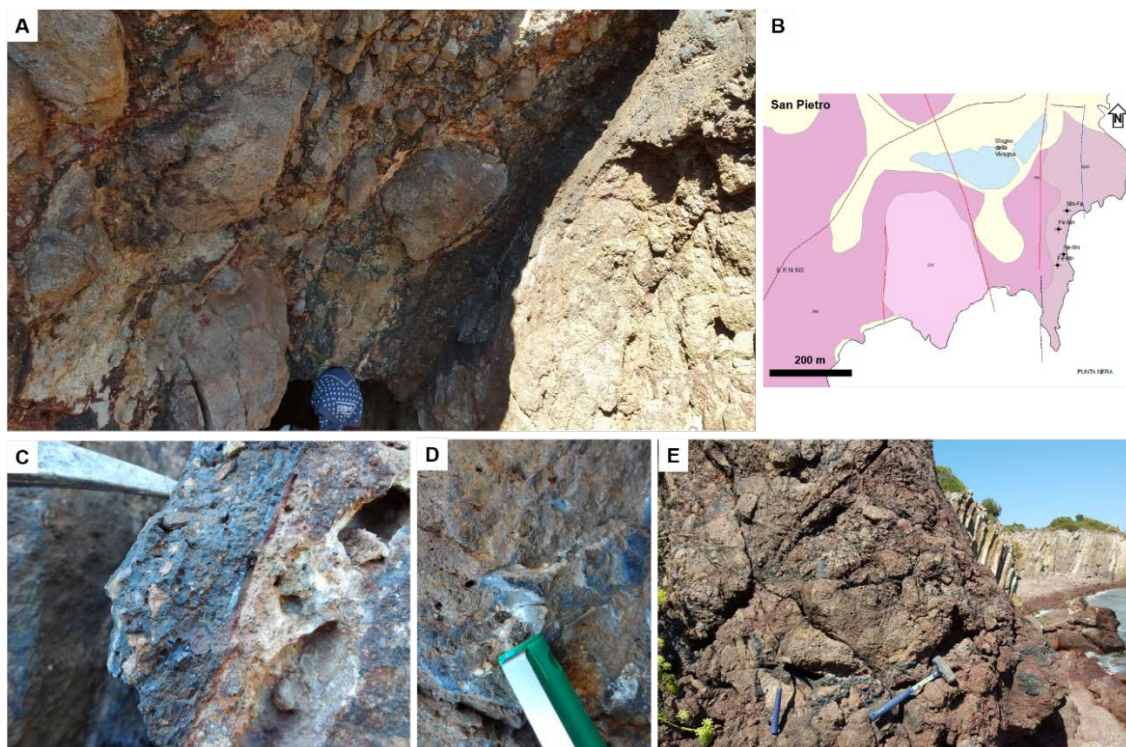


Fig. 11.11: Mineralizaciones de óxidos de Fe y menor Mn en Punta Nera, San Pietro. A) Ingreso a una galería de exploración sobre un plano de falla. Nótese los grandes fragmentos que conforman la brecha tectónica en la unidad Nuraxi, cuyo relleno corresponde a estos óxidos. B) Mapa de ubicación con los afloramientos. C) Venas de 5 a 7 cm de ancho principalmente de óxidos y silicatos de hierro. D) Pulso tardío de ópalo blanco. E) Afloramiento con óxidos de Fe impregnados en la ignimbrita de la Unidad Nuraxi.

De las observaciones en campo se puede deducir un alto contenido de óxidos de hierro por encima del de los óxidos de manganeso. Las venillas más grandes tienen entre 3 y 10 cm de potencia y numerosas venillas <1 cm hasta capilares. Principalmente se observan minerales del grupo de la goethita en hábito botroidal y hematita más pulverulenta. La presencia de ópalo como pulso tardío también se observa en esta zona, aunque no es muy frecuente. En general hay una fuerte alteración argílica e intensa oxidación. Es característico encontrar limonitas, illitas y una arcilla verdosa similar a nontronita. Es evidente que esta oxidación es producto de la circulación de fluidos hidrotermales en una de las unidades con mayor proporción de FeO en roca total dentro de las riolitas de la serie media (MRH).

11.3.2 En la Isla de Sant'Antioco

En esta isla las manifestaciones relacionadas a mineralizaciones de óxidos de manganeso no tienen relevancia desde el punto de vista minero, como si la tienen en San Pietro. Durante las campañas de cartografía se han podido observar algunas impregnaciones menores en unidades como Conca is Angius y Nuraxi hacia el centro de la isla al N de Perdas de is Ominis, también en el contacto entre ambas unidades al S en Sa. Corona de Su Crabi. En la bibliografía se menciona el yacimiento de S'Arrosixeddas (Uras, 1965; Testa 1983; Guerin, 1982), aunque no se ha podido localizar durante los trabajos de campo, y su posición en el mapa se colocó por la geolocalización brindada por Sandro Tocco (com. pers., basada en el mapa metalogenético del EMSa). Al igual que lo observado en San Pietro, las mineralizaciones en la Unidad Nuraxi tienen una proporción más alta de óxidos de hierro que de manganeso. En la subunidad Genarbi, algunos sectores en el perfil de carretera próximo a Cala Lunga presentan indicios menores de Mn en forma de dendritas e impregnaciones (ver foto B.1 del capítulo 6 en Fig. 6.12) que se correlacionan con las descripciones de la Mina de La Piramide en San Pietro y con el perfil presentado en la carretera de Matzaccara en el Entrotterra Sulcitano (en foto B del capítulo 6, Fig. 6.11).

11.3.2.1 Zona de Cala Lunga

Las mineralizaciones de óxidos de manganeso en este sector son un poco más voluminosas que las mencionadas arriba, y están relacionadas con áreas de intenso reomorfismo durante el emplazamiento de la Unidad UCO3-A de Monte Ulmus, también asociadas a los bordes de algunos *blisters* y como venillas y fracturas que cortan la foliación de flujo de la ignimbrita (Fig. 11.12). Se observan óxidos de hierro hacia los halos más externos de las mineralizaciones con una importante oxidación. La potencia de las venillas

es muy variable, desde milimétricas hasta centimétricas, en ocasiones impregnadas hacia la matriz ignimbrítica confiriendo un ancho de 30 o 40 cm. No se han observado labores mineras en esta zona. En general la textura más característica de los óxidos de Mn y Fe es de tipo dendrítica.

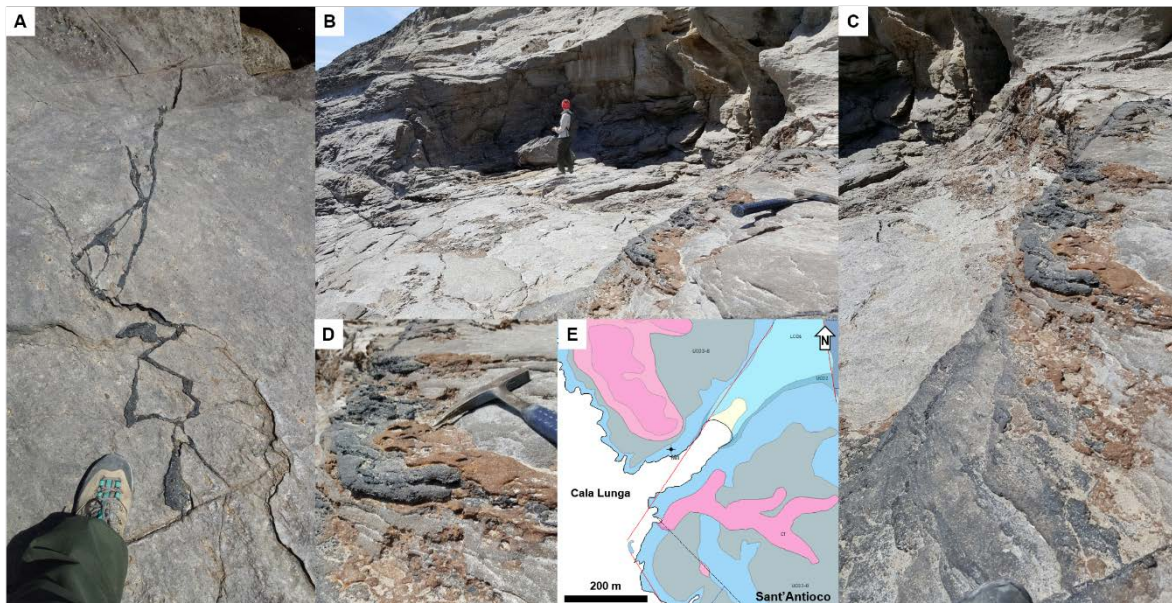


Fig. 11.12: Mineralizaciones de Mn y Fe en Sant'Antioco. Sector de Cala Lunga. A) Venas irregulares que atraviesan el nivel reomórfico. B) Estructura tipo *blister* con óxidos en su borde más externo. C) Detalle de la circulación de fluidos hidrotermales en el borde del *blister* y óxidos de Mn y Fe que precipitan de forma pervasiva hacia la roca de caja. D) mayor detalle de la foto C. E) Mapa de ubicación del afloramiento.

11.4 Resultados

11.4.1 Estudio de los procesos de alteración hidrotermal en rocas de caja

Las unidades afectadas por las mineralizaciones de manganeso han sufrido una notable alteración hidrotermal como se describió en las muestras de afloramiento. Dos procesos son los más importantes y controlan el mayor volumen de rocas afectadas: la silicificación y la argilización. La unidad que ha sufrido la mayor silicificación es Matzaccara y es la que está en contacto inmediato con jaspes en el Becco y con abundantes ópalos color rosado en Macchione (Fig. 11.3). Al microscopio se observa una matriz reemplazada por sílice, con texturas tipo opalinas botroidales en la ignimbrita poco soldada, o por una masa completamente amorfa sin posibilidad de distinción entre vidrio volcánico y silicificación, cuando la riolita está intensamente soldada (Fig. 11.4). Otra de las unidades que presenta silicificación menor, es Nuraxi en el sector de Punta Nera, pero no llega a tener la intensidad que para la unidad MZ.

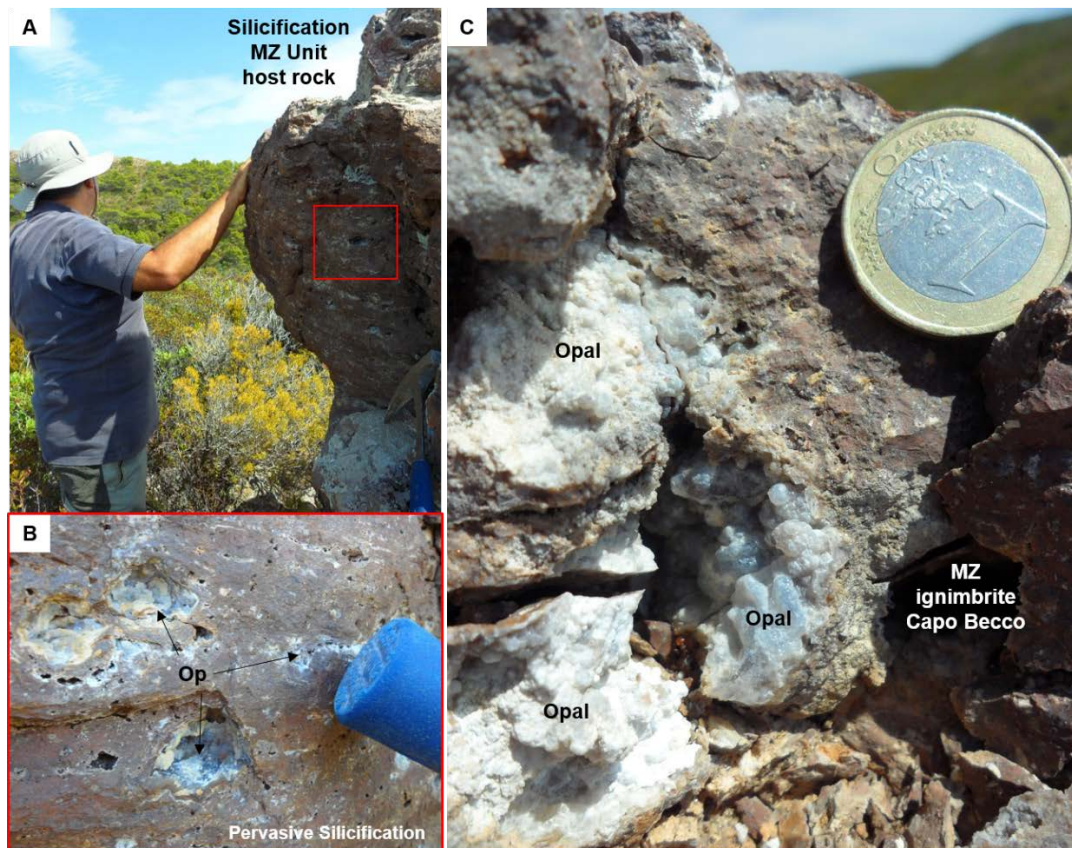


Fig. 11.13: A) Unidad Matzaccara en San Pietro, en inmediaciones de la Mina Capo Becco. Esta unidad está en contacto con los jaspes y es afectada por fuerte alteración argílica, además de la silicificación. B) Detalle de la fotografía A, donde se observa como la roca de caja tiene silicificación pervasiva tanto en la matriz como en las vesículas y pumitas de la unidad ignimbrítica. C) Ampliación de fotografía B, nótese la precipitación y relleno de ópalo en espacios abiertos.

El resto de unidades están fuertemente afectadas por alteración argílica, entre ellas también Matzaccara y Nuraxi.

En el sector del Becco los niveles arcillosos producto de alteración hidrotermal de las rocas de caja pueden seguirse a lo largo de los 2 km de extensión junto con la mineralización, aunque en intervalos discontinuos. Las arcillas blancas y rojas muy características en contacto con la roca de caja, son el producto de alteración de las ignimbritas y tienen una potencia entre 40-70 cm, desde el contacto con los ocre y jaspes hasta la roca fresca (Fig. 11.15). También se observan unas arcillas de color amarillo intenso que están presentes prácticamente en todas las unidades (Fig. 11.16). Tal como se describió en el capítulo 10 un grupo de arcillas amarillas coincide el grupo de esmectitas de tipo nontronita identificada mediante microsonda electrónica de barrido (EPMA) durante el estudio de los xenolitos calcosilicatados.

En Guerin (1982) resultados de DRX indican que las arcillas asociadas a los fluidos hidrotermales del mismo sector de estudio se tratan de arcillas predominantemente illitas y

en menor medida esmectitas. En Uras (1965) se reportan montmorillonitas. Los espectros obtenidos por DRX en los laboratorios de CCiT son coherentes con estas descripciones previas. Tal como se mencionó en la metodología se realizaron determinaciones mediante técnica SWIR de estos niveles arcillosos y estos resultados se exponen a continuación.

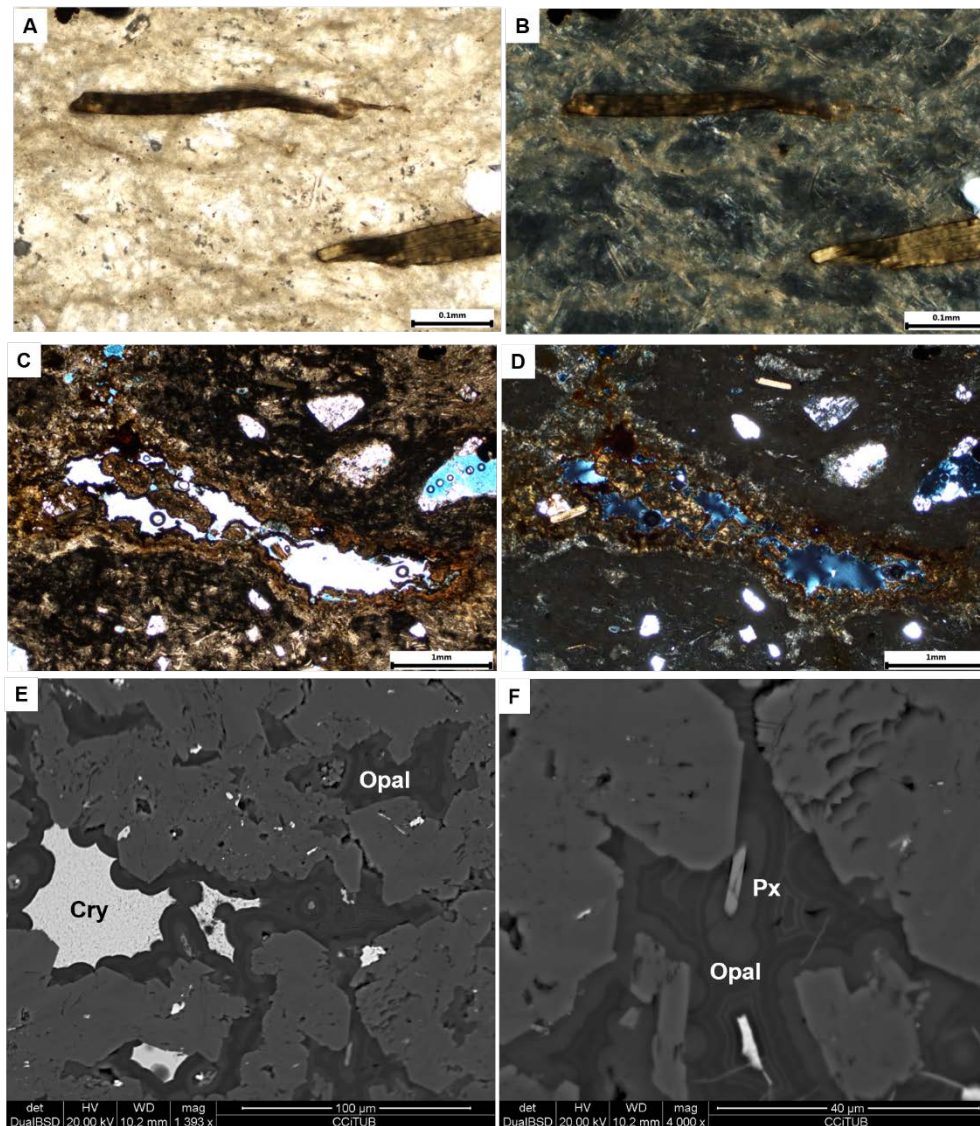


Fig. 11.14: Unidad Matzaccara afectada por silicificación debida a procesos hidrotermales. A) y B) corresponden a una muestra en la zona de La Piramide, con las características biotitas de color bronce y una matriz amorfa de color gris amarillento de aspecto masivo por el reemplazo de sílice. C) y D) corresponden a una muestra en el sector del Becco, con evidencias de una desvitrificación intensa y relleno de vesículas con ópalo. Esto es equivalente a la foto 11.13 de afloramiento. E) y F) corresponden a una muestra de la cantera de Macchione donde se observa ópalo en hábito concéntrico, botroidal en la matriz de la ignimbrita y rodeando cristales. A, B, C, D: imágenes con microscopio petrográfico (nícoles paralelos a la izquierda y nícoles cruzados a la derecha). E y F: imágenes de electrones retrodispersados (BSE), con microscopio electrónico SEM-EDS. Cry: criptomelano.



Fig. 11.15: Isla de San Pietro. Niveles de arcillas producto de alteración hidrotermal de las rocas de caja, que pueden seguirse a lo largo de los 2 km de extensión de la mineralización, aunque en intervalos discontinuos. A) Galería minera derrumbada en el sector central de la Mina Capo Becco. Se presenta la secuencia estratigráfica de los jaspes hacia el techo del paquete mineralizado, en contacto con la roca de caja. Observar la intensa alteración argílica de la Unidad Matzaccara en transición hacia la roca fresca. B) Detalle de la fotografía A con un primer nivel de mezcla entre arcillas del grupo illita-esmectita y óxidos de hierro (hematita y limonita), hacia una zona de arcillas blancas y color crema del grupo de las esmectitas. C) Detalle de la fotografía A entre el contacto de la zona argilizada y la roca fresca. D) Otra galería con patrón similar de alteración argílica dentro de la Mina Capo Becco. E) Área más externa del sector mineralizado, hacia el SE donde se puede seguir un manto de poca potencia de jaspes (30-50 cm) entre la Unidad Montagna di Capo Rosso en la base y Matzaccara en el techo. La zona de alteración argílica sigue los patrones expuestos anteriormente.

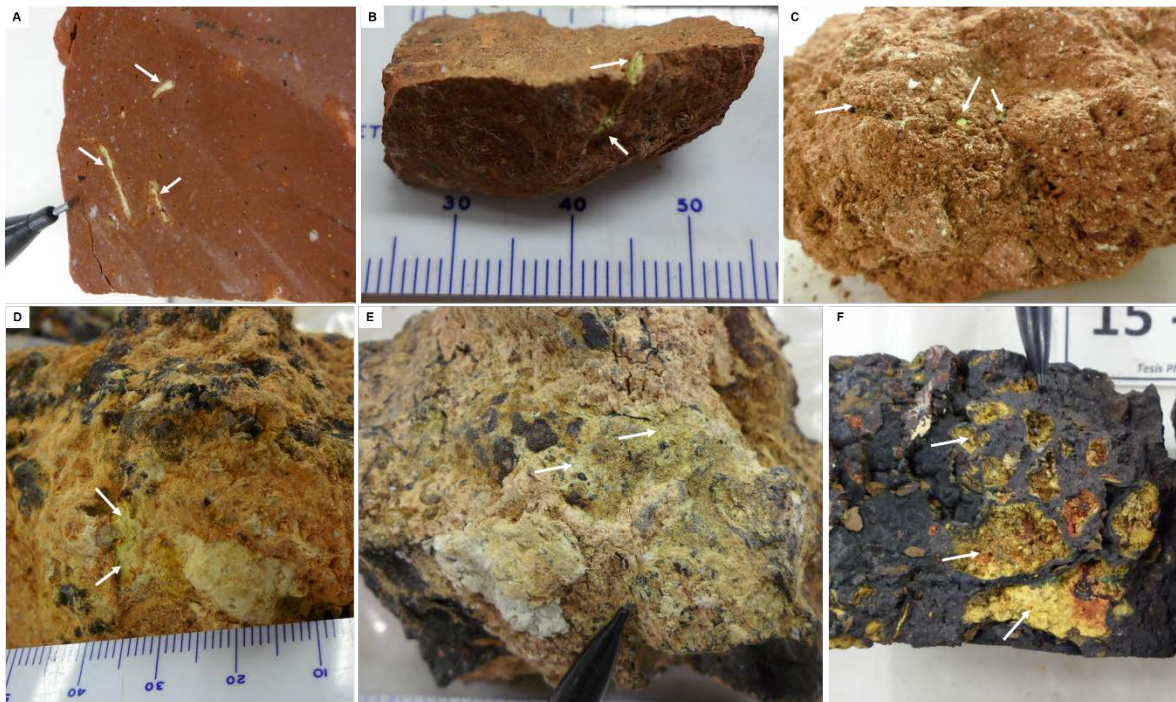


Fig. 11.16: Mineral amarillo señalado con flechas blancas en todas las fotografías, identificado como nontronita por determinación con microsonda electrónica de barrido. Pertenece al grupo de las esmectitas y está presente en numerosos puntos de muestreo tanto en los niveles exclusivamente argílicos como en los productos de alteración de las rocas de caja en sectores intensamente brechados con relleno de Mn. A) Nivel de alteración argílica más rojizo en la Mina Capo Becco (ver figura 11.5 B) con presencia de nontronita en la zona argilizada de MZ. B) Sector de alteración de limonitas en la Mina La Piramide, a techo de la subunidad LCO6 (comendita). C) y D) representan argilización de la subunidad Genarbi en el sector de La Piramide, con abundante presencia de nontronita. E) Sector mineralizado con brechas de Mn y nontronita como fase abundante producto de alteración de la roca comendítica LCO4-B. F) Mineralización en brechas de falla rellenas con Mn en el sector de Punta Nera (Unidad Nuraxi), los fragmentos terrosos de color amarillo (nontronita) y pardo (hematita y *limonita*) son producto de la alteración argílica intensa.

Dentro del grupo de arcillas blancas, en la muestra 15-247 se determinaron interestratificados de sepiolita y montmorillonita. Las inflexiones características a longitudes de onda son: 1414-1416; 1439-1440, 1801; 1908-1909; 2208 (Fig. 11.17). La sepiolita es un silicato de magnesio hidratado formado por precipitación de aguas salobres o salobres cercanas a la superficie. Por lo tanto, la sepiolita se encuentra típicamente en estratos lacustres, a menudo salinos (Jones y Conko, 2011). Estos minerales indican fluidos de pH neutro y temperaturas de estabilidad de montmorillonita por debajo de 150°C (Okada et al., 2000).

Otro grupo posible se ha identificado como caolinita-esmectita de capa mixta que suele desarrollarse a partir de la alteración del feldespato K. Las inflexiones características a longitudes de onda son: 1415-1416; 1460, 1805 (dickita); 1908; 2207 (Fig. 11.18).

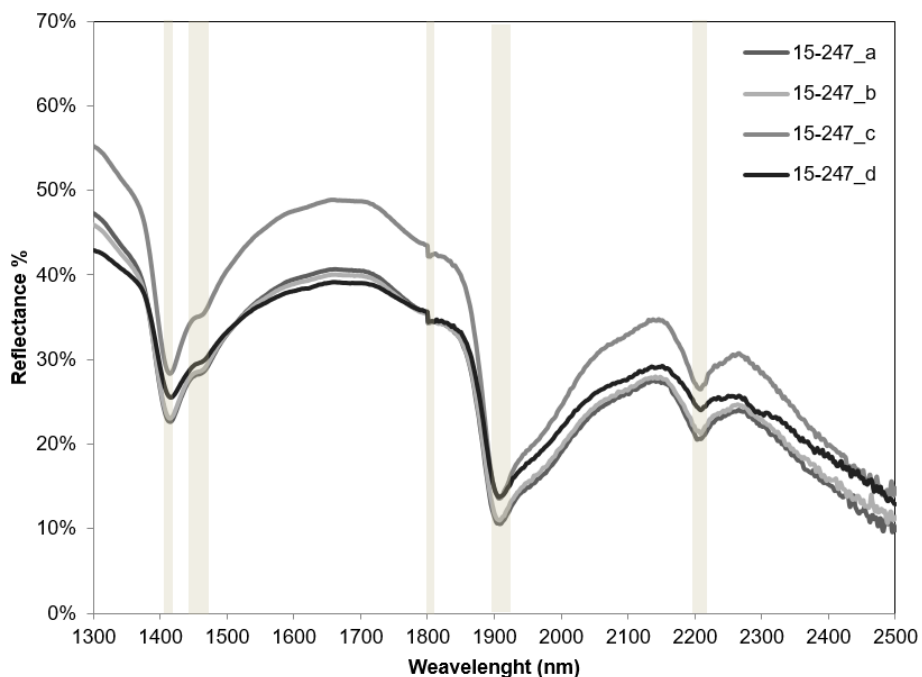


Fig. 11.17: Arcillas Blancas de Mina Capo Becco: espectro de reflectancia SWIR determinado para el grupo esmectitas, interestratificado entre sepiolita y montmorillonita. Las medidas se realizaron en 4 sectores diferentes de la muestra (15-247 a, b, c, d). Las bandas marrones corresponden a las principales características de absorción.

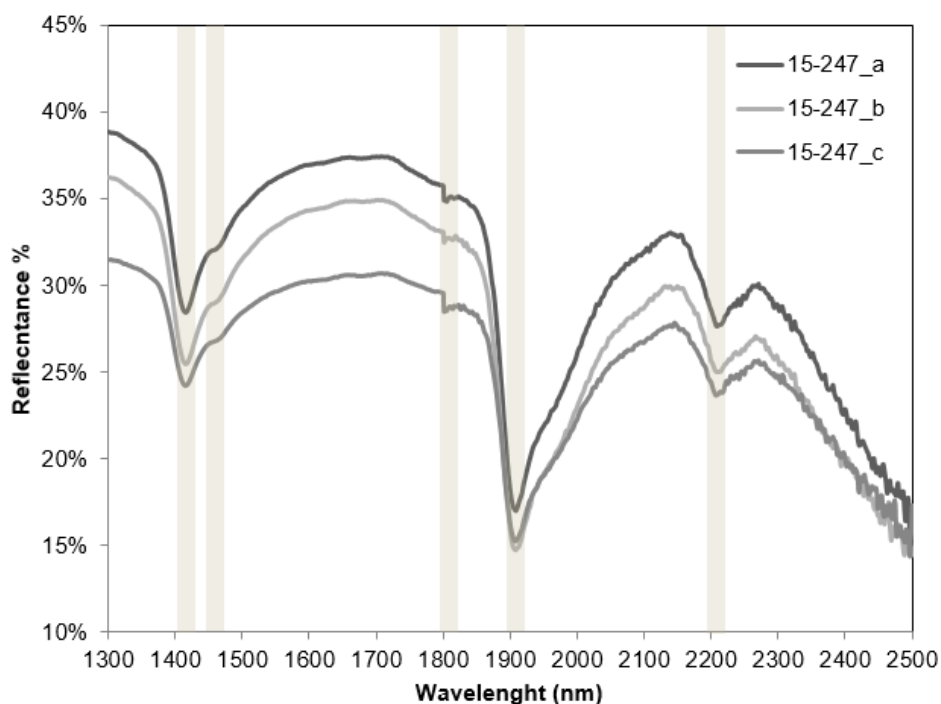


Fig. 11.18: Arcillas Rojas de Mina Capo Becco: espectro de reflectancia SWIR determinado para el grupo caolinita-esmectita, interestratificado entre dickita y montmorillonita. Las medidas se realizaron en 3 sectores diferentes de la muestra (15-247 a, b, c). Las bandas marrones corresponden a las principales características de absorción.

La dickita se forma después de la caolinita y representa las condiciones máximas de alteración hidrotermal. Es estable en un rango de temperatura entre 200°C y 290°C, a pH bajo (Papoulis et al., 2005; Corbett y Leach, 1998). El tercer grupo de arcillas corresponde a illita-esmectita. Las inflexiones características a longitudes de onda son: 1415 (montmorillonita), 1801 (opalo) 1911 (illita) y 2210 (Fig. 11.19). Cuando estas dos arcillas están juntas el rango de temperaturas aumenta hasta 220°C y el pH entre 5 y 6 (Corbett y Leach, 1998).

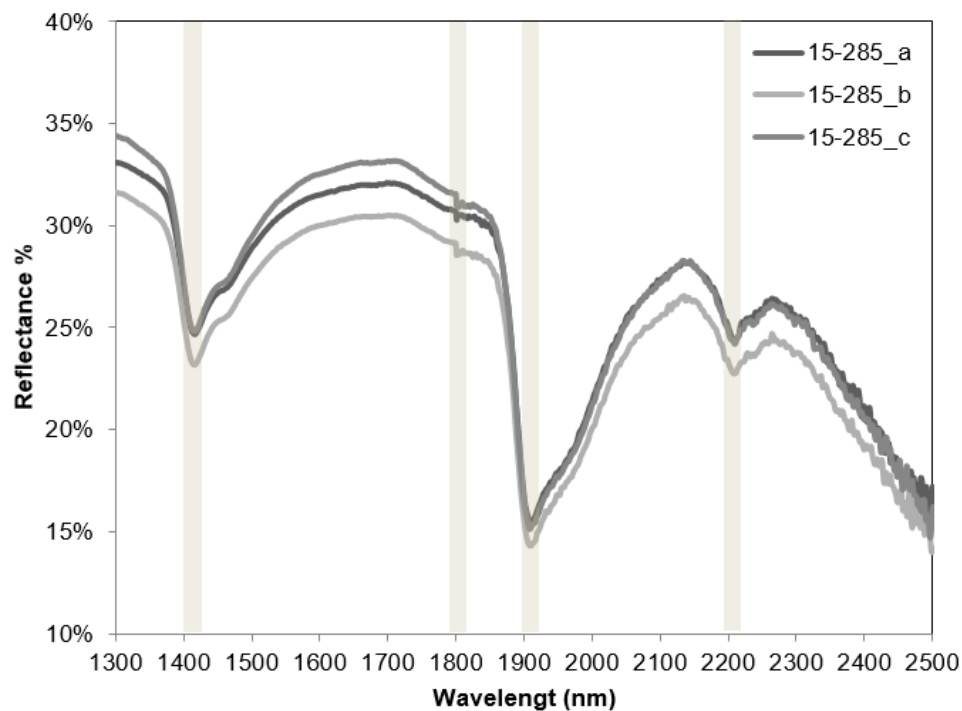


Fig. 11.19: Arcillas Rojas de La Piramide: espectro de reflectancia SWIR determinado para el grupo illita-esmectita. Las medidas se realizaron en 3 sectores diferentes de la muestra (15-285 a, b, c). Las bandas marrones corresponden a las principales características de absorción

Finalmente, el último grupo está determinado por caolinita-montmorillonita, Las inflexiones características a longitudes de onda son 1415, 1915-1916, 2164 y 2208 (Fig. 11.20).

Los resultados obtenidos en DRX y SWIR permitieron establecer la paragénesis mineral entre óxidos y alteraciones, proporcionando información sobre las condiciones de pH del sistema, situadas en un rango de 4.5 a 6 y temperaturas entre 140° y 220°C.

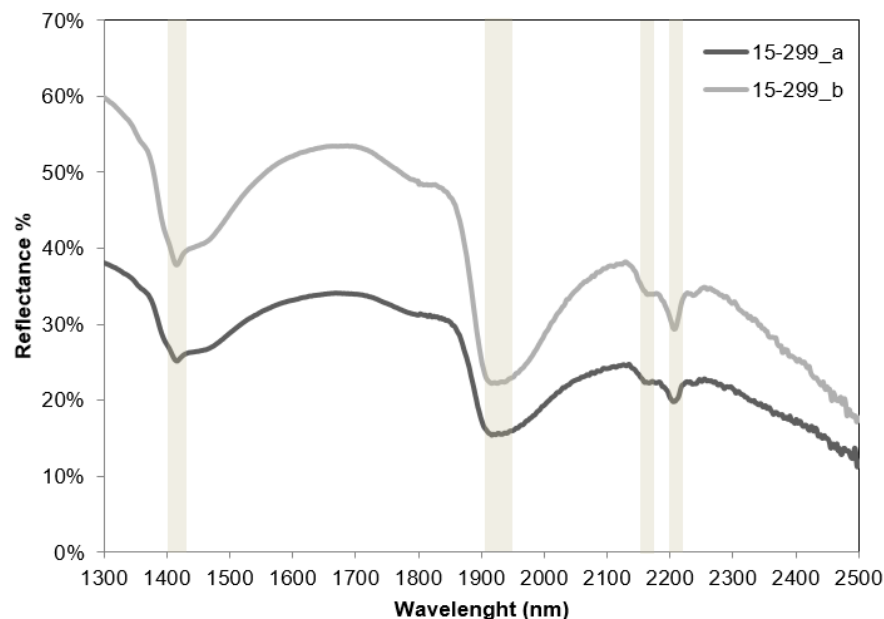


Fig. 11.20: Arcillas Rojas de La Piramide: espectro de reflectancia SWIR determinado para el grupo caolinita-montmorillonita. Las medidas se realizaron en 2 sectores diferentes de la muestra (15-299 a, b). Las bandas marrones corresponden a las principales características de absorción

11.4.2 Jaspes

Los mantos de ocres y jaspes constituyeron el nivel guía en la prospección y explotación de las Minas de la zona de Capo Becco, debido a la dureza y resistencia de los jaspes a la erosión por encima de las rocas ignimbríticas. Los ocres están formados por una mezcla entre limonita, hematita y arcillas. Los niveles de color amarillo tienen predominio de limonita y los rojizos, de hematita. En Guerin (1982) dentro de la galería de la Mina Santa Rosa se han descrito alternancia de jaspes con finas capas de ocres y manganeso (tipo *wad*) pulverulento que mediante técnicas de DRX determinó proporciones variables de hematita, goethita, cuarzo y vetillas menores de barita.

Los niveles de ocres de color marrón tienen cantidades considerables de óxido de manganeso. Los jaspes están finamente estratificados, variando de colores rojizos, marrones y amarillentos en función del contenido de hierro y manganeso. Los niveles amarillos están menos silicificados. Se observa en toda la secuencia de jaspes que éstos están atravesados por venillas de hasta 2 cm perpendiculares a la laminación, las cuales están rellenas de cuarzo (Qz) blanco hialino, y otras venillas milimétricas, que pueden seguir paralelamente las laminaciones, aunque en ocasiones parecen ramificarse de las venillas perpendiculares (Fig. 11.21). En algunos lugares se ven ramificaciones de las fracturas que terminan en estructuras tipo cola de caballo. Los sectores fuertemente fracturados en los jaspes dónde la deformación no es evidente (ya que no se observan

desplazamientos o pliegues), o es muy leve, son comúnmente fracturas diagenéticas tardías y posteriores a la mayoría de las otras características diagenéticas en la roca. Ocasionalmente se pueden usar para predecir la orientación y proximidad de zonas de falla (Scholle, 2001) (Fig. 11.22).

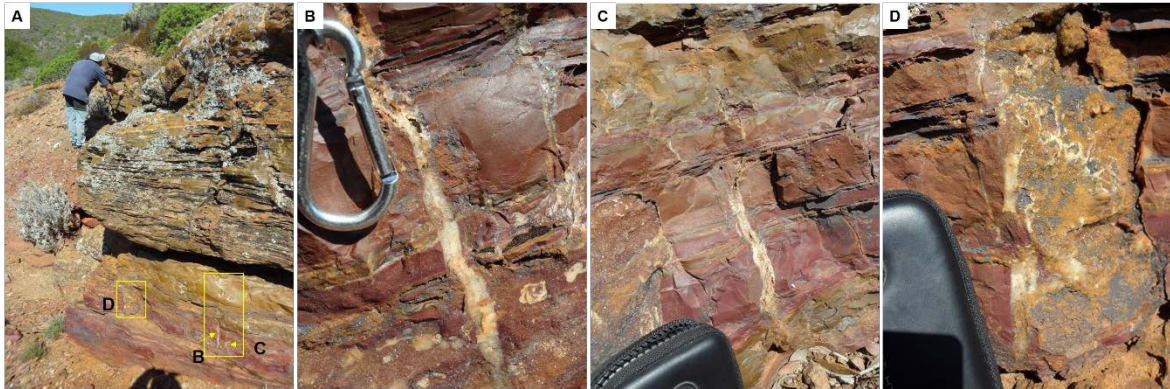


Fig. 11.21: Afloramiento de jaspes laminados de al menos 2 m de potencia en la zona de Mina Capo Becco. A) los cuadros en amarillo marcan la posición de las fotos sucesivas. B) venillas de cuarzo que cortan toda la secuencia. C) ramificación de las venillas hacia niveles paralelos más friables. D) plano paralelo que intersecta una venilla mostrando también la precipitación de óxidos de Mn, posiblemente por removilización de los niveles inferiores de óxidos.

La secuencia de los jaspes inicia con una zona de brecha donde se mezclan jaspes amarillos y brechas cuarzosas, que luego se va laminando hacia techo. Estas brechas son monomíticas, del propio jaspe (autobrechado). Se observan fragmentos de cuarzo que están cortados por las venillas milimétricas de Qz hialino. Estas brechas parecen producirse in situ y pueden representar el conducto principal de un sistema hidrotermal (Fig. 11.23). En general los fragmentos presentan repetidos eventos de brechificación y relleno de vetillas de Qz hialino. Este nivel de brechas ocupa los primeros 60-70 cm de potencia, y lateralmente no superan la extensión de 3 m. Sólo se encuentra de manera localizada, por ello se asume que corresponde a los conductos alimentadores del sistema hidrotermal. El contacto inferior de esta brecha está representado por óxidos de manganeso y arcillas. Particularmente se han observado algunas muestras de manganeso con una textura caótica, con mezcla de fragmentos de jaspes y arcillas que parecen corresponder al mismo sistema (Fig. 11.24). Además de las vetillas perpendiculares y paralelas, rellenas de Qz hialino, se observa otro juego de vetillas capilares, que desplazan a escala centimétrica y milimétrica las laminaciones en los jaspes. Tienen un patrón muy irregular y sinuoso, representado por superficies estilolíticas que generalmente cortan de manera oblicua a los jaspes, o son planas y siguen los contactos entre laminaciones de manera paralela. Estas pequeñas vetillas parecen corresponder a eventos de compactación diagenética (Fig. 11.25).

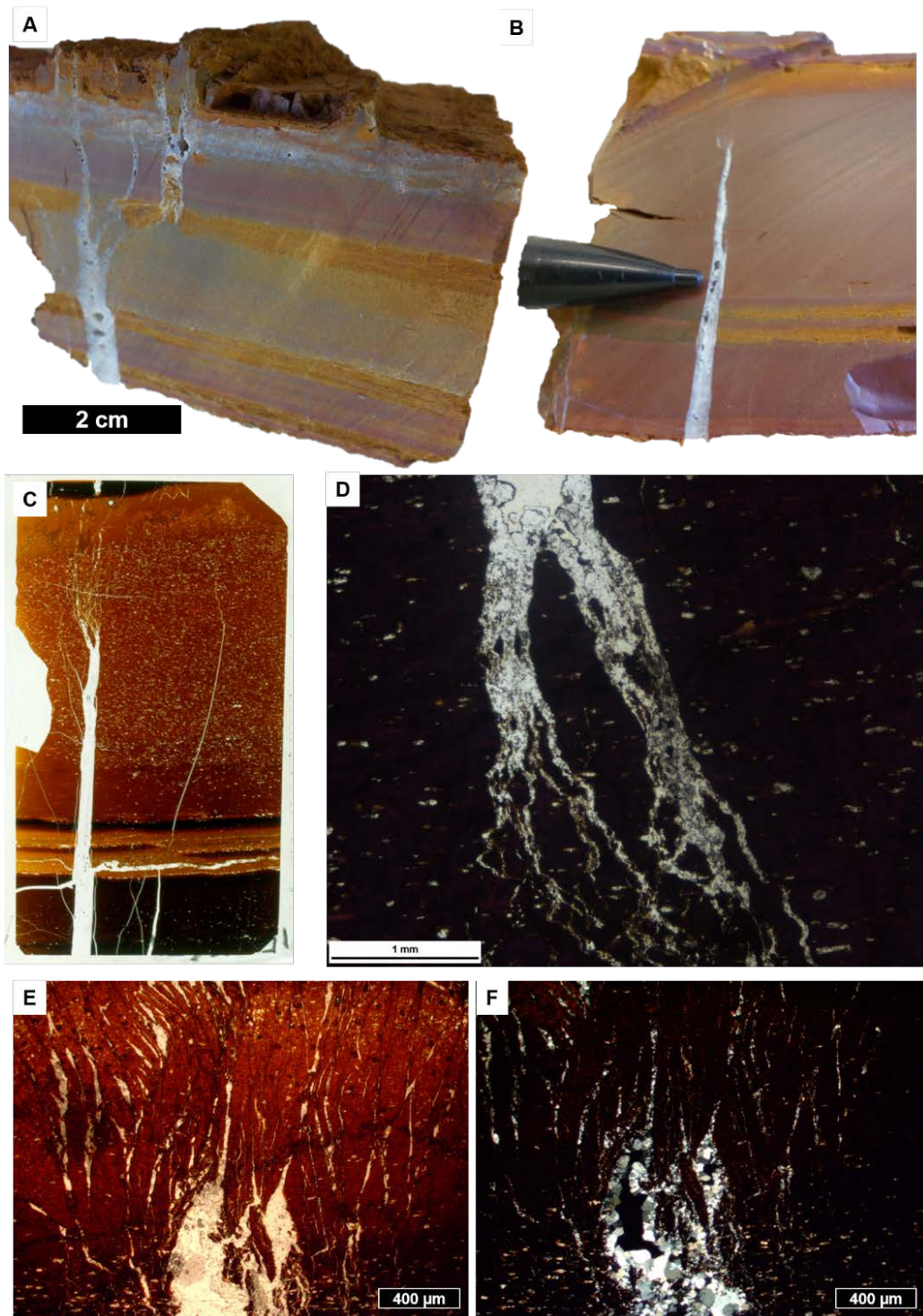


Fig. 11.22: Diferentes estilos de fracturas y venillas rellenas de cuarzo hialino y calcedonia que son posteriores a la formación de los niveles de jaspes. En general todas estas estructuras son perpendiculares y se ramifican, también pueden seguir un plano de laminación (C, vista de una lámina delgada) donde la capa tiene menos competencia, por ejemplo, la interfase entre ocre y jaspes. En A, C y D se pueden observar las terminaciones tipo cola de caballo. En E y F se observa un fracturamiento muy intenso sin aparente deformación.

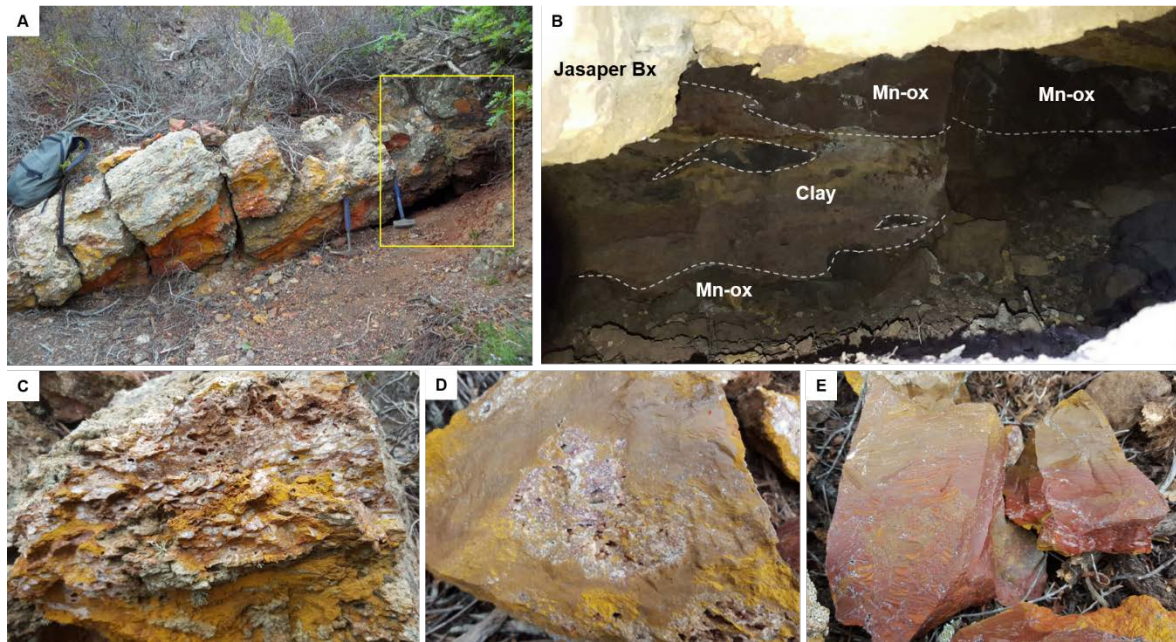


Fig. 11.23: Afloramiento en la Mina Capo Becco del nivel de jaspes brechados (jasper Bx), que pasan gradualmente a niveles más laminados aunque con textura un tanto caótica de las bandas. A) Nótese la inclinación de la capa siguiendo el buzamiento descrito para todo el sector (15-20°). El cuadro amarillo marca el espacio abierto de la fotografía "B" dónde se pueden observar por debajo de los jaspes niveles y lentes de óxidos de Mn (Mn-ox) y arcillas (clay) en contacto con la roca de caja. Desde C) hasta D) la secuencia de fotos está ordenada estratigráficamente.

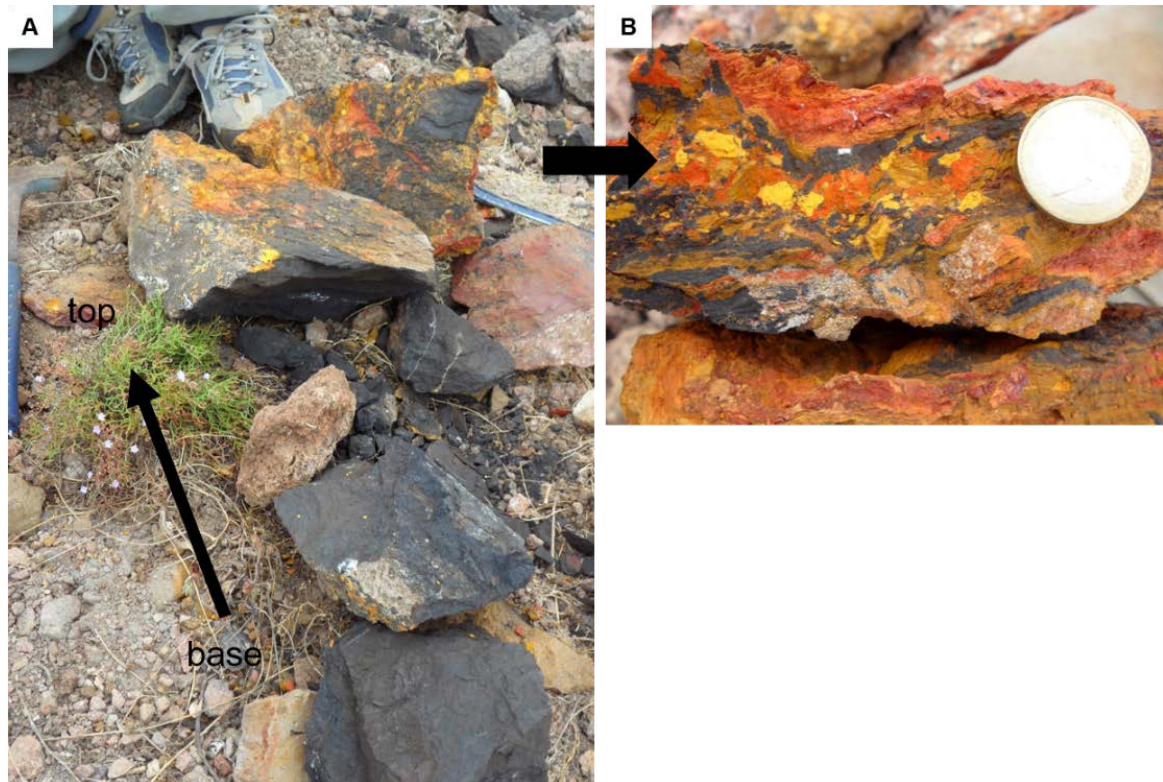


Fig. 11.24: Niveles de óxidos de manganeso que a techo presentan una zona caótica con fragmentos brechados que correspondería al contacto con los jaspes.

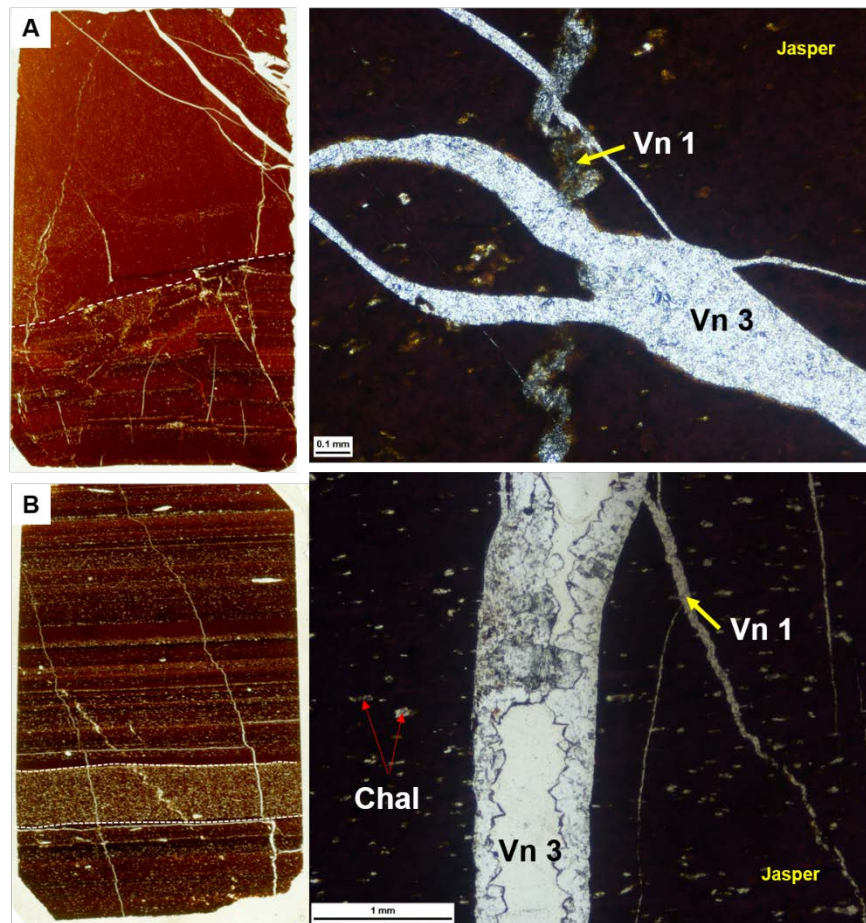


Fig. 11.25: A y B muestran fotos de secciones delgadas que permiten ver el sistema de fracturación debido a los procesos diagenéticos (compactación, precipitación y cementación) e hidrotermales. Las fotos de microscopio muestran dos tipos de venillas y su relación de corte. V1: venilla capilar con superficie estilolítica diagenética. V2: venilla hidrotermal de cuarzo hialino que corta a este primer sistema. Nícoles paralelos. Chal= calcedonia.

11.4.2.1 Petrografía de los jaspes

Los jaspes están compuestos en su mayor parte por sílice, goethita y hematita, estos últimos confieren los colores rojos, pardos y amarillentos a la secuencia, y son atravesados por numerosas vetillas que cortan su laminación de manera perpendicular u oblicua, la mayoría de las veces. El estudio de las relaciones de corte de estas venillas es posible a través de la petrografía, aunque estos jaspes no tienen transparencia al microscopio y tampoco pueden estudiarse con luz reflejada; los minerales de cuarzo, ópalo, carbonatos y sulfatos, son prácticamente los únicos posibles de identificar. Esto permitió detallar los eventos de temporalidad en las relaciones de corte entre estas venillas para entender la secuencia de fluidos hidrotermales. Como se mencionó antes, las brechas en los jaspes y en algunos niveles de mezcla entre jaspes y óxidos de manganeso están formadas por fragmentos de cuarzo, estos fragmentos presentan dos pulsos reconocidos como cuarzo

gris (Qz1) y cuarzo blanco lechoso (Qz2). Estas brechas y los niveles laminares, a su vez están cortados por numerosas venillas que se describen temporalmente a continuación. Las primeras vetillas en formarse son de tamaño capilar a milimétrico (Vn1) y corresponden a los procesos de diagénesis durante la compactación de los estratos, la mayoría de ellas se han formado primariamente como barita, aunque luego fueron reemplazadas. Algunas evidencias o texturas relícticas se observan en las paredes de venillas que han sido posteriormente reabiertas. Estas superficies estilolíticas evidencian los procesos de disolución de sílice que se traduce en un pulso de tipo calcedonia (Vn2) que se deposita en venillas antiguas (Vn1) por reapertura y reemplazo de barita en las vetillas estilolíticas y también como masas y/ o concreciones en determinados lugares de los jaspes. Por ejemplo, la calcedonia reemplaza cristales de barita que se observan relícticos en la matriz de los jaspes, con una disposición de estos cristales, paralela a la laminación (Fig. 11.26). Estas concreciones o masas de calcedonia también corresponden a las etapas de diagénesis (disolución-precipitación). Generalmente los procesos de diagénesis son responsables de que existan en los niveles de jaspes, sucesivas etapas de recristalización, disolución y precipitación, con transiciones entre ópalo-A a ópalo-CT y ópalo-CT a cuarzo (Murray, 1994). Las concreciones son más frecuentes en ambientes someros, y se forman por una precipitación y cementación preferencial de minerales en porciones localizadas de la roca (Ponce et al., 2018 y referencias ahí). En el caso de los jaspes, se observa que la cementación de calcedonia, siempre se produce preferencialmente sobre barita (Fig. 11.27). Estos niveles de abundantes cristales de barita en mosaico se preservan muy bien con los óxidos de manganeso, mientras que aquí en los jaspes están casi reemplazados en su totalidad. Un tercer pulso está evidenciado por vetillas de cuarzo hialino (Vn3), que a su vez representan el tercer tipo de cuarzo (Qz3) en la zona de brechas. Posterior a estos eventos de cuarzo hay un nuevo pulso hidrotermal cargado con bario (Vn4), ya que se deposita barita en vetillas capilares y sobre las texturas drúsicas de cuarzo hialino (Qz3) en venas previas. Esto indicaría que existen pulsos hidrotermales sucesivos como se comentó anteriormente durante la descripción de las brechas en los jaspes (Fig. 11.28). El siguiente pulso corresponde a venillas de carbonatos de calcio y magnesio (Vn5), que cortan a las venillas de calcedonia, los niveles de óxidos de Mn y menos frecuentemente a los jaspes (Fig. 11.29). Este carbonato está distribuido principalmente y de manera más penetrativa en los óxidos de manganeso. Se observa en determinadas muestras una fábrica *fenestral* (Choquette y Pray, 1970) con texturas de tipo *bird eyes*. Finalmente, el último pulso hidrotermal se representa por un ópalo color rosado (Vn6) cortando toda la secuencia y depositándose dentro de vetillas de óxidos de Mn y de calcedonia (Fig. 11.30).

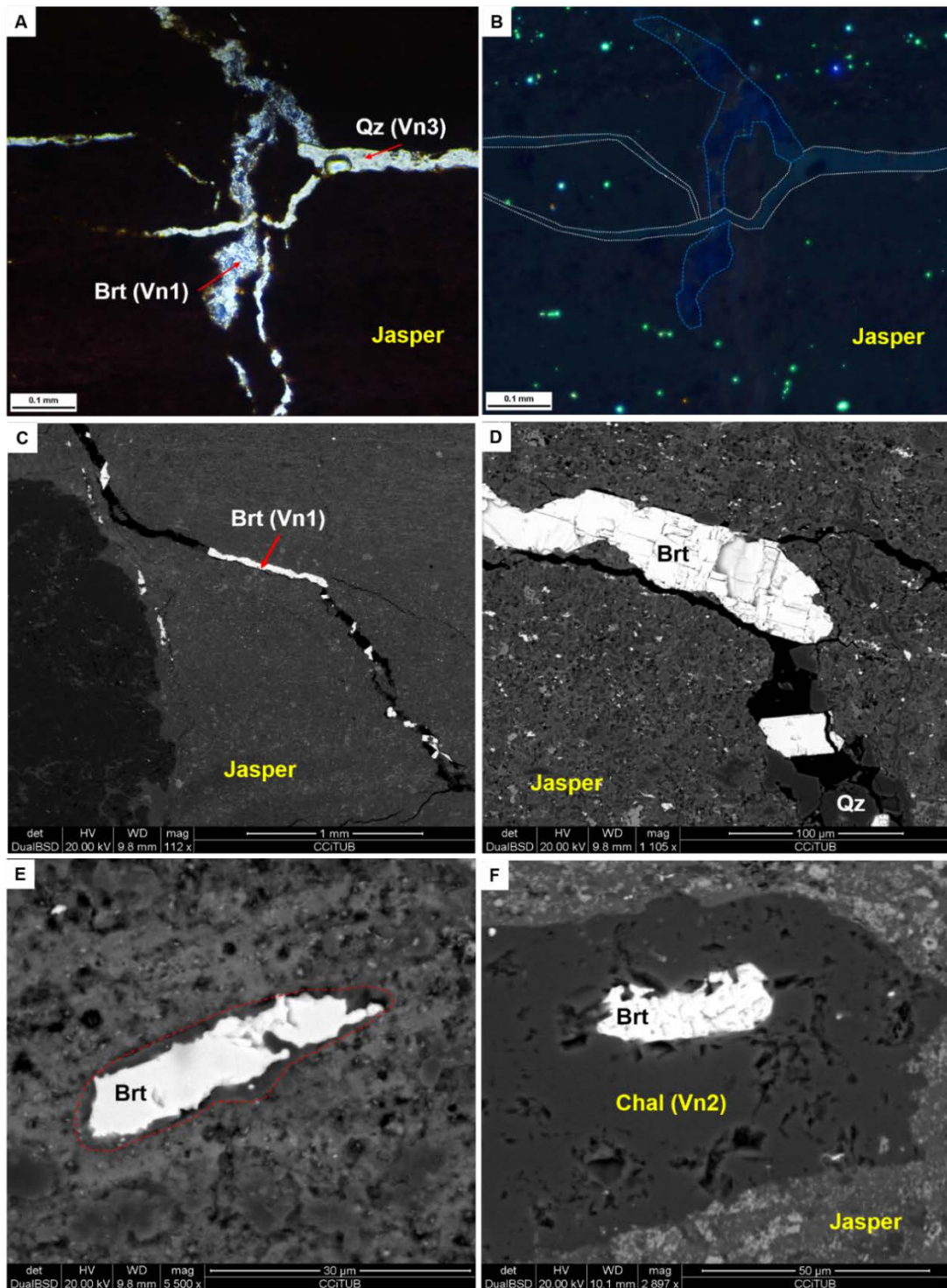


Fig. 11.26: A) Imagen con luz transmitida a nicols paralelos en jaspes, Vn1: venillas estilolíticas con barita (Brt) cortadas por Vn3: venillas de cuarzo (Qz) hialino. B) imagen equivalente en (A) por catodoluminiscencia (exposición 20s), se puede observar la barita de color azul más intenso. C) Barita en vetillas capilares (Vn1) sinuosas. D) Imagen ampliada de (C). E) Barita en proceso de reemplazo por calcedonia (Chal) en la matriz de los jaspes, este sería el segundo pulso de circulación de fluidos por procesos diagenéticos principalmente. F) Proceso de reemplazo por calcedonia queda barita relíctica en el centro del pseudocristal. Imágenes (C, D, E, F) corresponden a electrones retrodispersados con microscopio electrónico SEM-EDS.

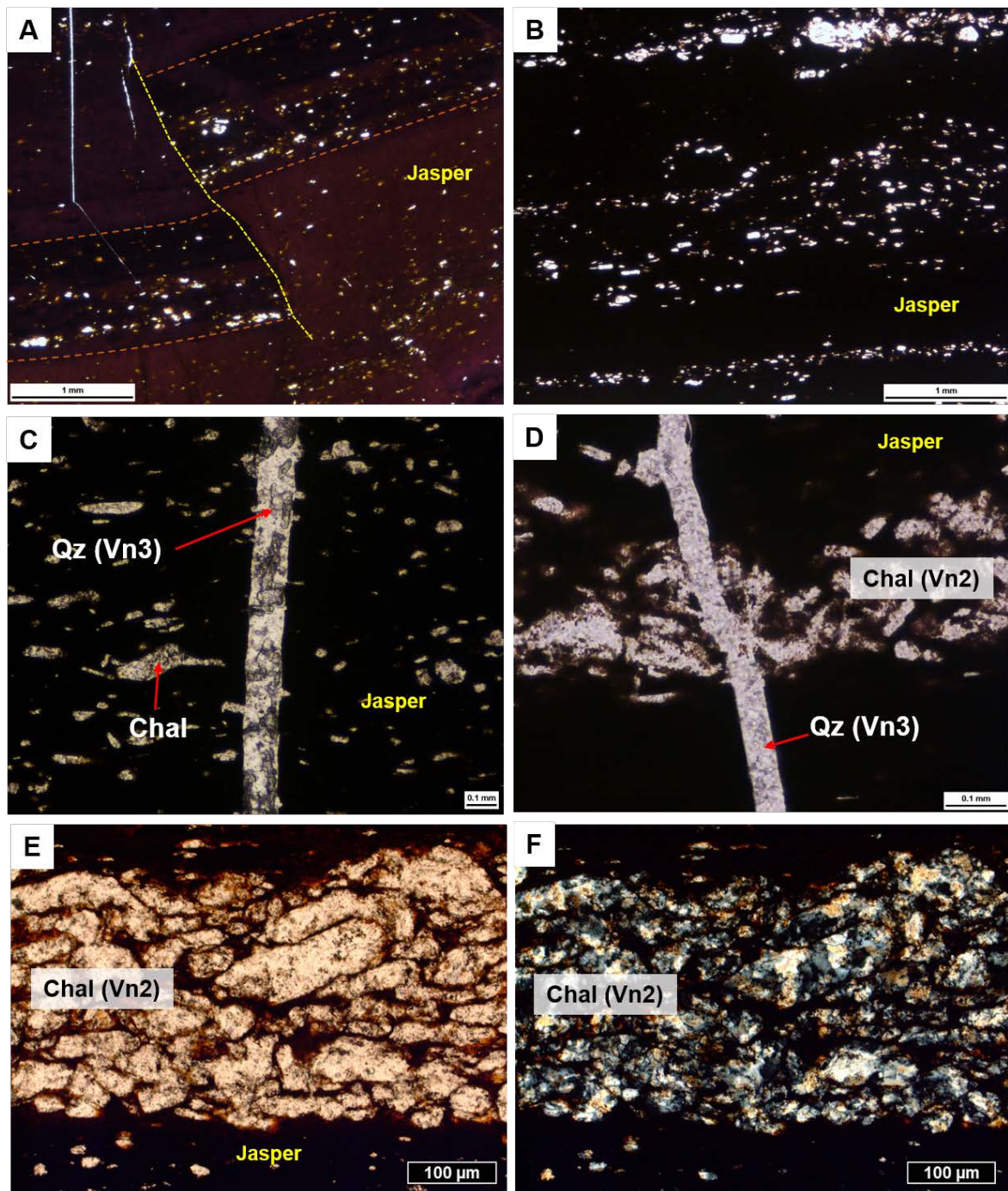


Fig. 11.27: A) Láminas de jaspes desplazadas durante la compactación por diagénesis a escala milimétrica. B) Pseudomorfos de cristales de barita abundantes en determinados niveles. C) Venillas de cuarzo hialino perpendiculares a la estratificación, tercer pulso de circulación de fluidos. D) Cuarzo hialino (Qz, Vn3) cortando masas o concreciones de calcedonia (Chl, Vn2), que reemplazan masas de cristales de barita. E y F) Niveles ricos en cristales de barita que fueron totalmente reemplazados por calcedonia. Se notan perfectamente los pseudomorfos de barita. Imágenes desde A a E a nículos paralelos. Imagen F a nículos cruzados en microscopio petrográfico de luz transmitida.

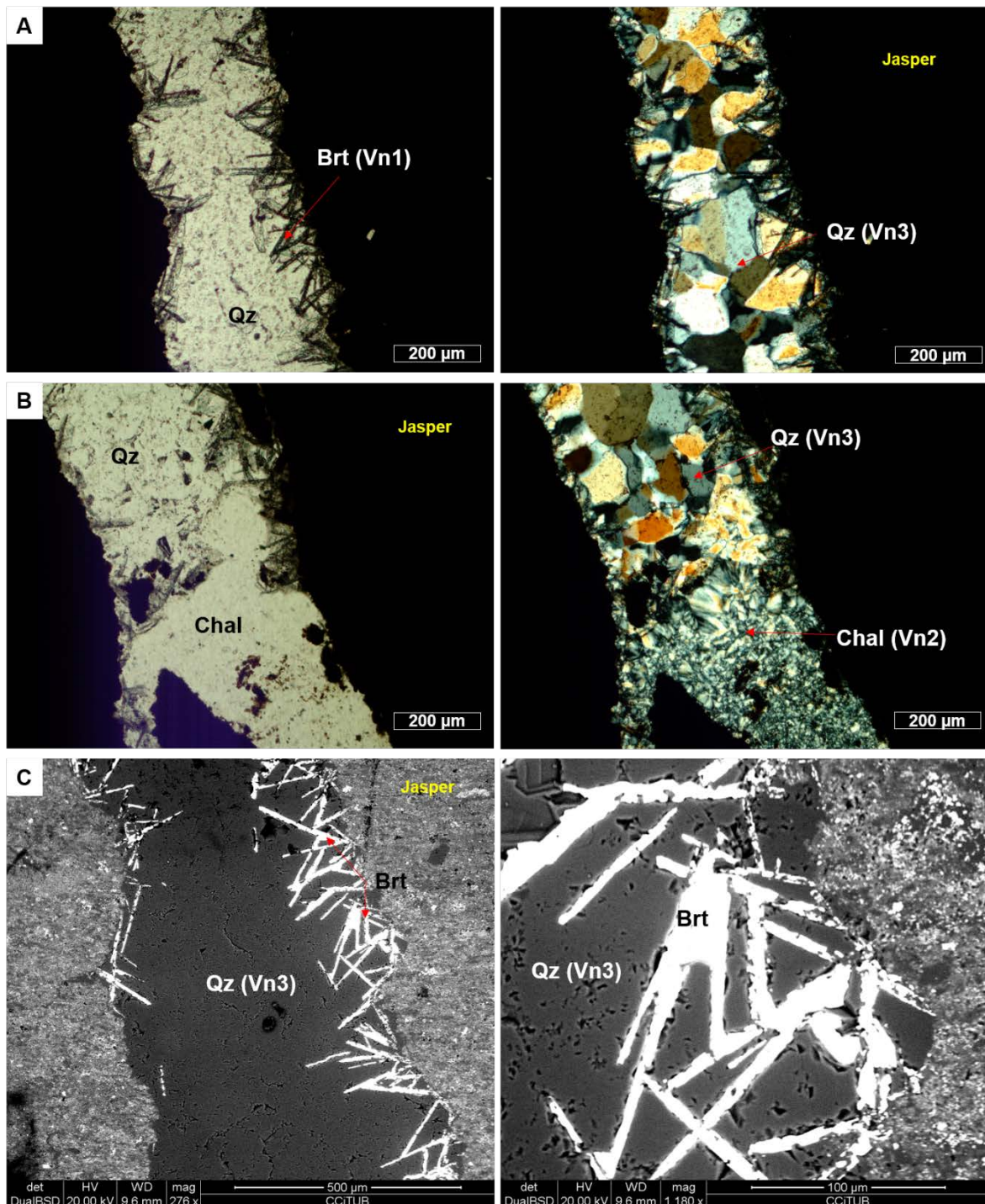


Fig. 11.28: A) Imagen a nícoles paralelos. Venillas capilares tipo Vn1 cuyas paredes están revestidas por barita (Brt) y posteriormente sustituida por calcedonia (Vn2). Esta venilla pareciera que no termina de cerrarse cuando ingresa el pulso de cuarzo (Qz) hialino (Vn3). B) Imagen a nícoles paralelos. Se observa una venilla con calcedonia (Vn2) con textura esferulítica, que fue parcialmente sustituida por Qz hialino (Vn3) en mosaico. En estas venillas el Qz suele cristalizar con puntas bipiramidales hacia el interior de la veta. Las imágenes equivalentes de A y B corresponden a nícoles cruzados. C) Imágenes con electrones retrodispersados mediante microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS). Se resaltan los cristales de barita con textura en peine en las paredes de las venillas que fueron reemplazadas posteriormente por Qz hialino.

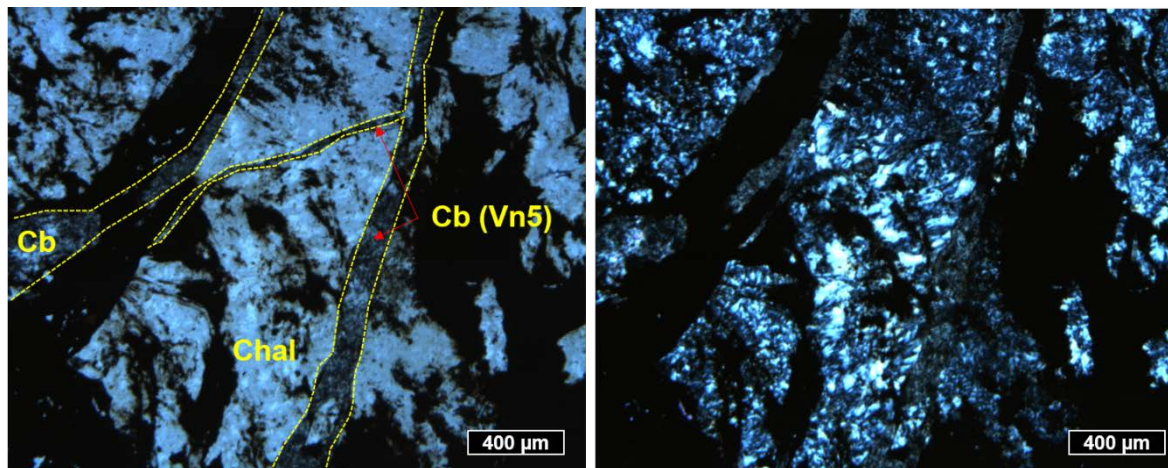


Fig. 11.29: Imágenes a nícoles paralelos (izda.) y nícoles cruzados (dcha.) mostrando venillas de carbonatos (Cb) de calcio (calcita magnesiana) de color marrón (Vn5), que cortan todas las venillas previamente descritas y también las láminas de jaspes y los niveles masivos de calcedonia (Chal).

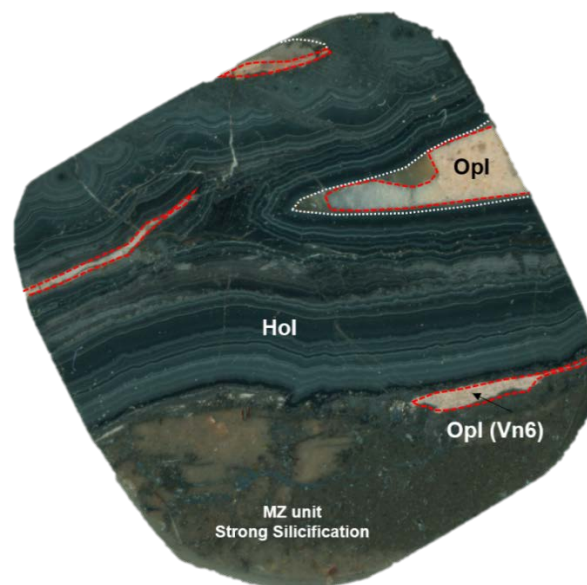


Fig. 11.30: Corte de una venilla de óxido de manganeso bandeado compuesta por hollandita (Hol), las bandas alternan entre contenidos mayores de K, Ca, Pb, dentro del mismo mineral. La muestra corresponde a mineralizaciones de la unidad Matzaccara (MZ) en la cantera de Macchione. La matriz ignimbrítica está completamente silicificada. Se observa el último pulso identificado (Vn6) como ópalo rosado (Opl).

11.4.2.2 Geoquímica de los jaspes

La composición química de roca total promedio (peso wt%) para los jaspes, expresada en óxidos mayoritarios es de $\text{SiO}_2=69.71$, $\text{TiO}_2=0.02$, $\text{Al}_2\text{O}_3=0.31$, $\text{Fe}_2\text{O}_3=25.37$, $\text{MnO}=0.13$, $\text{MgO}=0.14$, $\text{CaO}=0.41$, $\text{Na}_2\text{O}=0.18$, $\text{K}_2\text{O}=0.03$, $\text{P}_2\text{O}_5=0.12$, $\text{H}_2\text{O}=3.68$. Los resultados se presentan comparados con 2 muestras de los ópalos de Geniò en la zona del *blister* (no relacionados a estos eventos de mineralización) y una muestra del ópalo color rosado (último pulso hidrotermal de baja temperatura Vn6) de la zona de La Piramide-Macchione.

Dentro de los 3 elementos más abundantes en los jaspes (Fe, Ca, Al) se observa que el Fe disminuye con el aumento de sílice, y esto también marca las diferencias internas dentro de las laminaciones de los jaspes, con sectores más reemplazados por niveles de calcedonia o con laminaciones de ocras pulverulentos (Fig. 11.31).

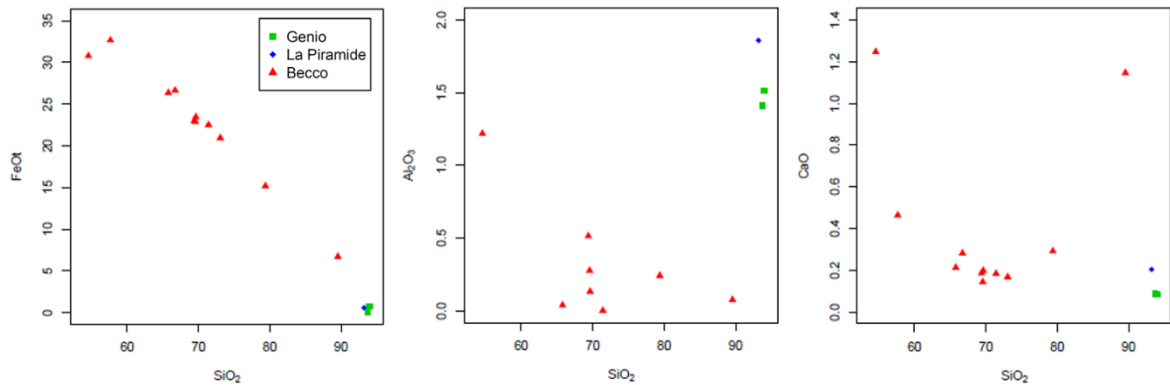


Fig. 11.31: Relación de los óxidos mayoritarios (wt%) principales en los jaspes.

Algunas muestras con anomalías de 1% de CaO se producen en lugares en donde no se pueden separar los cristales de barita que no han sido completamente reemplazados por calcedonia. El Al en general es muy bajo y sólo una muestra presenta un valor >1% que corresponde al contacto con la roca de caja ignimbrítica. Los extremos silícicos quedan marcados por los ópalos de Geniò y de La Piramide. En el caso de los valores altos con Al, esto se debe posiblemente a removilización de las rocas riolíticas por las que circulan los fluidos hidrotermales, ya que estos ópalos están en contacto directo con la caja

Los diagramas multielementales se normalizaron con NMORB long de Sun y McDonough (1989) para los elementos trazas (Fig. 11.32). Se observan anomalías positivas pronunciadas de Cs, Ba, U, Ta, Pb, Eu y Li y anomalías positivas menos marcadas de La y Sr. Los ópalos muestran anomalías positivas de Zr, Th y Hf, además de un patrón mucho más alto en las HFSE, esto es producto de la lixiviación de los elementos de las rocas riolíticas alcalinas. Las REE se normalizaron con las lutitas del post-Arqueano de Australia (PAAS: *Post-Arquean Australian Shale*) según Taylor y McLennan (1985). En este gráfico (Fig. 11.33) se puede notar la anomalía positiva de Eu una menor pendiente hacia los elementos LREE, con un patrón casi plano en los HREE. Los ópalos de Geniò muestran un patrón elevado para los HREE que también se corresponde con lo ya formulado por la movilidad de estos elementos y el impacto de los fluidos hidrotermales. Nuevamente se demuestra que la componente de removilización de estos sistemas es muy importante. La concentración de oligoelementos se muestra en diagramas binarios (Fig. 11.34) respecto del contenido de SiO₂ wt% en función de aquellos elementos que se han detectado como anomalías respecto de los patrones de normalización. Pero además se resaltan algunos

elementos como el As (1700 ppm) y el Zn (471 ppm) y Sb (107 ppm) que están en concentraciones elevadas promedio. Algunas muestras de jaspes contienen $Ag > 1\text{ ppm}$ con un valor máximo de 14 ppm y Au (1.4 ppm) asociado a esa misma muestra. Valores elevados de V también se observan en algunas muestras con un promedio de 115 ppm.

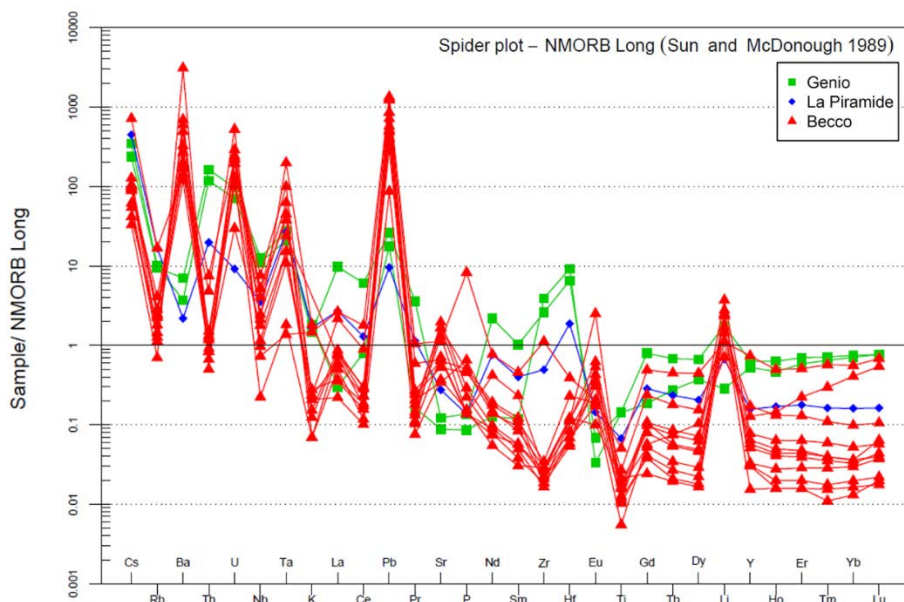


Fig. 11.32: Oligoelementos normalizados según Sun y McDonough (1989) con NMORB long, para las muestras de jaspes de Capo Becco. Se compara con ópalos de Geniò y La Piramide.

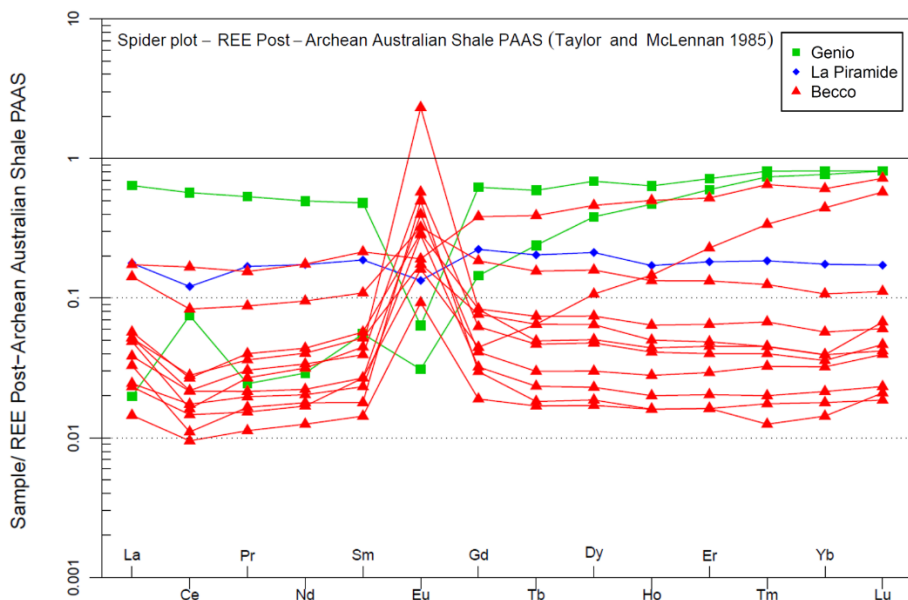


Fig. 11.33: REE normalizados según Taylor y McLennan (1985) con PAAS, para las muestras de jaspes de Capo Becco. Se compara con ópalos de Geniò y La Piramide.

Murray (1994), en base a estudios de numerosos depósitos de tipo sílex desde el Paleozoico hasta el Neógeno, determinó que los regímenes deposicionales de cherts y jaspes se resuelven utilizando la relación de REE entre La/Ce normalizados,

independientemente del historial diagenético o la región tectónica. Según su clasificación los depósitos de margen continental registran LaN/CeN ~1, los depósitos pelágicos LaN/CeN ~2 a 3, y los depósitos próximos a dorsales y cuencas marinas profundas LaN/CeN > ~3.5.

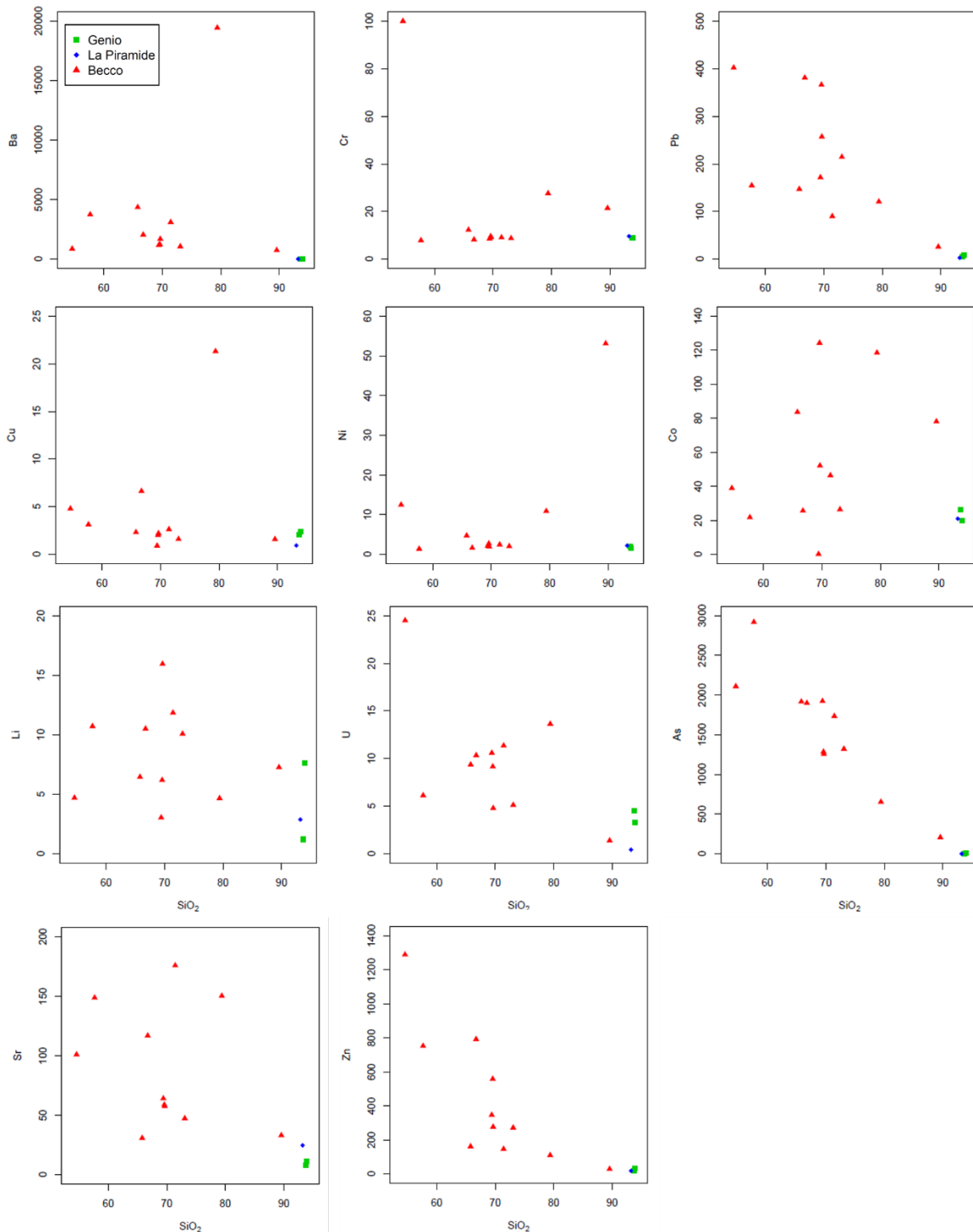


Fig. 11.34: Relación de SiO₂ (wt%) y contenidos de oligoelementos en ppm. Comparación entre muestras de jaspes de la Mina Capo Becco y los ópalos de Geniò, más una muestra de ópalos de La Piramide.

Los resultados en las muestras (normalizados con PAAS de Taylor y McLennan, 1985) de los jaspes de la mina Capo Becco y la muestra de ópalo del sector de La Piramide tienen una relación LaN/CeN entre 1 a 3 con un valor medio de 1.83 (transición entre continental y marino). Se presentan los cherts del *blister* de Geniò para comparación, estos tienen una relación LaN/CeN entre 0.25 y 1.1 (dominio continental) y un valor promedio de 0.69 (Fig. 11.35).

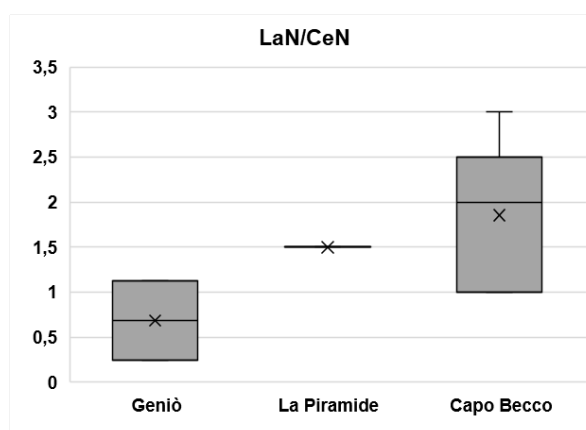


Fig. 11.35: Relación LaN/CeN (normalización PASS) para los jaspes de Capo Becco, ópalos de Geniò y ópalo de La Piramide.

Finalmente se han proyectado las muestras en el diagrama triangular Mn-Al-Fe (Adachi et al., 1986) para determinar el origen de los jaspes y cherts. Todas las muestras de Capo Becco caen en el extremo férrico dentro del campo hidrotermal (II). Las muestras de ópalos que caen en el campo (I), están en la categoría de origen biogénico. Su desplazamiento hacia el extremo Al en realidad se debe a que incorporan aluminio por alteración hidrotermal de las riolitas de caja (Fig. 11.36).

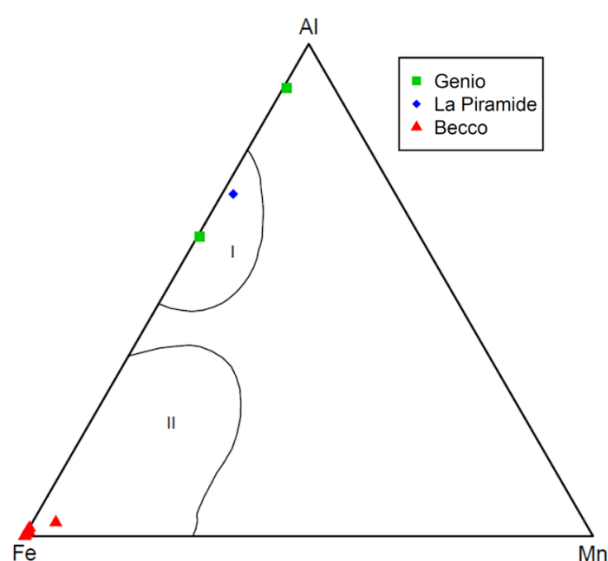


Fig. 11.36: Diagrama ternario Al-Fe-Mn (Adachi et al., 1986). I: Cherts biogénicos, II: cherts hidrotermales.

11.4.2.3 Microtermometría de inclusiones fluidas acuosas en jaspes brechados

Los primeros intentos para medir temperaturas de las mineralizaciones concentraron esfuerzos en probar técnicas de microtermometría de inclusiones fluidas utilizando espectrometría de infrarrojo (IFR), para mineralizaciones de óxidos de Mn y Fe. Para ello se enviaron ocho láminas delgadas preparadas para tal fin, al Laboratorio de Microscopia, Inclusões Fluidas e Metalogênese do CDTN/CNEN, en Belo Horizonte-Brasil que fueron procesadas por el Dr. Francisco.J. Ríos. Los resultados demostraron que los óxidos de manganeso y de hierro en general no arrojaron transparencia a la luz infrarroja, salvo por la muestra 15-222b (óxidos de Fe de la Unidad Nuraxi) que fue la única sección con transparencia, pero en la cual no se encontraron inclusiones debido a su microcristalinidad (Fig. 11.37). Esto imposibilitó realizar este tipo de estudios de IFR en las mineralizaciones. Este resultado permitió definir una baja a nula cristalinidad de los óxidos (Ríos, com.per.).

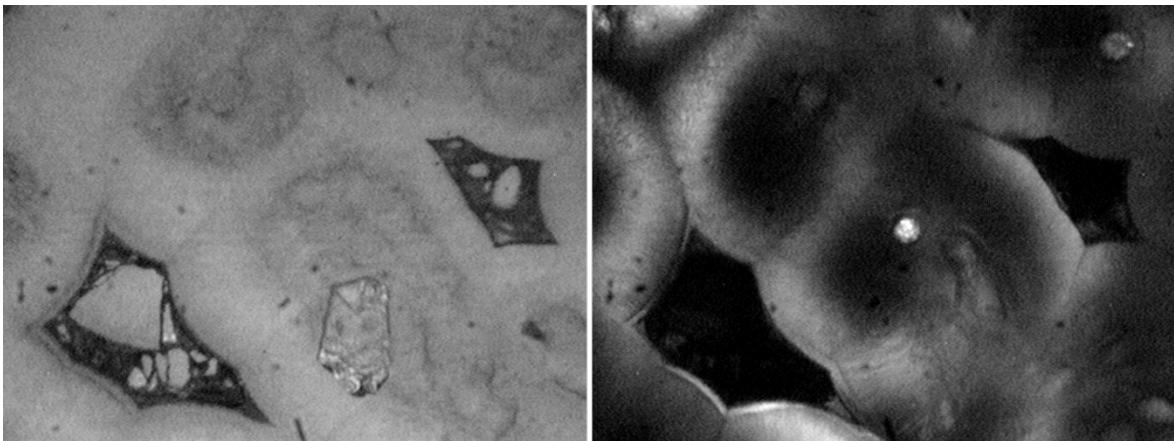


Fig. 11.37: Muestra 15-222b, mineralizaciones de óxidos de Fe en la Unidad Nuraxi en Punta Nera. La imagen de la izquierda corresponde a observación microscópica con luz reflejada, y la imagen de la derecha con infrarrojo. La escala de trabajo es 50x. No se observan inclusiones fluidas en los óxidos.

Frente a estos primeros resultados negativos y la ausencia de cualquier tipo de inclusión en los jaspes laminados, se probó con los jaspes brechados. Sólo dos muestras presentaron condiciones para medición de inclusiones fluidas acuosas (IFa), las muestras 15-318a y 15-318b de las cuales se pudo obtener medidas de 131 inclusiones fluidas acuosas bifásicas. Se utilizó una platina marca Linkam modelo THM 600 *stage* con objetivo LMPlanIF 50x/0.5 marca Olympus. Esta platina sólo trabaja hasta temperaturas de 350°C a falta del equipo adecuado de refrigeración y limitaciones de la platina. Las inclusiones tienen tamaños entre 5-25 μm , y en promedio se trabajó con IFa de 8 a 10 μm . Esto dificultó el estudio al tratarse de cuarzos de baja cristalinidad y muy oscuros en luz transmitida. Estas inclusiones se midieron principalmente en Qz1 y Qz2 definidos en las descripciones

petrográficas previas (Fig. 11.38). El Qz3 de tipo hialino que corta en general esta secuencia en la zona de brechas de jaspes, tiene inclusiones fluidas sólo acuosas por lo que se interpreta que su temperatura de formación es $<80^{\circ}\text{C}$.

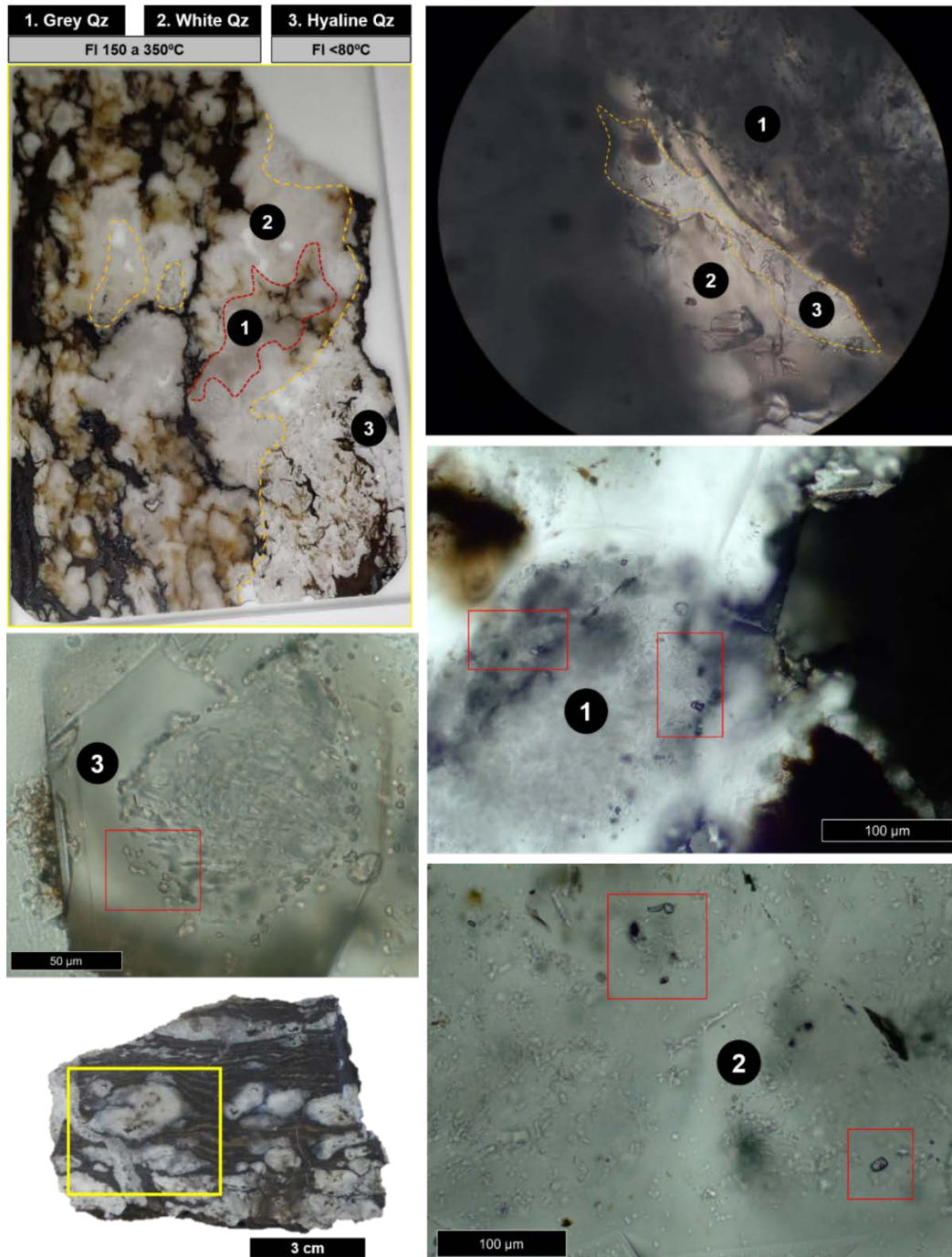


Fig. 11.38: Identificación de inclusiones fluidas acuosas en cuarzos del sector de jaspes brechados en la Mina Capo Becco. El Qz1 contiene abundantes inclusiones, el 80% de los datos provienen de este material, el Qz2 también las contienen, pero son más aisladas y es difícil encontrar un grupo para hacer mediciones comparativas. El Qz3 sólo tiene inclusiones monofásicas (líquido) por lo que se estiman bajas temperaturas. (Qz: cuarzo). Los recuadros rojos marcan las zonas con IFa estudiadas (véase texto para explicación).

Las inclusiones en estas brechas tienen formas generalmente ovoides, algunas son tabulares, pero menos frecuentes. También se observan muchas inclusiones estrelladas y estranguladas. La mayoría son bifásicas, pero hay claramente dos tipos. Bifásicas ricas en líquido y bifásicas ricas en vapor. Éstas últimas evidencian procesos de ebullición. Al momento de la medición no han homogeneizado a 350°C (máxima temperatura que permite el equipo de medición). Se estima que no deberían superar los 400°-420°C (Fig. 11.39) ya que estaban en el límite crítico de homogenización cuando se detuvo la medición.

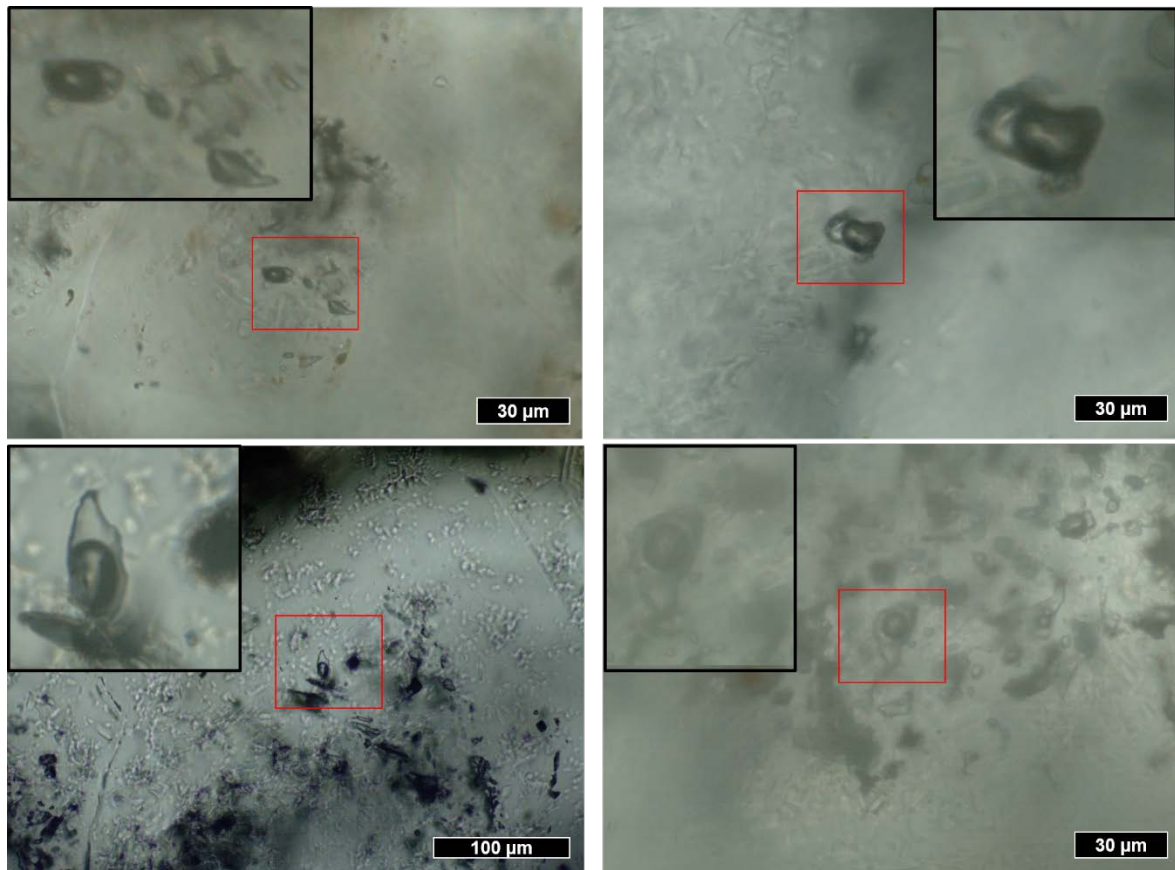


Fig. 11.39: IFa bifásicas ricas en vapor que no han homogeneizado a temperaturas de 360°C. Se describe a estas inclusiones como caracterizadas por ebullición. Generalmente este tipo de inclusiones se han clasificado con un valor de F de 0.60-0.50.

También se observaron inclusiones trifásicas (L+V+S), pero no formaron parte de este estudio (Fig. 11.40). Antes de realizar las medidas se calibra el equipo con patrones líquidos y sólidos de temperaturas conocidas, y luego se corrigen todas las lecturas con esta curva de calibración (más detalles en el Anexo IV, sección 19.12). Las fórmulas para el cálculo de salinidad corresponden a Darling (1991) para IFa que presentan temperaturas de homogenización positivas (sistema H₂O-CO₂-NaCl) y Bodnar (1993) para sistemas con temperaturas de homogenización <0°C (sistema H₂O-NaCl). Se presentan las

temperaturas obtenidas (Fig. 11.41) en función del tamaño de las IFa y la relación líquido-vapor (factor F).

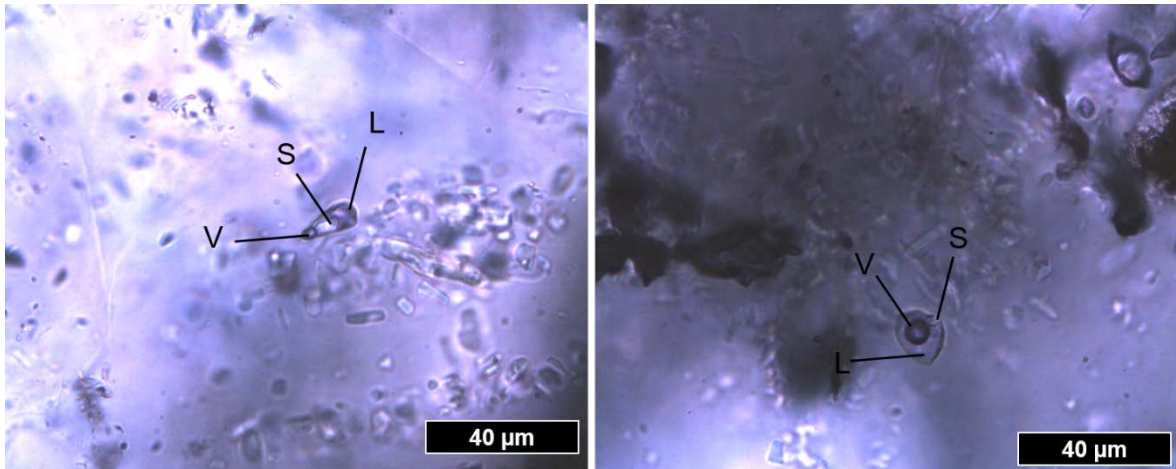


Fig. 11.40: IFa trifásicas observadas en las brechas relacionadas con los jaspes. Estas inclusiones no fueron medidas en el presente estudio.

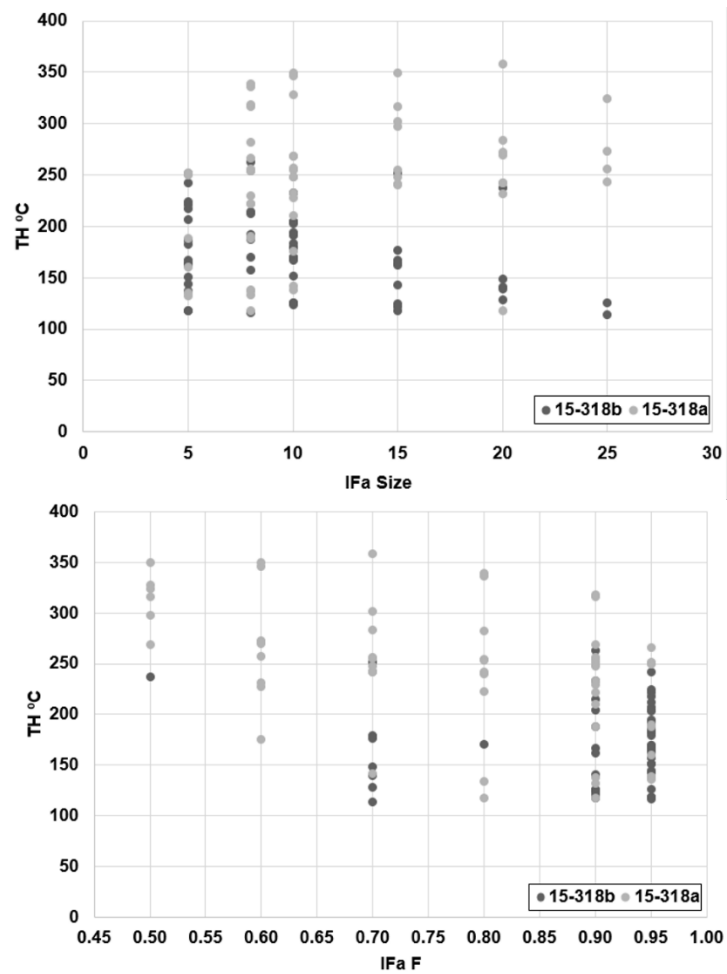


Fig. 11.41: Temperaturas de homogenización según el tamaño de las inclusiones medidas y el grado de relleno (factor F: relación V-L).

En las fotografías de las Fig. 11.42 y Fig. 11.43 se presentan los grupos de inclusiones comúnmente medidos en este trabajo.

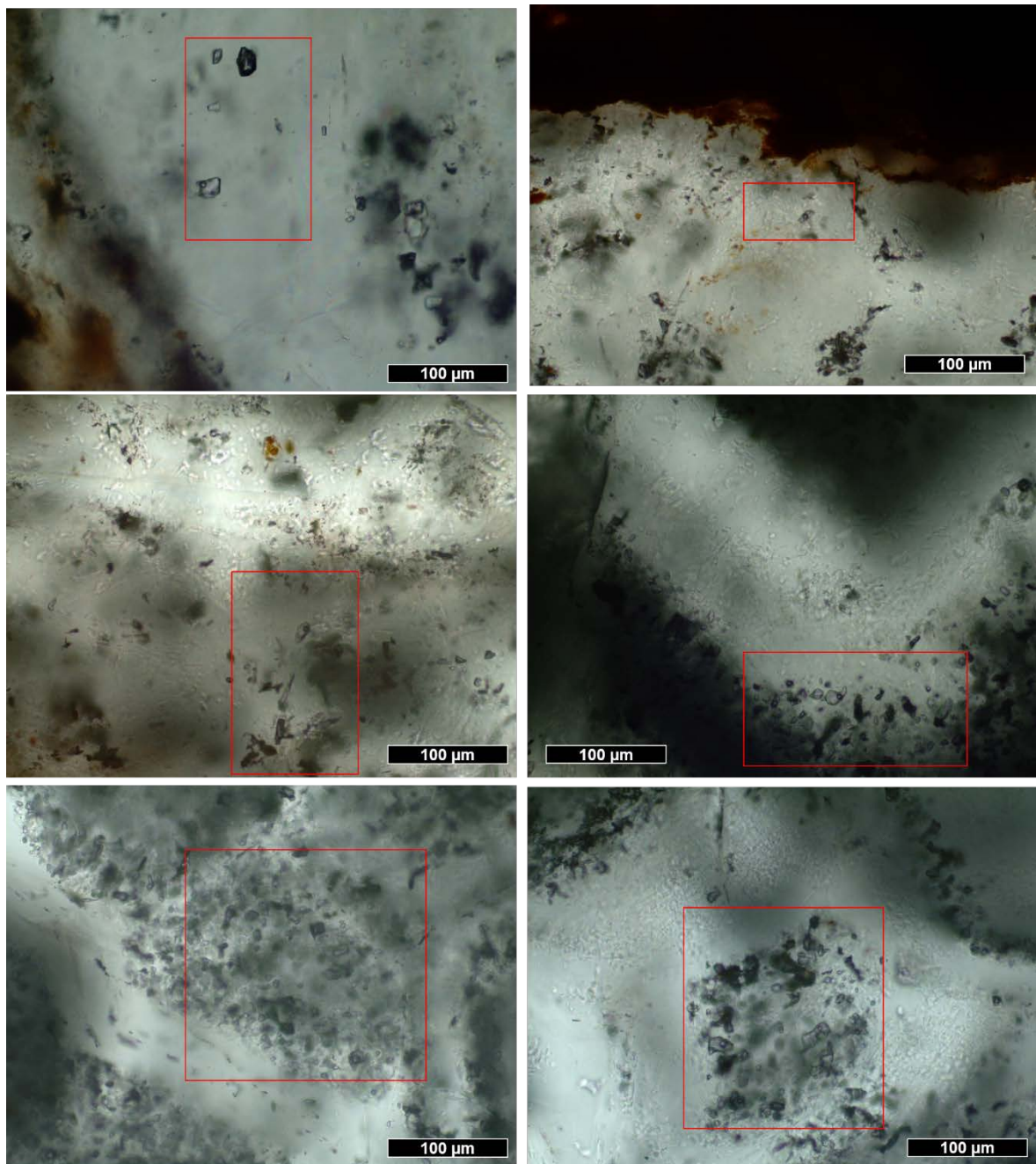


Fig. 11.42: Inclusiones fluidas de la muestra 15-318a. Los recuadros rojos muestran las áreas de medición. Se han medido sólo inclusiones primarias. Como se aprecia en las fotografías, están concentradas en núcleos de cristales de cuarzo o en los bordes del cristal siguiendo su crecimiento.

Las temperaturas de fusión del hielo positivas ($>0^{\circ}\text{C}$) tienen un valor promedio de salinidad del 11 eq. wt% NaCl y están comprendidas entre las temperaturas de homogenización (T_h) de $150^{\circ}\text{--}200^{\circ}\text{C}$ (Fig. 11.44), esto significa que hay un fluido rico en CO_2 que se mezcla con

el fluido menos salino, ya que a temperaturas entre 150°-200°C la salinidad promedio es de 6 eq. wt% NaCl.

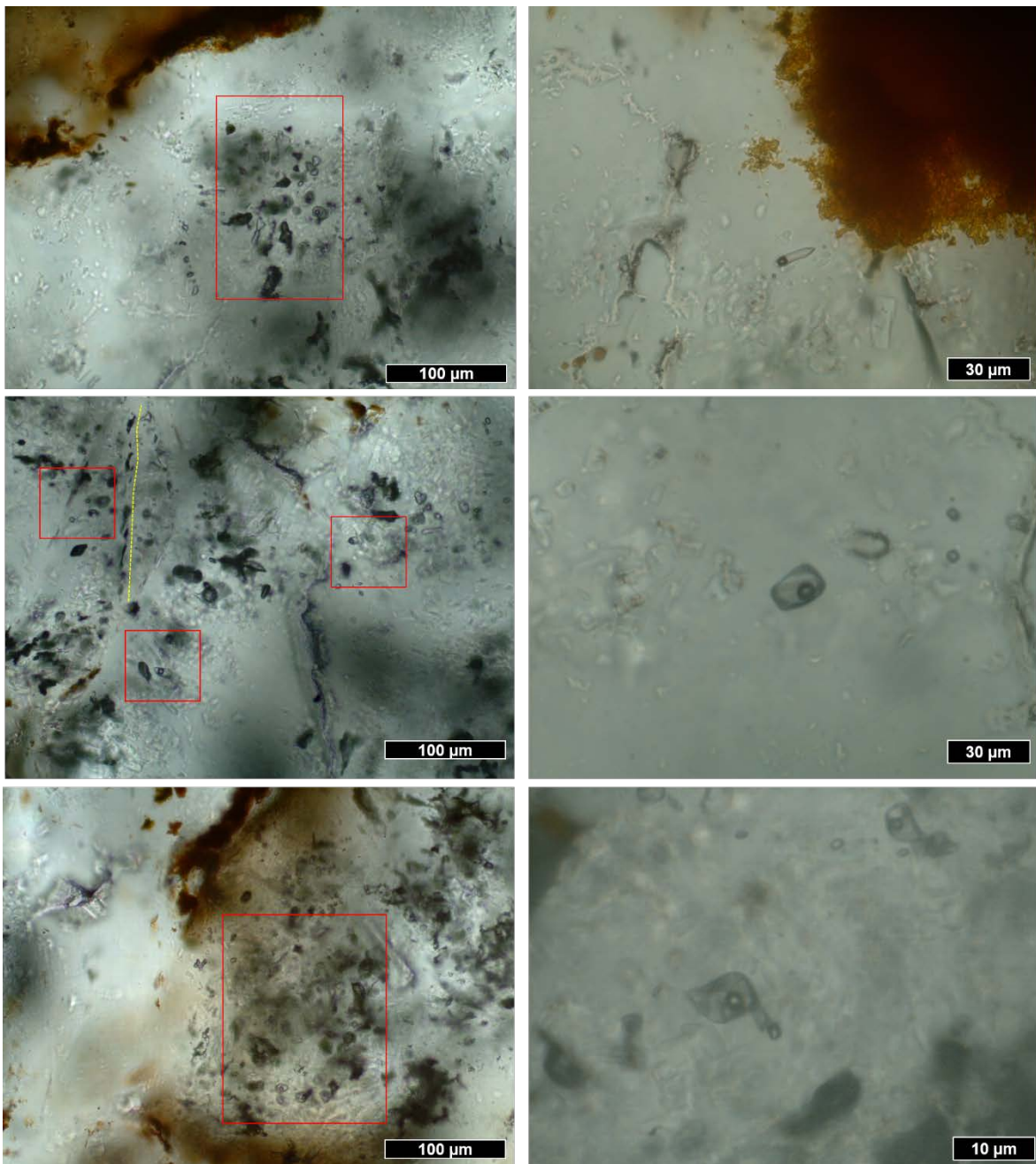


Fig. 11.43: Inclusiones fluidas de la muestra 15-318b. Los recuadros rojos muestran las áreas de medición. Las imágenes de la derecha corresponden a inclusiones aisladas medidas en el Qz2. Aquí también se han medido sólo inclusiones primarias. La línea de puntos amarilla marca la traza de inclusiones secundarias. En la mayoría de los casos, estas IFa secundarias tienen un tamaño <math>< 5 \mu\text{m}</math>.

Posiblemente estos fluidos ricos en CO_2 expliquen los sucesivos ciclos de brechificación del jaspe. Las asociaciones de IF con temperaturas entre 200°-250°C tienen salinidades promedio del 8 eq. wt% NaCl, entre 250°-300°C la salinidad promedio es de 10 eq. wt%

NaCl y >300°C la salinidad promedio es de 11 eq. wt% NaCl. Estos resultados sugieren una mezcla de fluidos entre los 150°-200°C (primera ebullición) y una segunda ebullición con las IFa ricas en vapor y temperaturas > 300°C (Fig. 11.45).

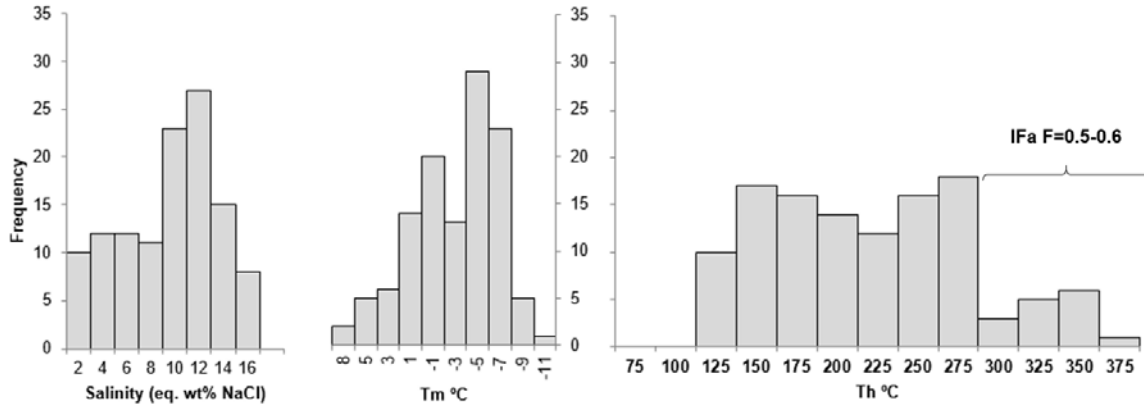


Fig. 11.44: Resultados de estudio microtermométrico en jaspes brechados. Salinidad, temperaturas de fusión de hielo (Tm) y temperaturas de homogenización (Th). Las temperaturas Th superiores a 300°C generalmente están asociadas con IFa bifásicas ricas en vapor.

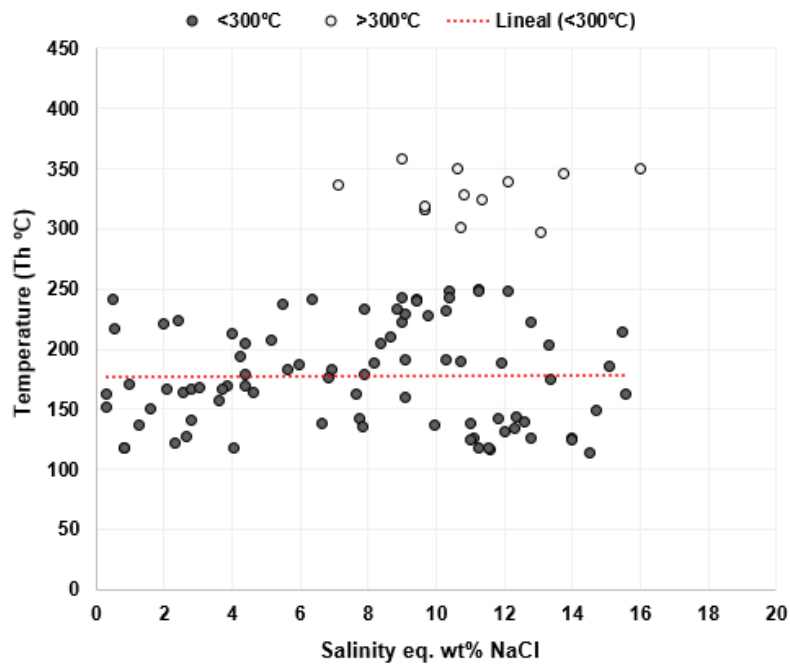


Fig. 11.45: Tendencia de las temperaturas y salinidades, la tendencia lineal marca una mezcla isotérmica si se excluye la población de IFa con temperaturas > 300°C que corresponderían con la segunda ebullición.

Los rangos de temperaturas y salinidades definidos por las IFa indican el campo de los depósitos epitermales y VHMS. La temperatura media de los 131 datos es de 209°C con una salinidad promedio de 8.5 eq wt% NaCl. Si se excluyen 13 datos de temperaturas de ebullición (mayores a 300°C) el promedio es de 194°C con salinidades de 8.2 eq wt% NaCl.

11.4.3 Óxidos de manganeso

11.4.3.1 Petrografía de óxidos de Mn

La identificación de minerales de manganeso con microscopio petrográfico de luz reflejada y microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS) se realizó en la Universidad Nacional Autónoma de México. Durante este estudio se pudieron determinar todas las texturas observadas a escala macroscópica durante los trabajos de campo. Así se pueden detallar texturas relacionados con la mayoría de las rocas de caja de la secuencia volcánica, entre las unidades de Nuraxi y la comendita de Punta Senoglio. También texturas típicas del sector de mineralizaciones estratificadas de la Mina de Capo Becco. Estas texturas están representadas por dendritas, *stockworks*, cementos de brechas, impregnaciones, venillas con crecimiento bandeado, niveles masivos pulverulentos, mantos y capas laminares milimétricas a centimétricas (Fig. 11.46).

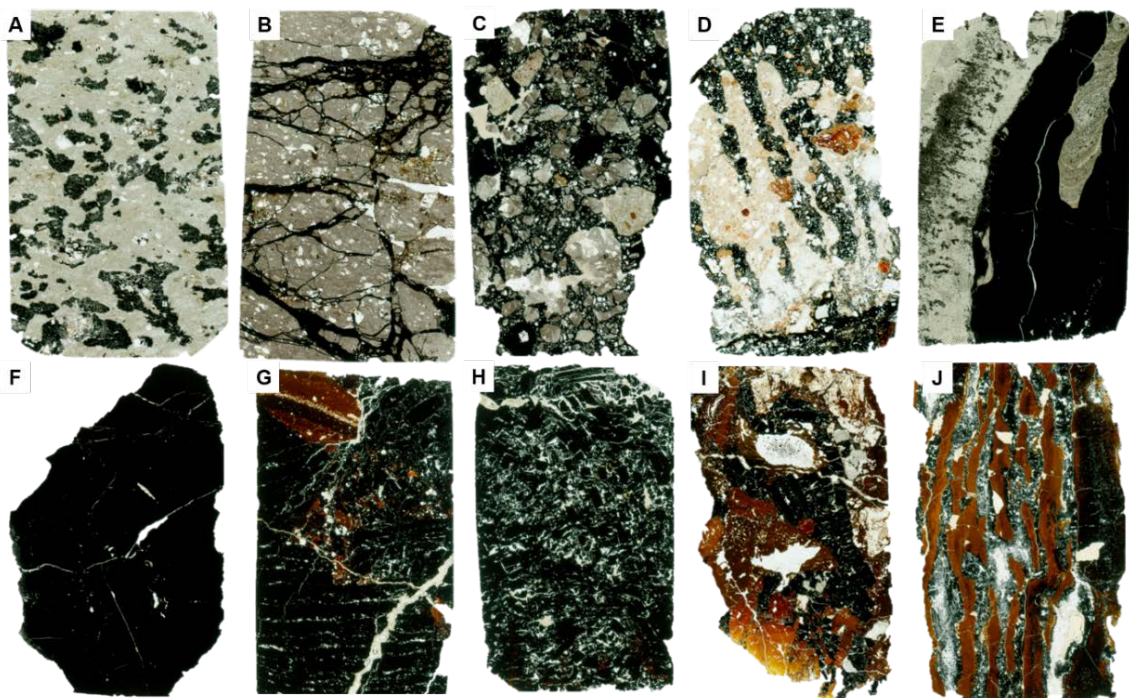


Fig. 11.46: Texturas de las mineralizaciones de manganeso en las distintas rocas de caja de la secuencia volcánica. A) Textura dendrítica en ignimbrita de Matzaccara. B) Textura en *stockwork* en ignimbrita de Nuraxi. C) Textura de brecha en comendita Punta Senoglio (LCO4-B), D) Textura de impregnación en el domo comendítico de Cala Fico (LCO1-D). E) Textura en venillas con crecimiento bandeado en Unidad Matzaccara. F) textura masiva de manganeso pulverulento tipo wad en el sector del manto de la Mina Capo Becco. G) Texturas laminares en manto que pasan gradualmente a una zona brechada con jaspes. H) Textura de fragmentación in situ, con fragmentos de niveles laminares rotados y desplazados en escala milimétrica con relleno de Cb. I) Textura de brecha caótica con núcleos o nódulos de calcedonia y fragmentos de jaspes, intercalados. J) nivel bandeado con capas alternantes entre barita, jaspes y óxidos de manganeso.

El estudio de las menas sin tratamiento previo también se realizó con SEM-EDS (sobre minerales de muestras de mano), para apoyar con datos químicos cualitativos las interpretaciones en microscopio petrográfico (Fig. 11.47).

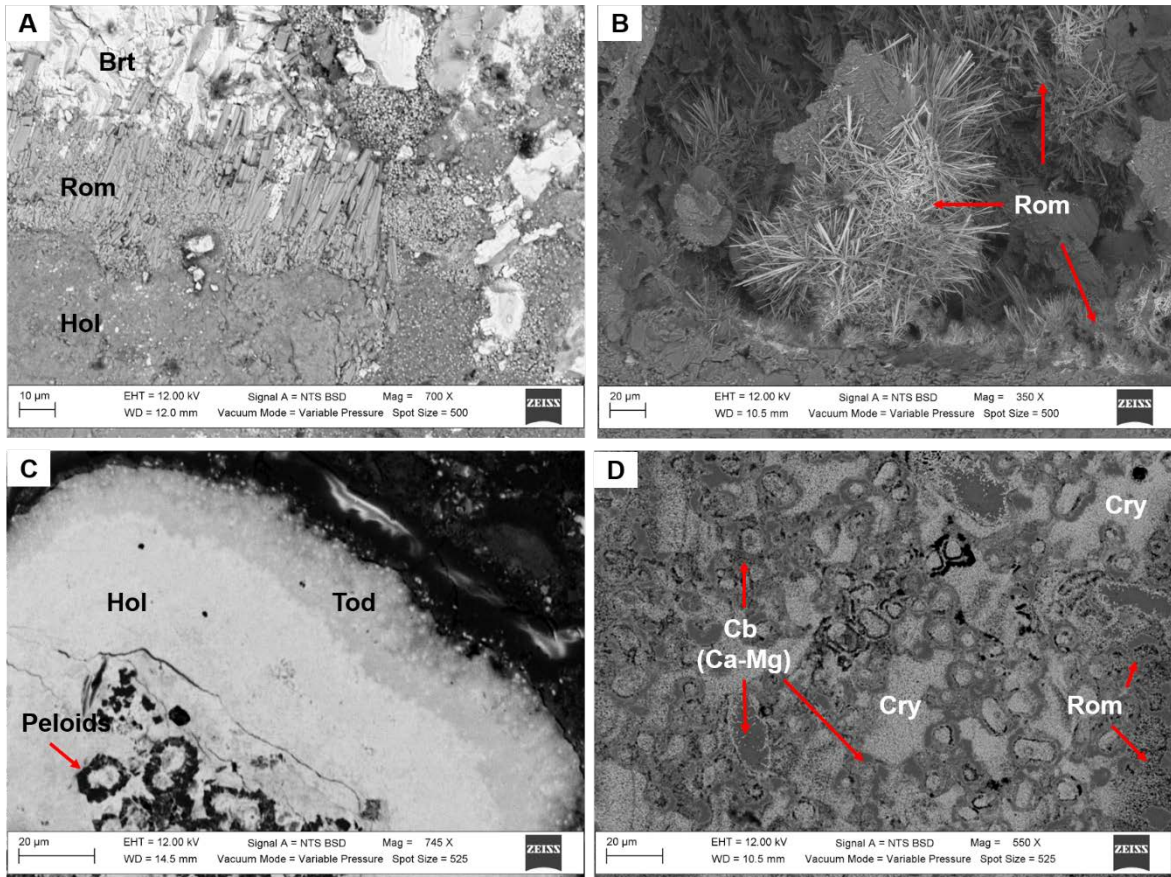


Fig. 11.47: Imágenes de electrones retrodispersados con microscopio electrónico (SEM-EDS) sobre fragmentos minerales de manganeso, correspondientes al manto de 0.5 m de la Mina Capo Becco. Referencias: Brt, barita; Hol, hollandita; Tod, todorokita; Rom; romanechita; Cry, criptomelano; Cb(Ca-Mg), calcita magnesiana. C y D) Abundante presencia de peloides microbianos.

Esta identificación de óxidos de Mn también se apoyó en los datos de la literatura, así en la tesis de Guerin (1982) la mineralogía obtenida por DRX principalmente asociadas a las venillas en zonas de fracturas, consiste en criptomelano como especie mineral dominante, psilomelano, braunita, todorokita y manganita y sugiere que son pulsos hidrotermales tardi-magmáticos con removilización de Mn de las propias rocas volcánicas. También ha descrito pulsos de barita como pequeños lentes entre los óxidos de manganeso tipo *wad*. En San Pietro, Sinisi (2012) reconoce hollandita de hábito botroidal, pirolusita de hábito prismático y acicular, criptomelano y coronadita, con zircones accesorios y fluorapatito. Observa barita en las cavidades de pirolusita.

En esta tesis los minerales identificados corresponden a, coronadita: $Pb(Mn^{4+}_6Mn^{3+}_2)O_{16}$, hollandita: $Ba(Mn^{4+}_6Mn^{3+}_2)O_{16}$, romanechita: $(Ba,H_2O)_2(Mn^{4+},Mn^{3+})_5O_{10}$, criptomelano:

$K(Mn^{4+}_7Mn^{3+})O_{16}$, todorokita: $(Na,Ca,K,Ba,Sr)_{1-x}(Mn,Mg,Al)_6O_{12}\cdot 3-4H_2O$, ramsdellita: $Mn^{4+}O_2$, pirolusita: $Mn^{4+}O_2$ y vernadita: $(Mn^{4+},Fe^{3+},Ca,Na)(O,OH)_2\cdot nH_2O$ (ver fotografías en Fig. 11.48, Fig. 11.49 y Fig. 11.50).

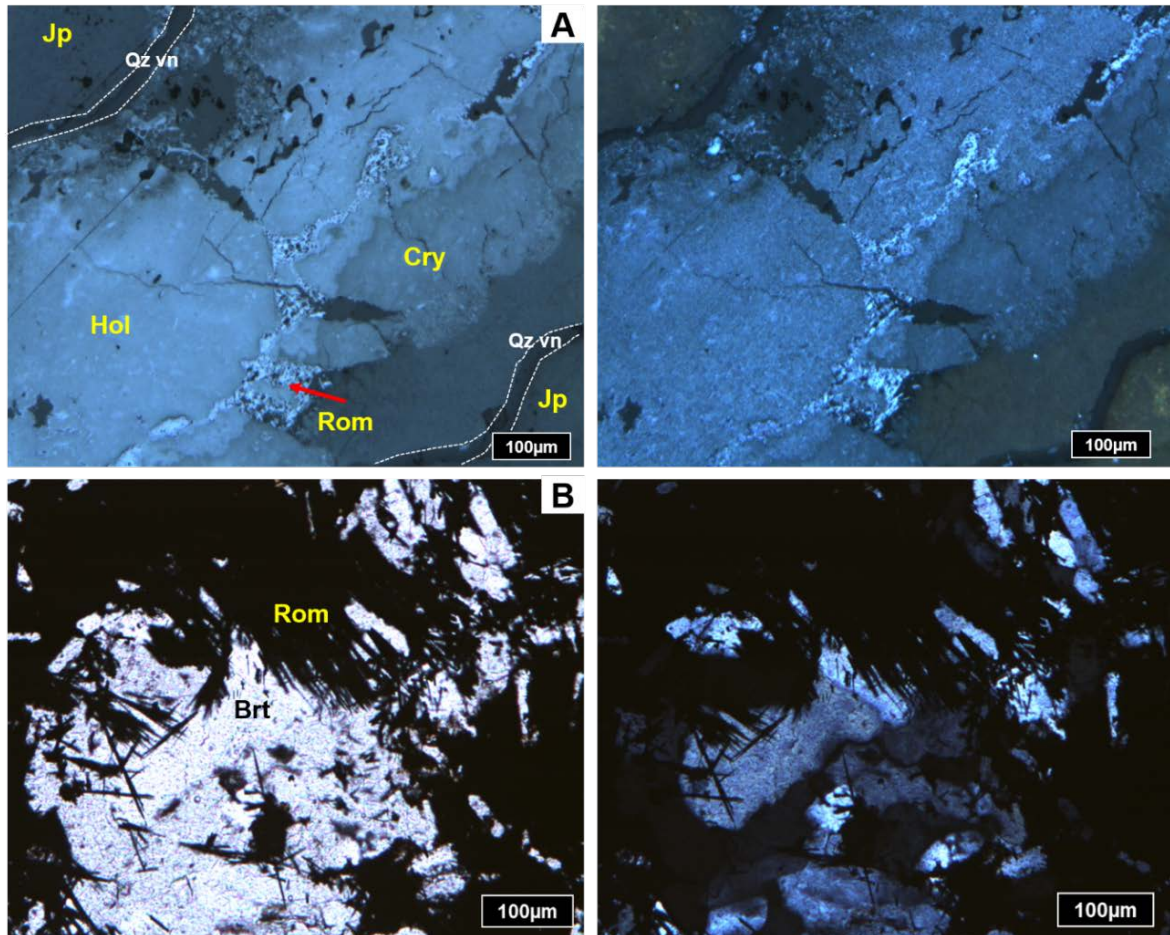


Fig. 11.48: Sector de Capo Becco. Mineralizaciones de Mn (en microscopía con luz reflejada), sobre mantos de manganeso y jaspes. A) Primer pulso de hollandita (Hol), posterior romanechita (Rom) y criptomelano (Cry). A ambos lados del manto de manganeso hay jaspes que están cortados por venillas de Qz. B) Foto con luz transmitida. Los cristales aciculares de romanechita se ven como minerales opacos y el fondo está compuesto de un mosaico de barita (Brt). Fotos a la izquierda nícoles paralelos y a la derecha, nícoles cruzados.

La identificación petrográfica no es simple ya que muchos óxidos están en soluciones sólidas y el cambio de intensidad de grises sólo responde a un cambio en el contenido de cationes de Ba, Ca, K, Pb dentro de un mismo mineral, por ejemplo, Grune (1943) describe que el criptomelano, la hollandita y la coronadita son isoestructurales, y en cierta medida, forman mezclas isomorfas. En este sentido lo que se intentó determinar es la posible secuencia paragenética entre ellos y se observó que la coronadita es más escasa y sólo se restringe al sector de la Mina de Capo Becco, donde siempre está asociada con hollandita.

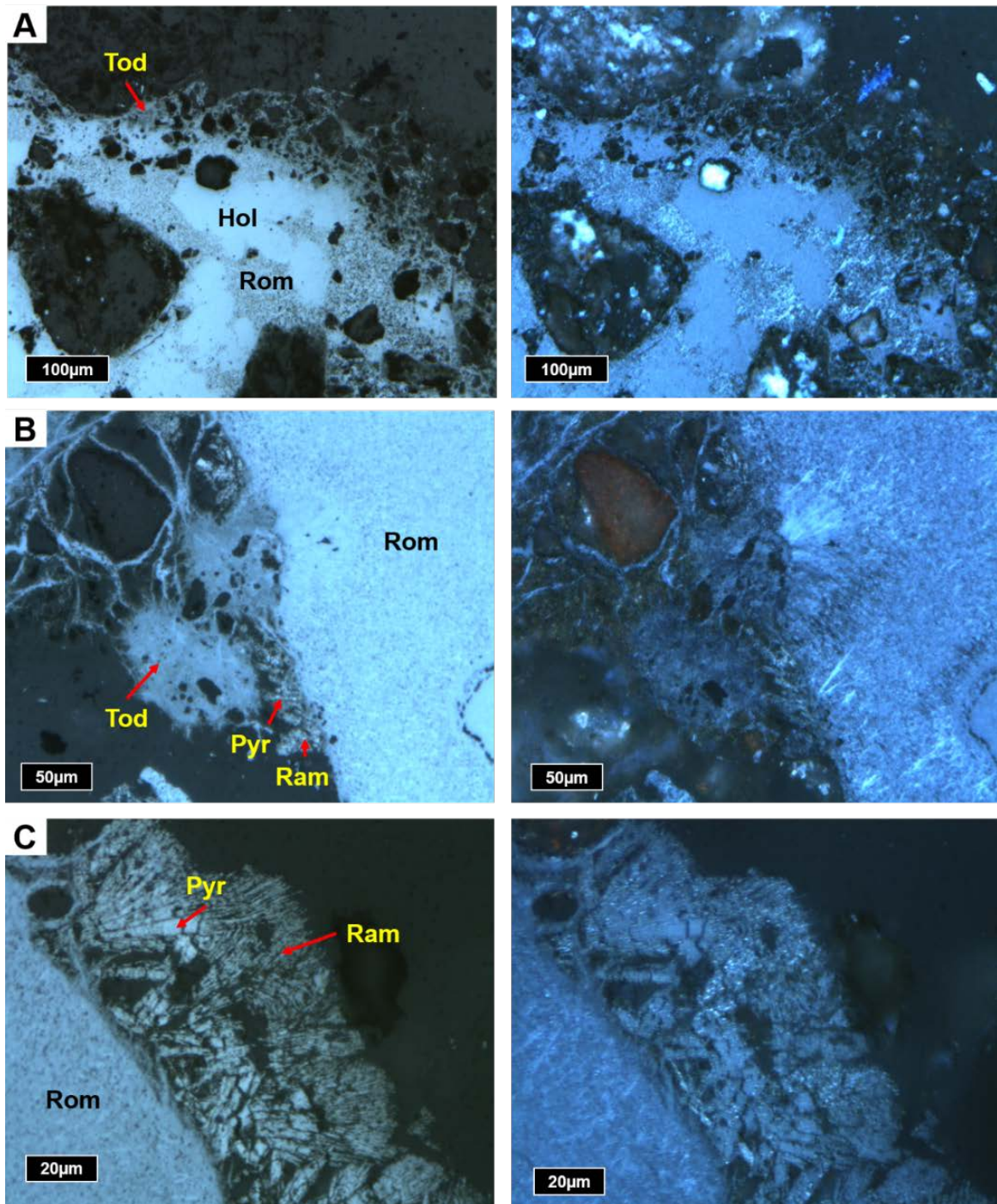


Fig. 11.49: Sector de La Piramide y Macchione. Mineralizaciones de Mn (en microscopía con luz reflejada), sobre Unidad Matzaccara. A) Primer pulso de hollandita (Hol), posterior romanechita (Rom) y en el halo más externo de la mineralización es todorokita (Tod). Se pueden observar los reflejos internos de la romanechita a nícoles cruzados. B) Romanechita con todorokita en hábito plumoso, en el borde, pirolusita (Pyr) y recubriendo a ésta última se observa ramsdellita (Ram). C) Cristales de pirolusita con partición interna, ramsdellita fibrosa con terminación en punta de cuchillo. Tanto la pirolusita como la ramsdellita estarían indicando menores temperaturas. Fotos a la izquierda, nícoles paralelos y a la derecha, nícoles cruzados.

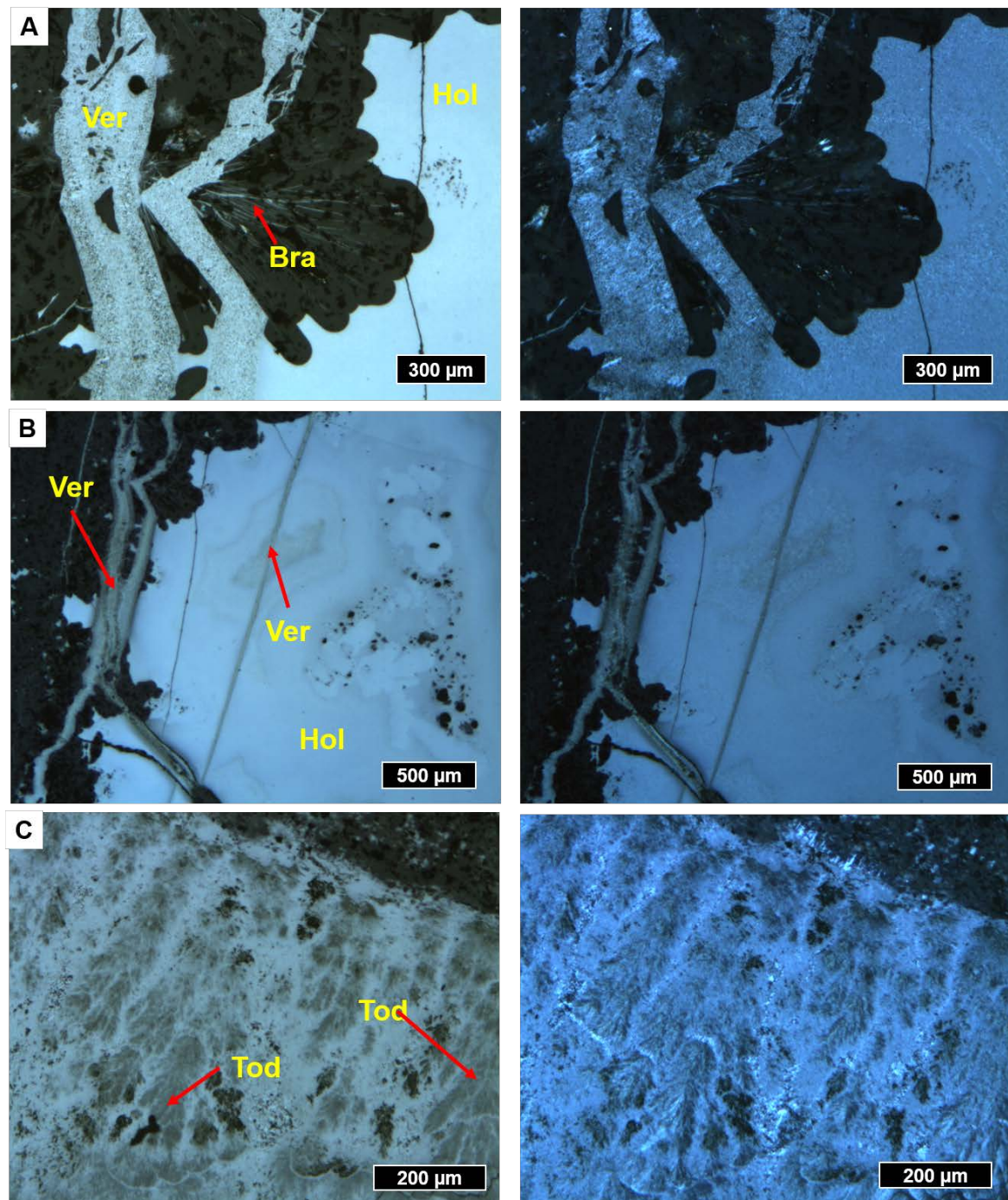


Fig. 11.50: Sector de La Piramide y Macchione. Mineralizaciones de Mn (en microscopía con luz reflejada), sobre Unidad Matzaccara. A) Primer pulso de hollandita (Hol), que es cortado por un último pulso de vernadita (Ver), hacia la roca de caja se observan cristales filamentosos de composición silícica que parecen corresponder con braunita (Bra). B) Se observa la misma secuencia que en A, con venillas regulares de borde recto de vernadita atravesando toda la vetilla de hollandita. C) Textura en plumas de todorokita (Tod) sobre hollandita y romanecchita. Fotos a la izquierda, nicoles paralelos y a la derecha, nicoles cruzados.

La hollandita es muy abundante y prácticamente está presente en todas las áreas estudiadas, en la zona de La Piramide siempre está cortada por pulsos posteriores de

criptomelano, y en Capo Becco por romanechita. La todorokita también está ampliamente difundida, siempre precipitando en los márgenes de venas de hollandita o romanechita, o como cristales fibrosos dentro de vesículas. Ramsdellita y pirolusita son minerales muy localizados en la zona de La Piramide, en los halos más externos del sistema y finalmente vernadita que corta toda la secuencia con venillas capilares.

11.4.3.2 Química mineral

Los estudios con microsonda electrónica, realizados en México y Barcelona, permitieron calcular las fórmulas estructurales de los minerales más característicos identificados durante la petrografía. Estos nuevos datos mejoraron sustancialmente las observaciones petrográficas debido a la mayor resolución de esta técnica y el alto contraste que ofrece en la identificación de minerales opacos. Desde el punto de vista mineralógico se pudo observar con más detalle cómo los óxidos de manganeso reemplazan la matriz vítrea de las rocas volcánicas, y a su vez cómo y cuál es el grado de afectación en los fenocristales (ver imágenes y descripción detallada en Fig. 11.51, Fig. 11.52, Fig. 11.53). La composición química calculada para vernadita se observan en la Tabla 11.2. Este mineral es el más hidratado de toda la serie, con un 20 wt% aproximadamente. La vernadita generalmente se asocia a actividad bacteriana en medio acuoso (marino y/o agua dulce). Generalmente es el mineral más reportado en los nódulos de los fondos oceánicos.

Tabla 11.2: Composición química de vernadita. <LL: límite inferior de detección.

VERNADITE Sample	Capo Becco					Macchione		
	15-319a	15-319b	15-319c	15-255a	15-255b	15-277b-1	15-277b-2	15-277b-3
SiO ₂	0.40	0.43	0.37	1.46	1.28	0.13	0.08	0.34
K ₂ O	3.44	2.67	2.98	0.22	0.30	4.49	4.29	5.80
Na ₂ O	0.25	0.22	0.44	0.47	0.26	0.38	0.23	0.13
Ce ₂ O ₃	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL
Al ₂ O ₃	0.19	0.28	0.21	0.71	0.94	0.07	0.06	0.22
MgO	0.29	0.39	0.55	0.66	0.41	0.30	0.07	0.09
CaO	0.39	6.03	1.11	0.62	0.60	0.30	0.22	0.20
SrO	<LL	<LL	<LL	<LL	0.07	0.20	0.44	0.21
MnO ₂	66.83	58.51	67.53	62.41	73.87	74.48	75.27	72.55
Mn ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-
PbO	1.21	4.11	0.29	0.69	0.15	<LL	<LL	<LL
Fe ₂ O ₃	5.60	5.01	5.25	6.76	3.04	0.39	0.12	0.34
BaO	0.93	0.66	1.85	7.68	2.35	0.66	0.48	0.67
ZnO	0.54	0.78	0.54	0.22	0.26	0.04	0.03	0.08
TiO ₂	0.05	0.00	0.01	0.11	0.13	0.04	0.04	0.05
H ₂ O	18.60	20.92	20.33	17.43	17.85	20.43	18.52	20.63
Total	98.73	100.01	101.45	99.46	101.52	101.91	99.84	101.30
MnO(total)	66.83	58.51	67.53	62.41	73.87	74.48	75.27	72.55

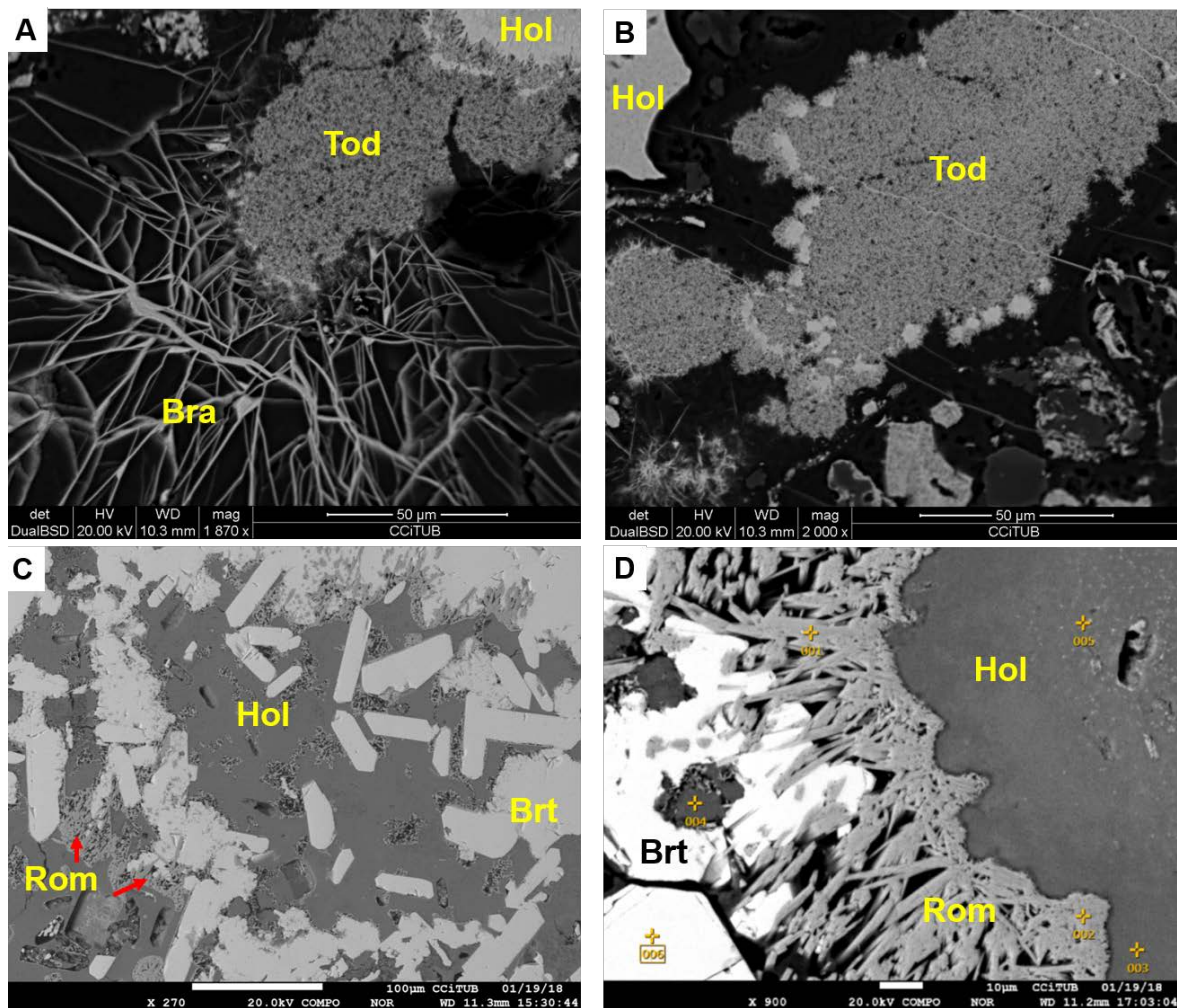


Fig. 11.51: A y B) mineralización de la cantera de Macchione, imágenes de electrones retrodispersados con microscopio electrónico (SEM-EDS), se observa todorokita (Tod) y los filamentos hacia el vidrio de la ignimbrita tienen composición de silicato de Mn, por lo que puede corresponder con braunita (Bra). La todorokita presenta su hábito clásico plumoso. C y D) Imágenes con microsonda electrónica de barrido. Mineralización del Becco, principalmente con hollandita (Hol) y romanechita (Rom). Brt: barita.

Particularmente, en las muestras de la cantera de Macchione la vernadita presenta concentraciones de Sr. Las composiciones química de la todorokita y romanechita se presentan en la Tabla 11.3. Ambos minerales tienen concentraciones altas de Ce_2O_3 , en las muestras del Becco y de La Piramide, además la todorokita es el siguiente mineral más hidratado en la serie con aproximadamente un 10 wt% de H_2O . Presenta valores más elevados de Sr y muy particularmente está enriquecida en Zn en la zona del Becco. Luego como mineral hidratado sigue la romanechita con un promedio de 3.5 wt% de H_2O . Según Crerar y Barnes (1974), la todorokita predomina en ambientes donde la movilidad diagenética del Mn es más alta. En la Tabla 11.4 se presentan los resultados químicos para

la hollandita. Este mineral que es el más abundante en todas las áreas mineralizadas presenta la mayor cantidad de elementos en concentraciones por encima de lo normal.

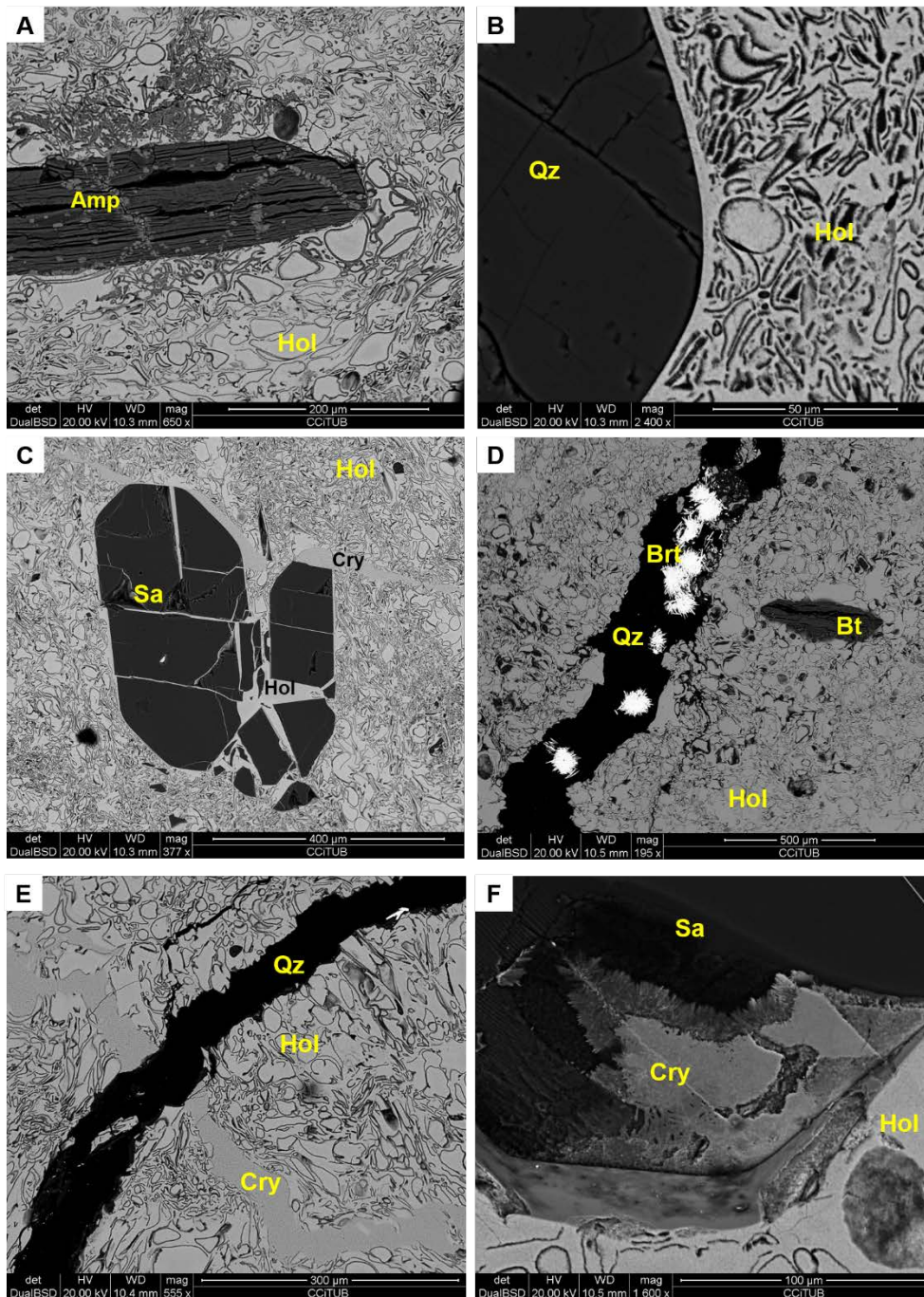


Fig. 11.52: Mineralizaciones de óxidos de Mn sobre rocas comendíticas y riolíticas de la mina La Piramide. Imágenes de electrones retrodispersados con microscopio electrónico (SEM-EDS). Se observa reemplazo de hollandita (Hol) sobre el vidrio volcánico y rellenando fracturas de fenocristales (A, B, C). La matriz vítrea es atravesada por venillas de criptomelano (Cry) que posteriormente son cortadas por venillas de cuarzo (Qz) y barita (Brt). Estos estadios representan los pulsos Vn3 y Vn4 del Becco (D y E). En algunos fenocristales se observan reemplazos de óxidos de manganeso, principalmente Cry, con textura fibrosa dendrítica desde el borde más externo hacia el interior del cristal (F). Bt: biotita, Sa: sanidina, Amp: anfíbol.

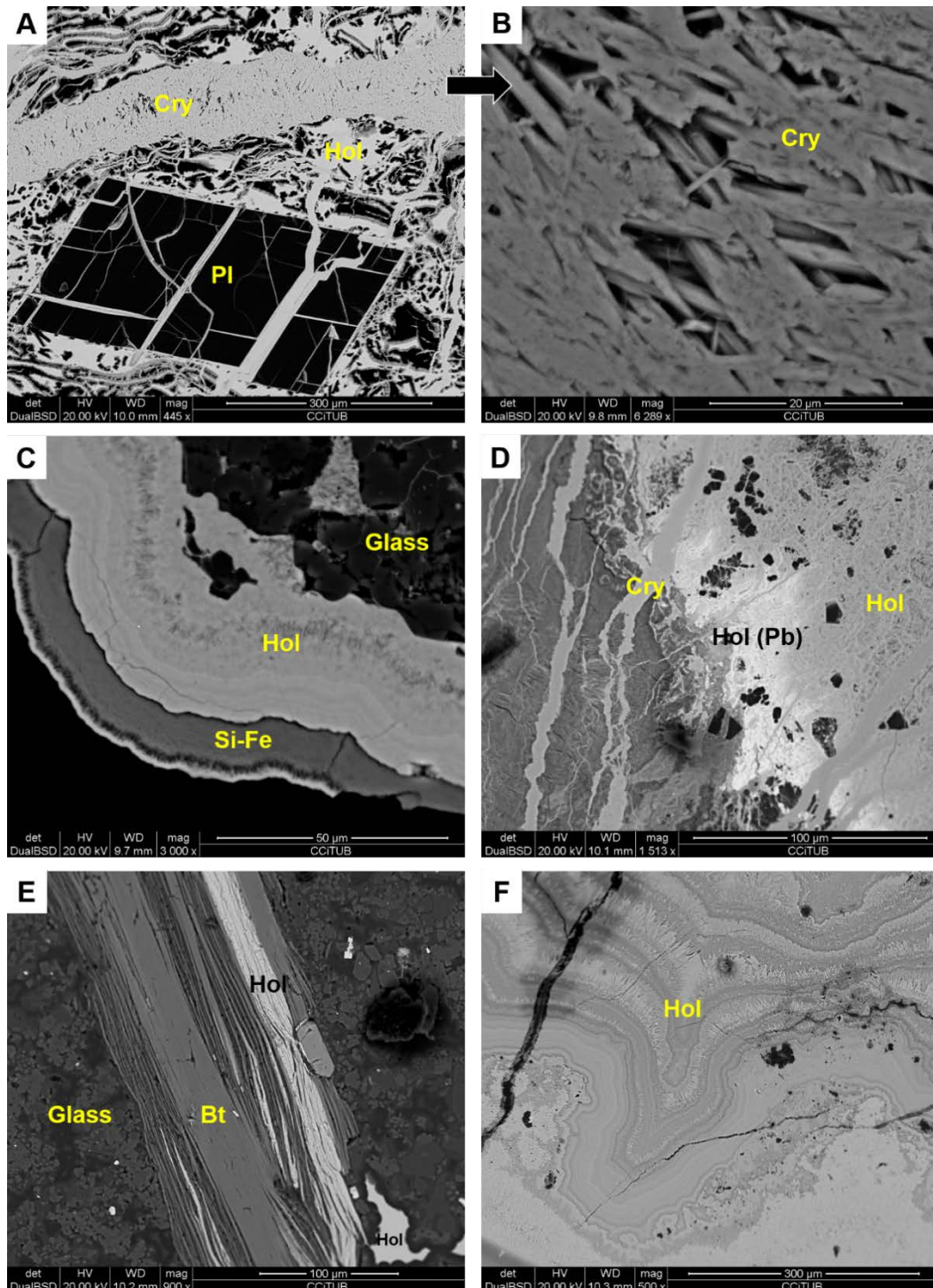


Fig. 11.53: Mineralizaciones de óxidos de manganeso sobre rocas comendíticas y riolíticas de La Piramide y Macchione. Imágenes de electrones retrodispersados con microscopio electrónico (SEM-EDS). A) Se observa un reemplazo de hollandita (Hol) sobre el vidrio volcánico y rellenando fracturas de plagioclasas (Pl), este pulso es cortado por venillas de criptomelano (Cry) de hábito fibroso. B) Detalle de los cristales fibrosos de Cry en fracturas. C) Hábito botroidal de Hol intercalado con vetillas paralelas de un gel de sílice y goethita. D) Hollandita con diferentes contenidos de cationes, las zonas blancas corresponden a $>Pb$. E). Reemplazo de biotita (Bt) con Hol. F) Principalmente hollandita en solución sólida con Cry, venillas con crecimiento bandeado, botroidal, las diferentes bandas corresponden a cambios de composición química entre K, Ba y Pb.

Tabla 11.3 Composición química de todorokita y romanechita. <LL: límite inferior de detección.

TODOROKITE Sample	La Piramide		Macchione	Capo Becco			ROMANECHITA Sample	Capo Becco	
	15-283a	15-283b	15-277b	15-319a	15-255a	15-255b		15-255a	15-255b
SiO ₂	0.20	0.21	0.29	0.31	0.17	0.53	SiO ₂	0.05	0.11
K ₂ O	3.72	3.19	6.80	4.91	0.38	0.61	K ₂ O	2.72	5.10
Na ₂ O	0.41	0.58	0.38	0.37	0.61	0.36	Na ₂ O	0.09	0.00
Ce ₂ O ₃	0.48	0.38	0.10	0.04	0.10	0.92	Ce ₂ O ₃	0.22	0.38
Al ₂ O ₃	0.11	0.12	0.07	0.22	0.16	0.68	Al ₂ O ₃	0.12	1.16
MgO	0.27	0.44	0.16	0.40	1.16	0.77	MgO	<LL	<LL
CaO	0.49	0.67	0.46	0.51	0.68	0.74	CaO	0.03	0.07
SrO	0.48	0.46	0.63	<LL	<LL	0.16	SrO	<LL	<LL
MnO ₂	59.19	59.08	70.10	67.93	56.23	53.22	MnO ₂	3.96	10.49
Mn ₂ O ₃	18.34	19.33	7.30	8.23	18.14	17.18	Mn ₂ O ₃	72.91	65.96
PbO	<LL	<LL	<LL	0.39	0.09	0.26	PbO	6.09	6.87
FeO	0.10	0.09	0.14	3.51	2.15	1.85	FeO	0.82	0.50
BaO	3.59	3.35	1.44	0.88	10.03	11.26	BaO	6.85	5.17
ZnO	0.11	0.13	0.06	0.74	0.52	0.23	ZnO	0.19	0.08
TiO ₂	0.16	0.11	<LL	<LL	0.09	0.28	TiO ₂	0.08	0.11
H ₂ O	10.93	11.03	11.24	11.28	10.85	10.52	H ₂ O	3.46	3.60
Total	98.58	99.16	99.19	99.74	101.36	99.57	Total	97.59	99.61
MnO(total)	64.78	65.58	63.77	62.83	62.18	58.87	MnO(total)	68.75	67.84

La hollandita es el mineral más enriquecido en Ce, tiene también concentraciones elevadas de Sr, Zn, Al y Ti.

Tabla 11.4: Composición química de hollandita. <LL: límite inferior de detección.

HOLLANDITE Sample	La Piramide		Capo Becco					
	15-283a	15-255a-1	15-255a-2	15-255a-3	15-255a-4	15-255b-1	15-255b-2	
SiO ₂	4.20	0.62	2.27	0.84	0.32	0.21	0.11	
K ₂ O	1.43	0.63	1.66	0.80	0.56	0.73	1.55	
Na ₂ O	0.26	0.43	0.30	0.26	0.40	0.11	0.35	
Ce ₂ O ₃	0.75	0.87	0.85	1.11	0.82	0.12	0.16	
Al ₂ O ₃	5.85	0.38	1.54	1.45	0.45	0.75	0.14	
MgO	0.28	0.95	0.38	0.36	0.97	0.09	0.58	
CaO	0.47	0.86	0.70	0.72	0.75	0.13	0.35	
SrO	0.24	0.20	0.55	0.32	0.14	<LL	<LL	
MnO ₂	64.81	67.84	68.60	62.12	65.05	64.82	69.97	
Mn ₂ O ₃	10.39	10.17	8.69	18.61	15.25	14.23	13.10	
PbO	<LL	0.25	2.61	0.53	<LL	3.53	3.09	
FeO	1.21	2.89	1.59	0.56	1.64	2.40	1.48	
BaO	10.46	10.63	10.22	11.38	11.14	12.59	8.44	
ZnO	0.12	0.24	0.28	0.31	0.16	0.30	0.36	
TiO ₂	0.23	0.25	0.29	0.34	0.25	0.19	0.09	
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	
Total	100.69	97.19	100.53	99.70	97.90	100.19	99.77	
MnO(total)	57.55	59.93	59.88	59.05	59.94	60.48	65.47	

El criptomelano que es el segundo mineral más abundante suele formar soluciones sólidas con hollandita (Tabla 11.5). En los sectores donde es clara su identificación, solo se observan concentraciones elevadas de Sr y Al. Es posible que el aluminio, tanto en este mineral como en hollandita sea producto del reemplazo de estos minerales en el vidrio volcánico.

Tabla 11.5: Composición química de criptomelano. <LL: límite inferior de detección.

CRYPTOMELANE Sample	Cala Fico				Macchione	
	15-197b-1	15-197b-2	15-197b-3	15-197b-4	15-277b-1	15-277b-2
SiO ₂	0.48	0.26	0.30	0.34	0.17	0.12
K ₂ O	6.20	5.65	5.53	5.52	9.89	11.22
Na ₂ O	0.49	0.45	0.52	0.49	0.19	0.13
Ce ₂ O ₃	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL
Al ₂ O ₃	0.27	0.34	0.30	0.31	0.07	0.23
MgO	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL
CaO	0.12	0.09	0.09	0.12	0.23	0.07
SrO	0.22	0.22	0.24	0.35	0.17	0.15
MnO ₂	85.04	82.63	83.25	82.61	88.82	86.59
Mn ₂ O ₃	6.69	9.74	9.77	8.97	-	-
PbO	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL
FeO	0.20	0.08	0.08	0.24	0.12	0.07
BaO	0.04	0.03	0.03	0.03	0.11	0.77
ZnO	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL
TiO ₂	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL
H ₂ O	-	-	-	-	-	-
Total	99.78	99.51	100.38	99.30	99.82	99.40
MnO(total)	75.40	76.18	76.71	75.47	72.47	70.66

Finalmente, la coronadita (Tabla 11.6) muestra una fase hidratada en algunas muestras con concentraciones de PbO superiores al 20 wt% y al 10 wt% de H₂O. Parece estar también en solución sólida con hollandita, ya que algunas áreas medidas contienen sólo 10 wt% de PbO, y un contenido de BaO de 5 wt% aproximadamente, particularmente está enriquecido en Zn, con concentraciones más elevadas que lo que muestra la hollandita.

Tabla 11.6: Composición química de coronadita. <LL: límite inferior de detección.

CORONADITE Sample	Capo Becco							
	15-255a	15-255b-1	15-255b-2	15-255b-3	15-255b-4	15-319Ca-2-08	15-319a	15-319b
SiO ₂	0.69	0.84	0.63	0.51	0.64	0.69	0.79	0.93
K ₂ O	0.67	0.35	0.46	0.54	0.54	0.62	0.59	0.83
Na ₂ O	0.11	0.28	0.36	0.25	0.39	0.61	0.73	0.21
Ce ₂ O ₃	0.57	<LL	0.03	0.11	0.04	<LL	<LL	<LL
Al ₂ O ₃	0.52	0.70	0.37	0.36	0.26	0.15	0.15	0.21
MgO	0.11	<LL	<LL	0.13	0.05	0.09	0.09	0.26
CaO	0.39	0.38	0.40	0.53	0.43	0.68	0.72	0.76
SrO	0.10	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL
MnO ₂	61.91	62.22	62.57	63.31	64.35	36.46	39.27	37.17
Mn ₂ O ₃	16.40	10.00	14.67	17.46	14.69	23.17	19.82	22.15
PbO	10.92	20.32	16.18	10.31	13.40	20.59	20.20	19.90
FeO	2.20	2.58	1.62	1.82	2.21	2.52	4.13	4.00
BaO	6.60	2.32	4.61	6.93	5.24	0.98	0.93	1.42
ZnO	0.25	0.48	0.45	0.55	0.52	2.37	2.60	2.40
TiO ₂	0.17	0.15	0.05	0.08	0.08	<LL	<LL	<LL
H ₂ O	-	-	-	-	-	10.13	10.33	10.32
Total	101.61	100.62	102.40	102.90	102.84	99.08	100.35	100.59
MnO(total)	57.88	55.26	57.65	59.50	59.11	50.57	49.85	50.24

11.4.3.3 Geoquímica y clasificación genética

El Mn aumenta su concentración en minerales durante la diferenciación magmática y cuanto más diferenciado un magma, menos Mn tendrá la roca, pero ciertos minerales tenderán a concentrarlo por sustitución de Fe^{2+} , mecanismo predominante en los silicatos que aceptan mejor la estructura simple del Mn (Guerin, 1982). Para las rocas riolíticas, la fase sólida no adquiere todo el Mn por lo que la fase fluida se enriquece en él. Si se evalúan los contenidos de MnO en las series volcánicas del Sulcis podemos observar que sólo las series básicas e intermedias tienen contenidos superiores al 0.1 wt% de MnO (Tabla 11.7). Las mineralizaciones de manganeso como se comentó antes están alojadas principalmente en la serie MRH y LCO. Como se observa en la Tabla 11.7 hay algunos valores máximos en ambas series que representan las anomalías en las unidades mineralizadas. Para discriminar mejor la posible fuente de Mn se calculó la concentración de MnO y FeO por unidad, estos valores se presentan en la Tabla 11.8.

Tabla 11.7: Contenido de MnO wt% en roca total para las series volcánicas del SO de Cerdeña. Las mineralizaciones de manganeso están alojadas a techo de la serie MRH y en la base de la serie LCO.

Series	Sample #	MnO wt%						
		Mean	Std	Min	25%	50%	75%	Max
URH	161	0.05	0.07	0.01	0.02	0.03	0.05	0.61
UCO	129	0.07	0.04	0.01	0.04	0.07	0.09	0.39
LCO	146	0.09	0.10	0.02	0.06	0.08	0.11	1.04
TRQ	5	0.12	0.04	0.06	0.13	0.13	0.13	0.16
MRH	280	0.06	0.14	0.01	0.03	0.04	0.06	2.37
LRH	90	0.06	0.03	0.01	0.04	0.06	0.08	0.15
AND	18	0.12	0.03	0.06	0.11	0.13	0.14	0.16
BAAND	14	0.14	0.02	0.10	0.13	0.14	0.15	0.17

La mayor anomalía de manganeso está presente en la unidad Punta dei Cannoni (0.17 wt% MnO), esto es particularmente anormal para una roca riolítica. Le siguen en concentraciones de mayor a menor las unidades basalto-andesitas (0.14 wt% MnO), andesitas calcoalcalinas (0.12 wt% MnO) y traquiandesita (0.12 wt% MnO). Las mineralizaciones se enmarcan en la parte media y alta de la serie MRH y en la parte baja de la serie LCO (ver área gris en la Tabla 11.8).

La geoquímica de los óxidos de manganeso desde el punto de vista de los elementos trazas y tierras raras muestra los siguientes patrones de enriquecimiento (Fig. 11.54). Las concentraciones de Cr están por encima del límite superior de la técnica de ICP-MS del laboratorio ALS y son >100 ppm en todas las muestras.

Tabla 11.8: Concentraciones promedio de MnO y FeO en wt% de roca total por unidad, para toda la secuencia volcánica del Sulcis. La mayor anomalía de manganeso está presente en la unidad Punta dei Cannoni, seguida de las unidades basalto-andesitas y andesitas calcoalcalinas y por último la Unidad traquiandesita.

Series	Units	MnO% Mean	FeO% Mean
URH	GN	0.02	1.83
	LC	0.02	1.74
	PM	0.03	2.00
	PCT	0.05	2.11
	CT	0.03	2.08
	PA	0.07	2.34
UCO	AQD	0.03	2.64
	CF	0.05	2.82
	MU	0.08	2.60
LCO	PT	0.09	4.59
	CO	0.09	3.05
TRQ	TRQA	0.12	8.52
MRH	MZ	0.07	2.13
	MCR	0.08	2.75
	NUR	0.04	2.23
	CA	0.08	3.09
	MC	0.05	2.42
	PC	0.17	3.65
LRH	MLN	0.05	2.08
	SE	0.05	3.09
	AC	0.08	4.36
	LE	0.06	3.22
	CM	0.07	4.51
AND	BAND	0.14	6.75
	AND	0.12	7.83

Sólo se cuenta con el análisis por FRX en pastillas de 3 muestras. Las concentraciones de Cr en Cala Lunga son de 191 ppm, en Punta Nera de 143 ppm y en Capo Becco 137 ppm. Las anomalías de Ce ocurren en las mineralizaciones, sólo en Cala Lunga, Cala Fico y La Piramide, y esto es exclusivamente en rocas comendíticas que tienen anomalías más altas de Ce en roca total, en comparación con las riolitas alcalinas. El límite de detección de Ce por ICP-MS es de 500 pm, por lo tanto, las muestras que presentan anomalías tienen concentraciones superiores a ese valor. No se cuenta con datos de FRX para este elemento en los óxidos de manganeso. En Punta Nera y Capo Becco no se observan anomalías positivas de Ce. El Y y el La siguen las tendencias del Ce. El enriquecimiento

de Ni, Ag y Cd está relacionado con los fluidos hidrotermales de origen magmático ya que las rocas de caja no tienen concentraciones elevadas.

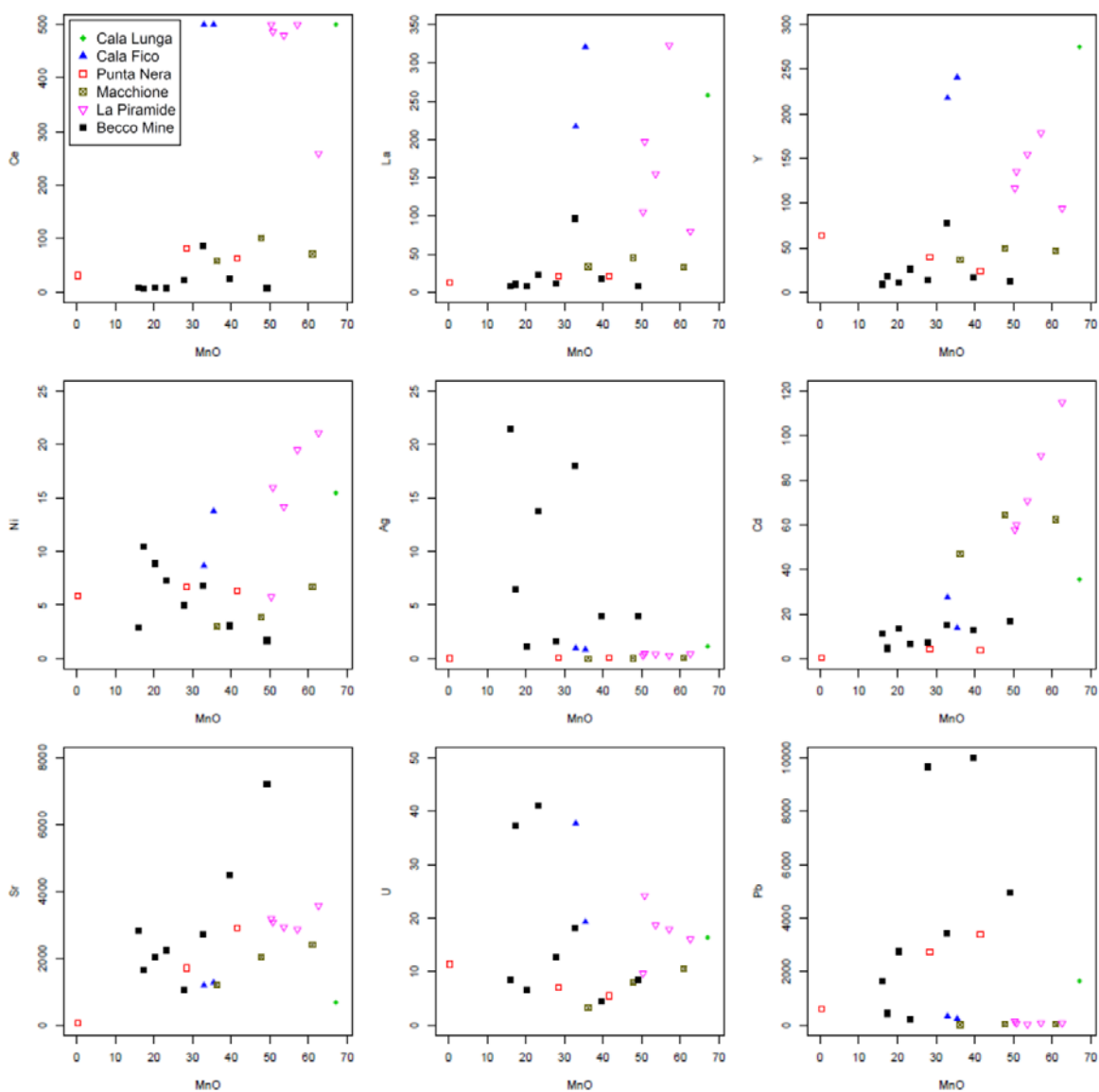


Fig. 11.54: Diagramas bivariantes de MnO wt% vs oligoelementos en ppm. Las concentraciones están representadas por sectores de mineralización. El enriquecimiento en Ce está principalmente asociado a las rocas comendíticas (valores superiores a 200 ppm), mientras que las muestras de La Piramide que están por debajo de 100 ppm corresponden a Matzaccara. El La e Y siguen las tendencias de Ce. El enriquecimiento de Ni, Ag y Cd está relacionado con los fluidos hidrotermales de origen magmático ya que las rocas de caja no tienen concentraciones elevadas. Sr, U, Pb es posible que se enriquezcan por un aporte extra de agua marina.

El Sr y el U es posible que se enriquezcan por un aporte extra de agua marina. En el caso del Pb, su fuente puede ser magmática y también puede ser marina. Las rocas de caja tienen valores bajos de Pb, por lo que es posible que esto sea un aporte externo por agua supergénica. El diagrama multielemental normalizado con las lutitas del post-Arqueano de

Australia (PAAS: *post-Arquean Australian Shale*) según McLennan (1989) muestra un patrón casi plano para los óxidos de manganeso estratificados del sector del Becco, Punta Nera y Macchione, mientras que todas las mineralizaciones asociadas a rocas comendíticas tienen una fuerte anomalía negativa de Eu (Fig. 11.55) y un enriquecimiento general en REE. También se observa una anomalía positiva de Y respecto del patrón plano que presentan en general las muestras del Becco.

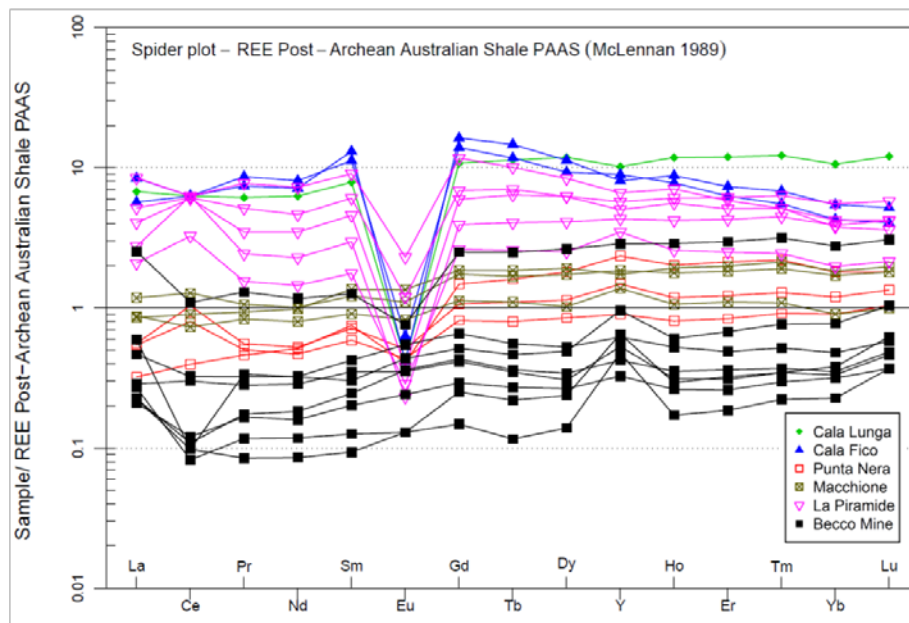


Fig. 11.55: Diagrama REE normalizado según McLennan (1989) con PAAS, para las muestras de Manganeso asociadas a los diferentes afloramientos estudiados. Becco, Macchione y Punta Nera corresponden a mineralizaciones singenéticas. La Piramide, Cala Fico y Cala Lunga a mineralizaciones epigenéticas.

Los diagramas triangulares de la literatura clásica (Bonatti et al., 1972; Nicholson, 1992) para clasificar a los óxidos de manganeso por su ambiente de formación están enfocados en depósitos de océano profundo, y utilizan elementos metálicos de transición como el Fe, Co, Cu, Ni, Zn, Pb y Mn, para evaluar o discriminar tipos genéticos. Muchas veces estos elementos no son tan abundantes en los depósitos de tipo marino somero o continental y la clasificación o discriminación no resulta satisfactoria. Se han utilizado estos diagramas en las muestras del Sulcis, sin éxito, ya que la nube de puntos cae en campos muy estrechos que no representan la realidad del contexto de formación (Fig. 11.56). Frente a este escenario se graficó un diagrama binario, también clásico (Crerar et al., 1982) que representa el contenido de Al y Si en las mineralizaciones, para poder discriminar componentes sedimentarios-diagenéticos o hidrogenéticos de los hidrotermales (Fig. 11.57). Las muestras de mineralizaciones, en general para todo el Sulcis tienen contenidos de sílice, elevado en roca total, debido a la imposibilidad de separar algunos niveles

milimétricos de bandas de jaspes, calcedonia u ópalo; salvo pocas excepciones de los mantos de manganeso pulverulentos tipo wad.

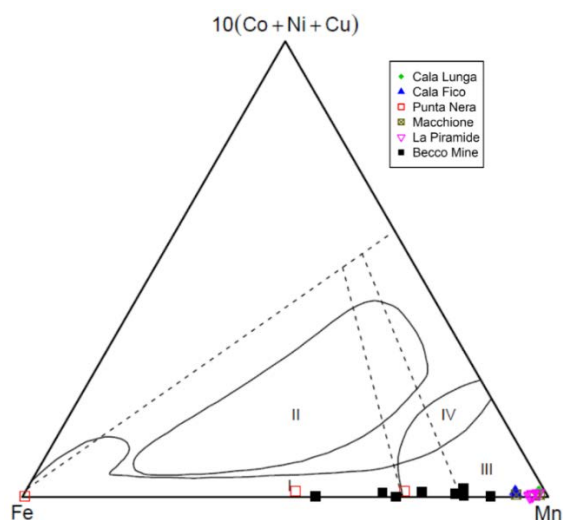


Fig. 11.56: Diagrama triangular de Bonatti et al. (1972), áreas modificadas por Marino et al. (2017). Referencias: I: Hidrotermal, II: Hidrogenético, III: Diagenético y IV: Mixto. Las muestras del Sulcis caen en el campo hidrotermal, sin ninguna distinción por estar en el extremo de las composiciones Fe-Mn.

A pesar de esto el diagrama muestra que los óxidos de Mn del Becco corresponden en su mayoría a un ambiente hidrotermal, con 3 muestras en el campo hidrogenético y límite con el diagenético. Las muestras del sector de Punta Nera (roca de caja unidad Nuraxi) son de tipo hidrotermal (en el límite) y las muestras en el sector de La Piramide (rocas de caja unidad Comenditas) y Macchione (rocas de caja unidad Matzaccara) están todas contenidas en el campo hidrogenético.

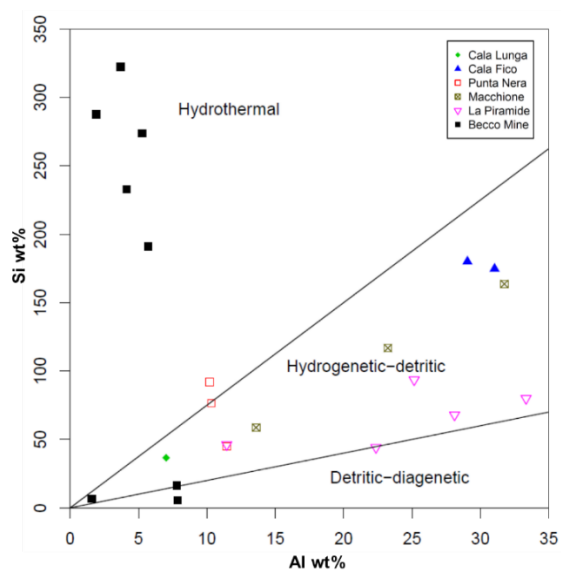


Fig. 11.57: Diagrama binario Al vs Si (wt%) según Crerar et al. (1982). Discriminación de ambientes de formación para minerales de óxidos de manganeso. Ver explicación detallada en el texto.

Nuevos diagramas surgieron en la literatura desde Bau et al. (2003) y más recientes, por ejemplo, Bau et al. (2014) en el que se utilizan tierras raras normalizadas generalmente con materiales sedimentarios (PASS, GLOOS; NASC). El uso de estos nuevos trazadores geoquímicos se ha extendido hasta los trabajos actuales de Marino et al. (2018, 2019); Pitzali et al. (2019) entre otros. En estos diagramas la distribución de REY y algunos elementos trazas como el Nd se han usado para discriminar el origen hidrogenético, diagenético o hidrotermal de mineralizaciones de manganeso de ambiente marino profundo o asociados a nódulos y costras de fondos oceánicos. Un nuevo diagrama triangular fue propuesto también en Josso et al. (2017) combinando los elementos asociados a óxidos mayoritarios como Fe y Mn, y elementos trazas como Zr, Ce, Y. Las muestras del Sulcis, bajo este esquema triangular, muestran variaciones importantes con el diagrama anterior de Crerar et al. (1982), migrando todas las muestras de Macchione (roca de caja MZ) hacia el campo hidrotermal (Fig. 11.58) y agrupando bajo un mismo ambiente de formación este evento de mineralización que es concomitante en el tiempo. Este diagrama muestra una mejor concordancia con el modelo tectono-volcánico propuesto en esta tesis.

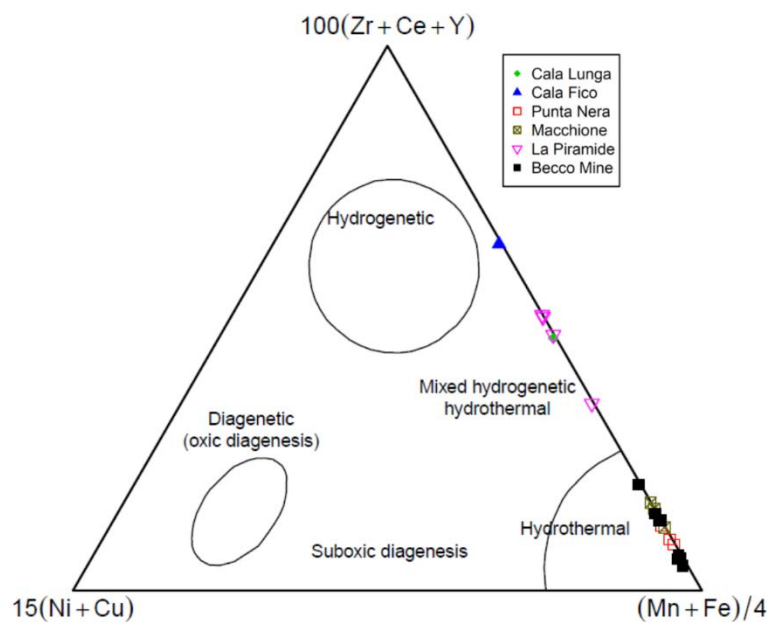


Fig. 11.58: Diagrama triangular propuesto en Josso et al. (2017). Las muestras de mineralizaciones asociadas a rocas comendíticas siguen una trayectoria de mezcla entre un ambiente hidrotermal e hidrogenético, mientras que todas las muestras del Becco y Macchione (asociado a las unidades riolíticas) quedan delimitados en el campo hidrotermal.

Finalmente, los diagramas propuestos por Bau et al. (2014) que utilizan el Ce frente al Nd ppm y Ce frente a Y/Ho (Fig. 11.59) se realizaron normalizando los valores de REE con *Post-Arquean Australian Shale* (PASS, valor normalizado expresado como SN) según

McLennan (1989) y calculando la anomalía de CeSN/CeSN* según Marino et al, (2019) con la siguiente ecuación: $CeSN/CeSN^* = 2CeSN/LaSN + PrSN$. Las muestras de mineralizaciones del Sulcis presentan un dominio hidrotermal que se desplaza hacia el campo hidrogenético a partir de las mineralizaciones en rocas comendíticas. La firma hidrotermal de las mineralizaciones en manto de óxidos de manganeso del Becco, son más marcadas.

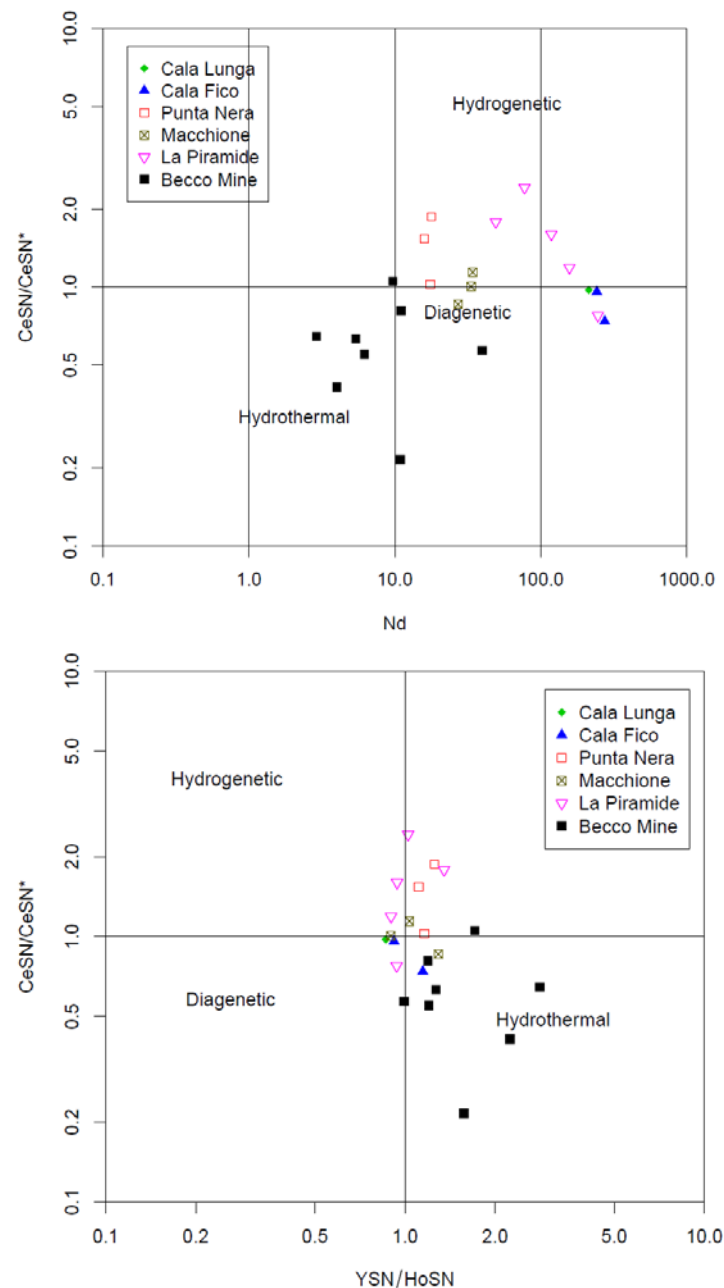


Fig. 11.59: Diagramas de discriminación de ambientes de formación para óxidos de manganeso (según Bau et al., 2014). Las muestras de mineralizaciones del Sulcis presentan un dominio hidrotermal que se desplaza hacia el campo hidrogenético a partir de las mineralizaciones en rocas comendíticas. La firma hidrotermal de las mineralizaciones tipo manto de los óxidos de manganeso, son más marcadas en el sector del Becco.

Los resultados de las proyecciones de las rocas de caja comendíticas, en estos últimos diagramas (los de Josso et al., 2017 y Bau et al., 2014) no parecen del todo adecuados para estas mineralizaciones ya que justamente estas rocas están enriquecidas en extremo, en estos elementos químicos: Zr, Ce, Y, Nb (ver más detalles sobre geoquímica de roca total en la sección 7.4.3 del capítulo 7).

11.4.4 *Minerales de REE y sulfuros asociados a las mineralizaciones*

Se han identificado numerosos fosfatos y óxidos de tierras raras, además de pequeñas proporciones de sulfuros, en la mayoría de los sitios con presencia de mineralizaciones de manganeso. En Pitzalis et al. (2019), los minerales secundarios que contienen REE fueron descritos como apatito, monazita y cerianita dispersos en la mineralización de Mn. En esta tesis la identificación de minerales de REE se realizó mediante microscopio electrónico de barrido SEM-EDS con determinación cualitativa de los espectros elementales en la mayoría de los casos estudiados, y algunos con determinación semicuantitativa. En general estos minerales tienen tamaños inferiores a 50 μm y se alojan sobre jaspes, óxidos de manganeso y vidrio volcánico. Los fosfatos y óxidos de REE corresponden a xenotima-(Y) $[\text{Y}(\text{PO}_4)]$, cheralita $[\text{CaTh}(\text{PO}_4)_2]$, niobaeschynita-Ce $[(\text{Ce,Ca})(\text{Nb,Ti})_2(\text{O,OH})_6]$ (Fig. 11.60), thorita $[\text{ThO}_2]$, cerianita-(Ce) $[\text{CeO}_2]$, titanita rica en Nb $[\text{CaTi}(\text{SiO})_4]$ y un posible mineral de Th-Rh (Fig. 11.61). Estos minerales tienen su origen hidrotermal posiblemente por removilización de oligoelementos en las rocas de caja de las mineralizaciones de manganeso, tanto de la Unidad Matzaccara como de las comenditas. Como se mencionó en el capítulo 7, durante la discusión de movilidad de oligoelementos, muchas tierras raras pueden ser removilizadas de las rocas durante los procesos de hidrotermalismo. Particularmente aquí se comprueba que tales elementos corresponden en mayor medida al Th, Ce, Nb e Y, por lo que se debe prestar especial atención a las interpretaciones petrogenéticas cuando se trabaja con ellos. La removilización de Th puede provenir de los cristales de zircón, y esto también es una evidencia importante para correlacionar con las edades más jóvenes que se han reportado en el capítulo 9 de geocronología de U-Th-Pb. Algunos sulfuros, muy escasos y en tamaños extremadamente pequeños ($<10 \mu\text{m}$) fueron determinados también con SEM-EDS. Estos son sulfuros de Ag, Cu, Ni, Pb y Fe. Los minerales identificados corresponden a pirita, calcopirita, galena, millerita y acantita (Fig. 11.62). Esto también responde de manera evidente a circulación de fluidos hidrotermales de fuentes magmáticas, ya que no se han descrito sulfuros en las rocas volcánicas durante el detallado estudio petrológico y geoquímico de roca total y química mineral. Por ejemplo, el rango de estabilidad de la acantita está por debajo de 177°C (mindat.org), mientras que

la pirita, calcopirita y galena tienen un rango mucho más amplio de temperatura. En el caso concreto de la millerita, diferentes autores indican el inicio de su aparición hacia los 200°C y desaparece hacia los 396-400°C (Holland, 1959, Olivás et al., 1999, Nagaveena y Mahadevan, 2014, Kullerød y Yund, 1962) y con muy baja actividad de S₂ (Scott, 1976).

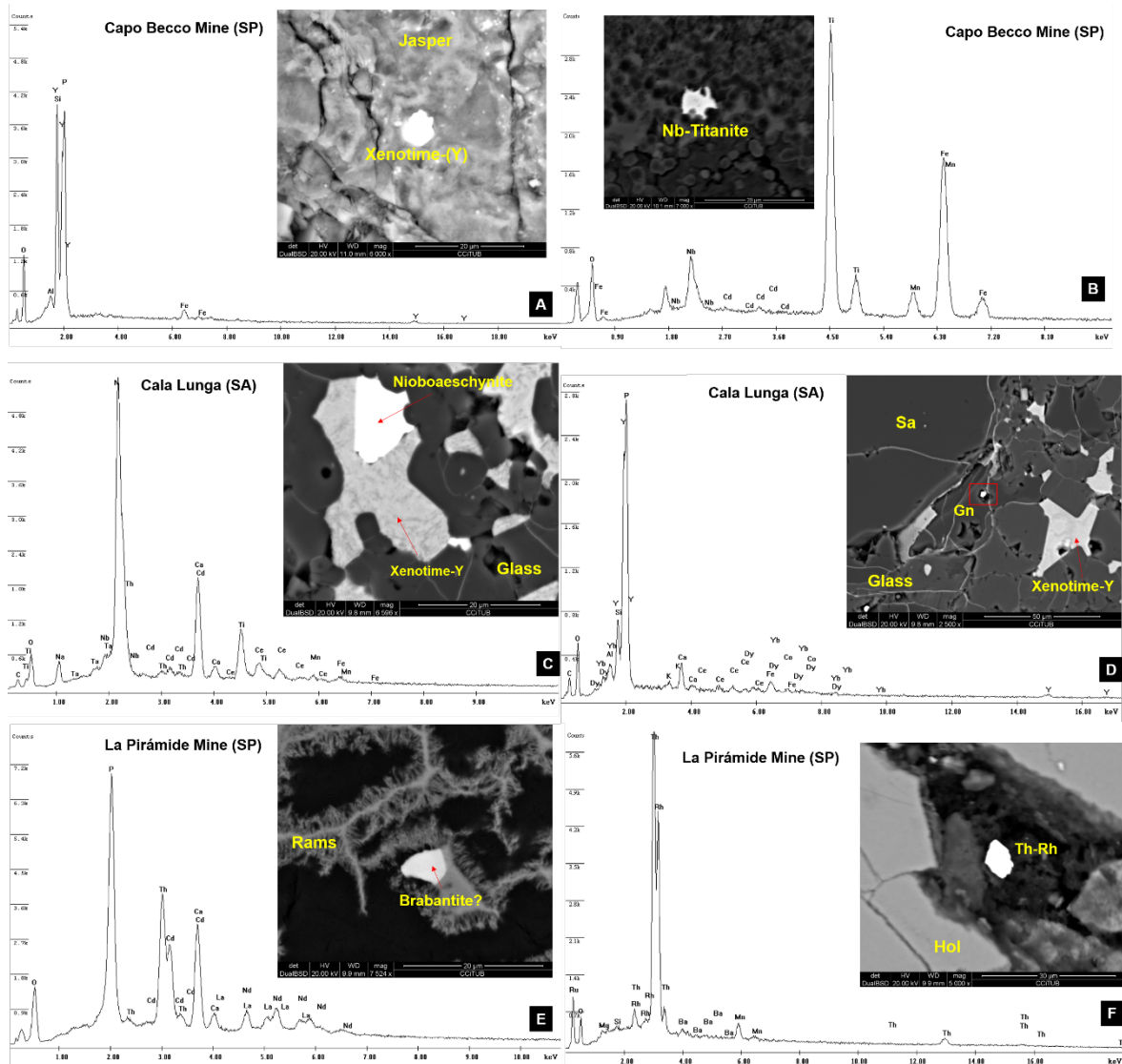


Fig. 11.60: Minerale del grupo de fosfatos y óxidos de tierras raras (REE), asociados a sectores intensamente mineralizados con óxidos de manganeso y jaspers. A y B) Mineralizaciones de jaspers con presencia de Xenotima-Y y Nb-titanita en el sector del Becco. C y D) Mineralizaciones de óxidos de manganeso en los sectores de *blisters* en Cala Lunga (subunidad UCO3-A). Los minerales de REE están alojados principalmente en el espacio vesicular entre el vidrio volcánico (*glass*) y los cristales de sanidina (Sa). En la imagen D se puede un grano de galena (Gn, recuadro rojo). E y F) Mineralizaciones en el sector de La Pirámide. Los minerales de REE están relacionados con óxidos de manganeso principalmente hollandita (Hol) y ramsdellita (Rams). SA: Sant’Antioco, SP: San Pietro. Imágenes SEM-EDS. Véase explicación en el texto.

El azufre no es frecuente en el sistema magmático de las rocas riolíticas y comendíticas del Sulcis, como se comentó en capítulos anteriores estos magmas estaban cargados de F y en menor medida Cl, por lo que el origen de los sulfuros se podría atribuir a aporte y mezcla de fluidos magmáticos y marinos (siendo el agua de mar quien suministra azufre).

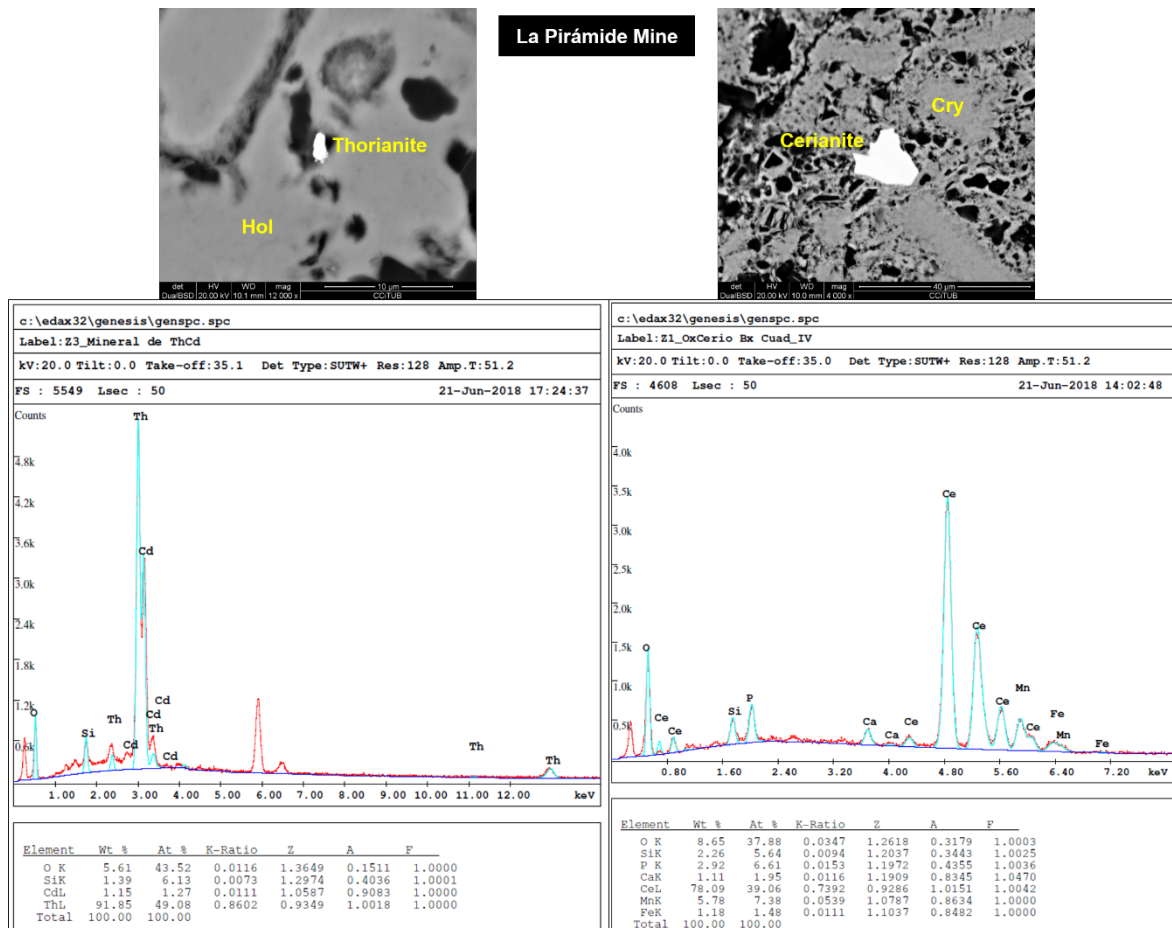


Fig. 11.61: Óxidos de tierras raras asociados a las mineralizaciones del sector de La Pirámide, donde las rocas de caja corresponden principalmente a comenditas. Nótese el tamaño de las partículas minerales inferiores a 40 µm, asociadas a espacios vesiculares de la matriz ignimbrítica que está reemplazada por hollandita (Hol) y criptomelano (Cry).

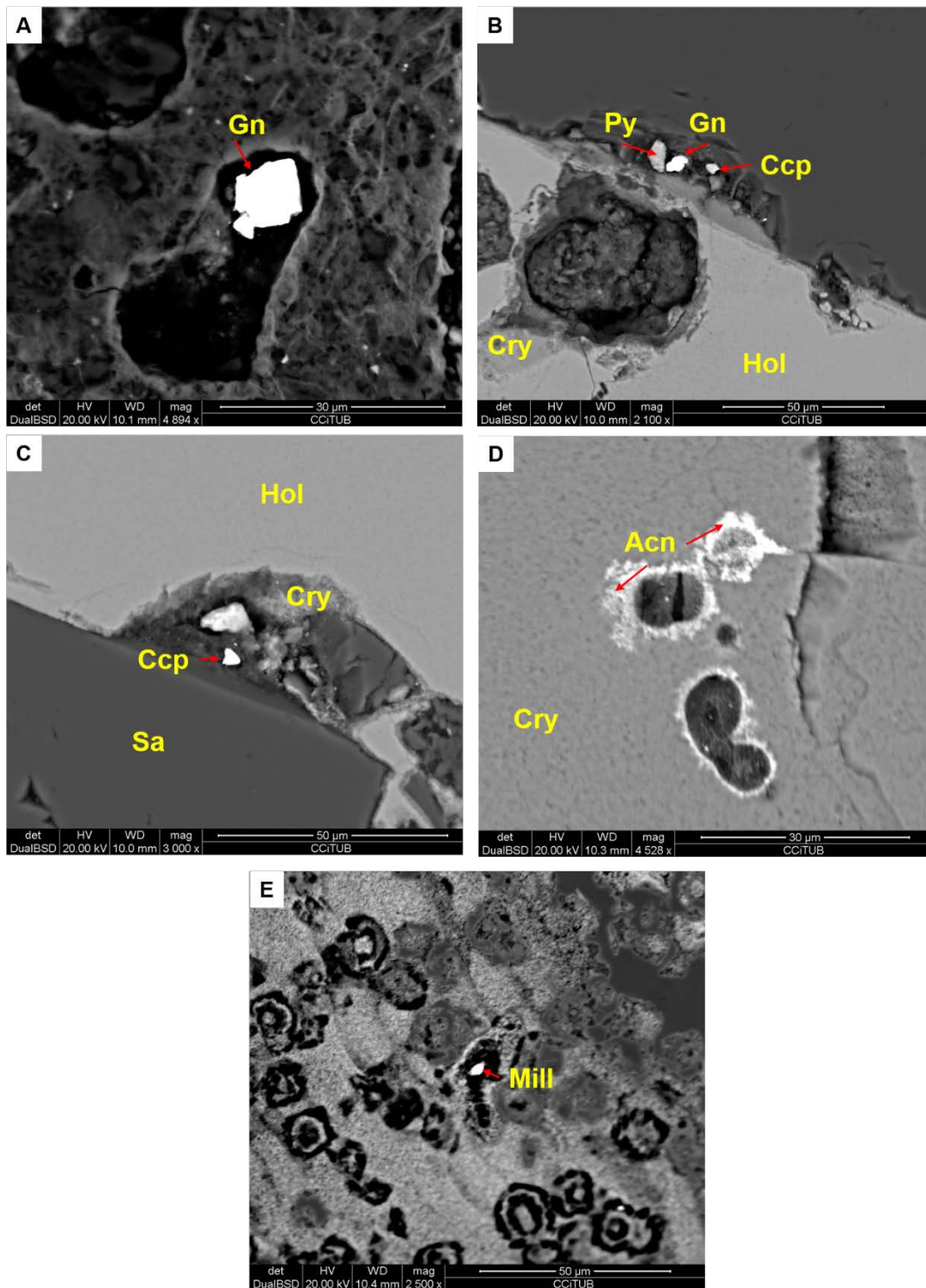


Fig. 11.62: Imágenes de electrones retrodispersados tomadas con microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS). Desde A hasta D corresponden a sulfuros alojados en mineralizaciones de manganeso de la unidad Matzaccara en la cantera de Macchione, San Pietro, principalmente con hollandita (Hol) y criptomelano (Cry). En la imagen D se puede notar que la acantita (Acn: sulfuro de plata) se presenta como exolución del criptomelano muy próximo a la sutura central de una venilla. E) Muestra del sector del Becco, San Pietro, con óxidos de manganeso y peloides microbianos. El sulfuro de níquel (Mill: millerita) está dentro de un peloide, lo que podría indicar precipitación bioinducida.

11.4.5 Bioindicadores presentes en las mineralizaciones

No se encontraron evidencias de fauna de radiolarios en los jaspes, muy frecuentes en muchos cherts y otros depósitos jasperioides alrededor del mundo (p. ej., Crerar, 1982; Pollock, 1987; Reolid et al., 2010; Garbán et al., 2017). Por el contrario, si se presentan evidencias en el sector del Becco y hacia Cala Fico, que pueden corresponder con actividad de microorganismos de tipo algal. Se han observado en la base de los jaspes, estructuras de aspecto estromatolítico que pueden representar algas rojas incrustantes, por ejemplo, algunas observadas en el Eoceno superior en calizas de Alemania (Scholle, 2001), definidas como muy resistentes al oleaje, o similares a ejemplos actuales en ventilas hidrotermales de Bahía Concepción, México (Canet et al., 2005). En la misma muestra se observan también estructuras de tipo amebiforme, que contienen carbonatos de tipo micrítico rodeadas de calcedonia con textura esferulítica. En comparación con la literatura se deducen como algas verdes (Fig. 11.63). Además, otros biocomponentes de tipo algal, se han encontrado en los jaspes y óxidos de manganeso, caracterizados por un denso material micrítico oscuro con bandas oscuras espaciadas de aspecto en red o cámaras. En la literatura se han sugerido dos posibles orígenes, algas o hidrozooos (Fig. 11.64 y Fig. 11.65).

Otras bioformas presentes, corresponden a peloides que sugieren actividad microbiana, estos tienen un núcleo de óxidos de Mn rodeado por un anillo de carbonatos. Existen de dos tipos, un grupo con anillos de color gris claro (al microscopio electrónico SEM-EDS) que corresponden a carbonato de calcio y una proporción de magnesio y otro grupo con anillos de color negro que corresponden a carbonato de calcio y manganeso. Estas bioestructuras fueron revisadas con el Dr. Fernando Núñez (UNAM), experto en microorganismos de rocas carbonáticas. Lo que se puede deducir de los peloides microbianos es que requirieron un ambiente con agua salobre (Núñez F., com. per.). Estos tipos de peloides (Fig. 11.66) son exclusivos de los óxidos de manganeso y no se han observado en los jaspes. Oxidación microbiológica del Mn puede ocurrir en pH que van de 4.8 a 8.9. Se han descrito algunos trabajos (De Groot, 1964) sobre la capacidad de ciertos microorganismos de disolver Mn^{4+} y convertirlo en formas asimilables. La acidez favorece la formación de Mn^{2+} soluble y la presencia de bacterias capaces de oxidar Mn, pueden hacerlo insoluble.

Por otra parte, en la zona de intenso vetilleo de carbonatos cálcicos-magnésicos se pudieron ver a través de microscopio electrónico SEM-EDS unos tubos (Fig. 11.67) que pueden corresponder con ejemplos de la literatura descritos para algas, aunque también hay referencias sobre estas texturas en esqueletos de corales (Canet et al., 2013).

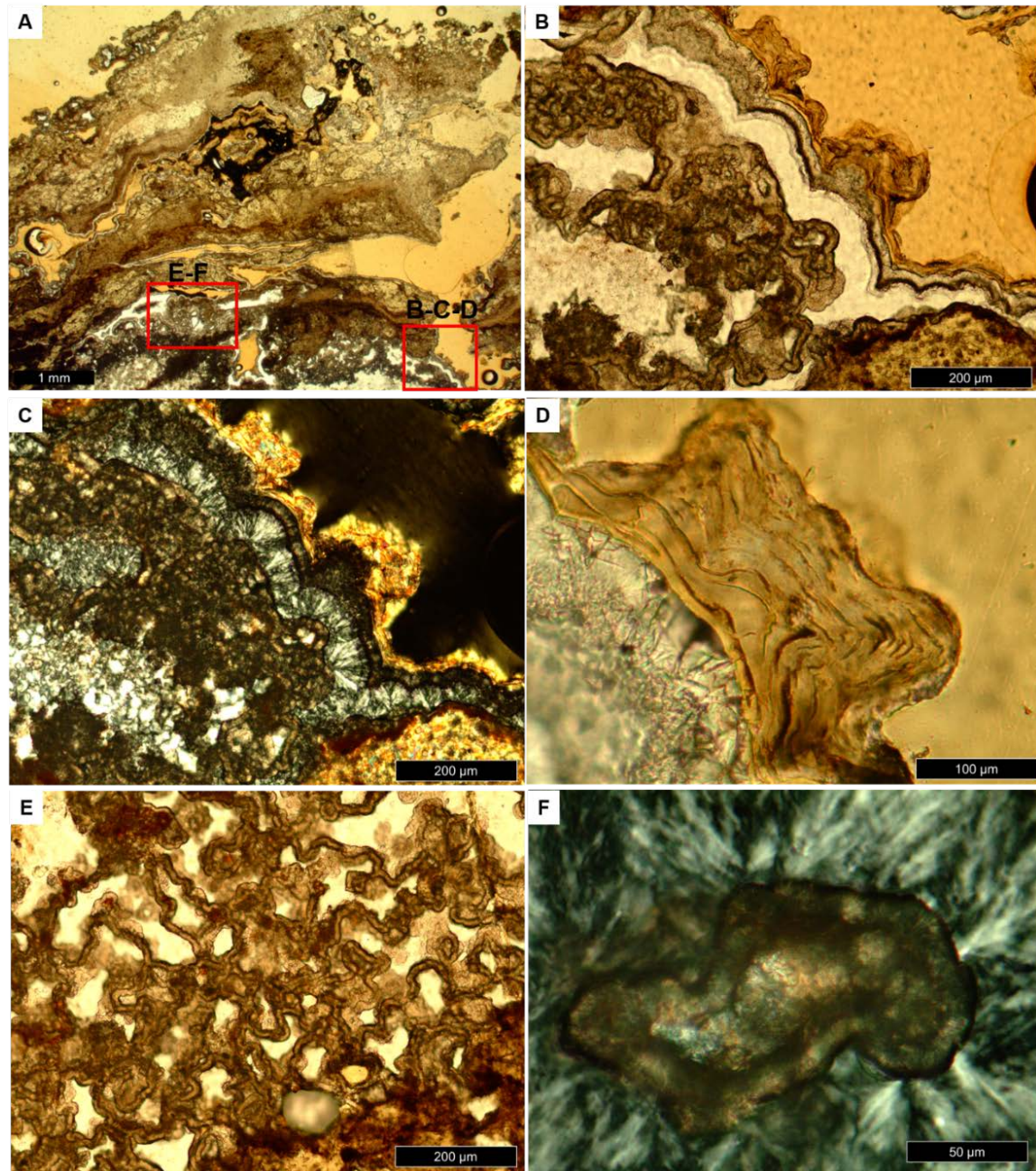


Fig. 11.63: A) sector de los jaspes que presentan evidencias de actividad de tipo algal, que ha sido reemplazada por calcedonia y arcillas. Los cuadros rojos marcan las posiciones de fotos sucesivas. B) Imagen a nícoles paralelos que muestra niveles de crecimiento estromatolítico apoyados sobre un sustrato silíceo, hacia el interior se ven texturas irregulares amebiformes de color marrón con un borde más oscuro. C) imagen a nícoles cruzados de B, nótese la calcedonia en semiesferulitos fibroso-radiales que son el sustrato de los niveles algales estromatolíticos. D) Detalle de la foto C a nícoles paralelos con la estructura característica de un estromatolito. E) Detalle de las formas irregulares abundantes en toda la lámina (nícoles paralelos) las zonas marrones claras corresponden a un cemento de tipo micrítico y las zonas blanquecinas corresponde a calcedonia. F) detalle de una estructura amebiforme a nícoles cruzados.

En las algas, la actividad fotosintética puede conducir a la precipitación de carbonato (generalmente aragonito o calcita con alto contenido de Mg) alrededor de los tubos; esto se ve comúnmente en imágenes de SEM de sedimentos modernos. El reconocimiento de tubos algales permiten la determinación de un entorno dentro de la zona fótica (Scholle, 2001). Dentro de las observaciones de los carbonatos, se encontró también una estructura típica de la calcita (intercrecida con los óxidos de Mn) denominada *bird eyes* que indica un ambiente intermareal o de oleaje. Algunas imágenes de biocomponentes algales fueron revisadas con el Dr. Carles Martin Closas (UB), quien me ha sugerido que podrían tratarse de cianobacterias, del grupo de algas verdes. En general las cianobacterias proliferan en ambientes de temperaturas altas y pH entre 6-9, las algas verdes son típicas de zona de marea superior y las algas rojas de marea baja, en la región litoral (Dunn, 2007). La actividad de tipo algal requiere un ambiente poco profundo principalmente en la zona fótica. Todas estas evidencias demuestran un ambiente subacuático, con tendencia salobre en la formación de jaspes y óxidos de manganeso del sector O de San Pietro.

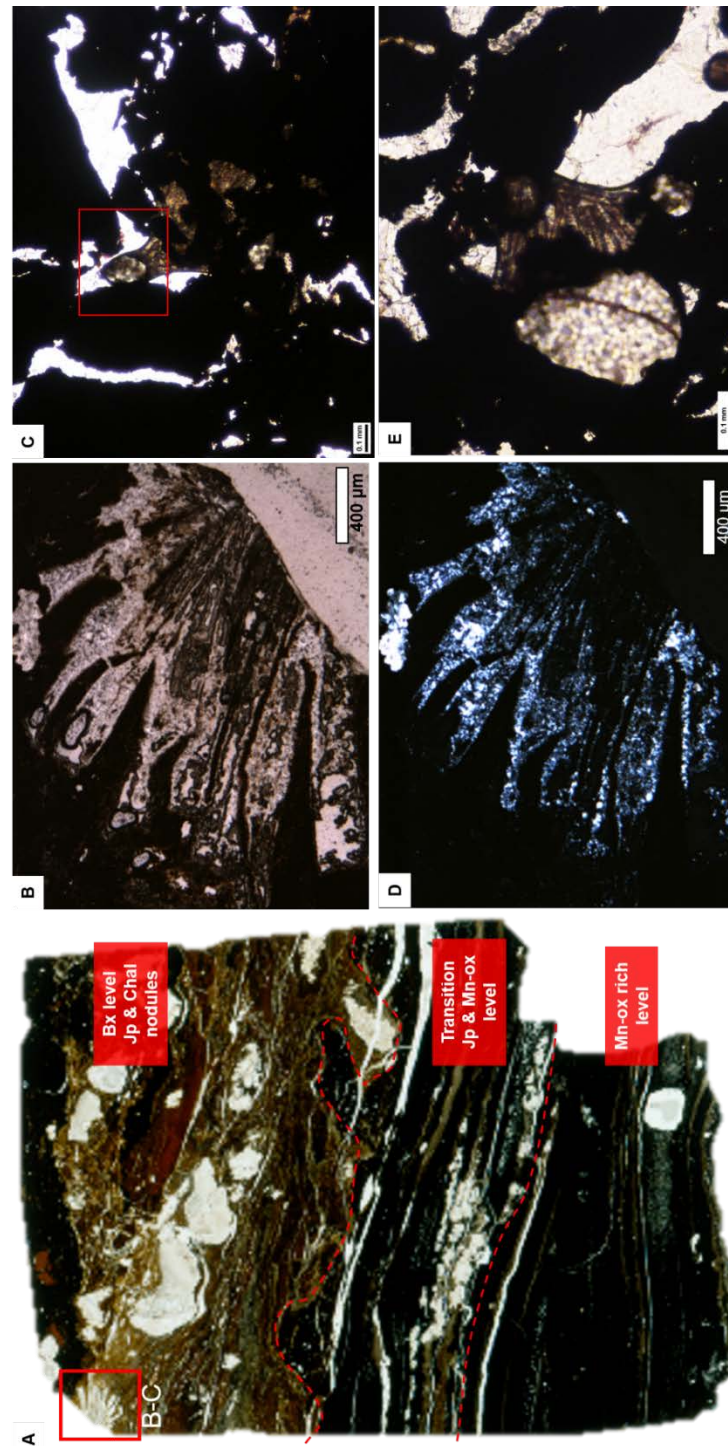


Fig. 11.64: A) Sector de transición entre los niveles de óxidos de Mn y los jaspes. El cuadro rojo B-C, marca el área de las fotos sucesivas. B y C) imagen de microscopio a nicols paralelos (sup.) y nicols cruzados (inf.) que muestra un biocomponente de tipo algal reemplazado por calcedonia, se observa una pared más gruesa de los tubos que es de un tipo de calcedonia de grano más fino que hacia el centro. Esta estructura está concentrada en los jaspes. C) Imagen a nicols paralelos de un biocomponente algal en óxidos de Mn y carbonatos (Cb) de Ca-Mg, el cuadro rojo marca la similitud de la estructura con un tubo y se parece a las formas de la figura B. E) Imagen a nicols paralelos de otro biocomponente de tipo algal en la zona de óxidos de Mn y Cb, con forma similar a la foto D.

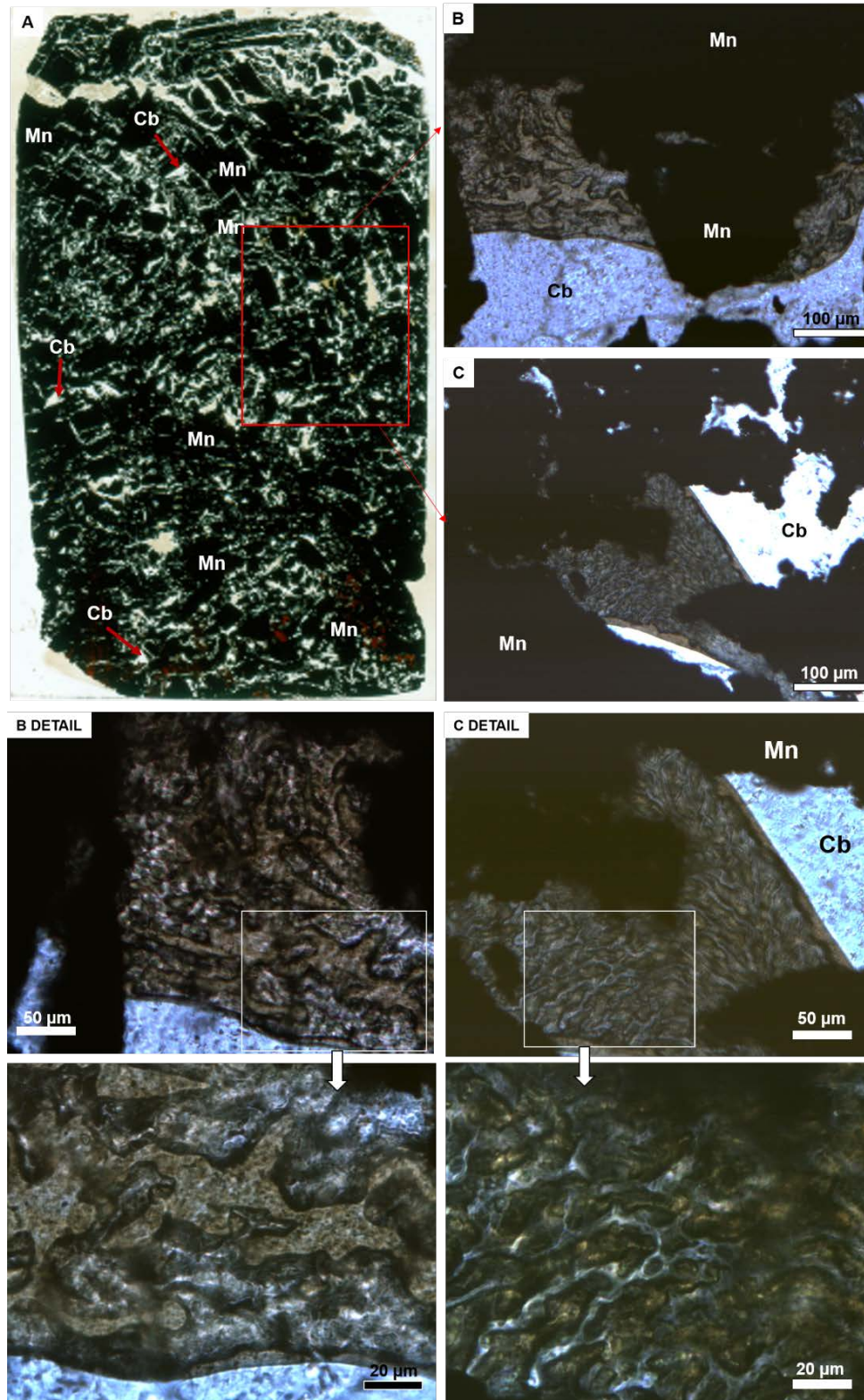


Fig. 11.65: A) Nivel de óxidos de Mn con fuerte brechificación a escala milimétrica relleno de cemento carbonático (Ca-Mg). Los niveles laminares de Mn se han fragmentado y están ligeramente rotados y desplazados. El cuadro rojo marca la zona donde se observan los biocomponentes algales de las fotos B y C. B y C, e imágenes sucesivas con microscopio petrográfico a nicols paralelos muestran en detalle estos biocomponentes algales con una red interna en forma de tubos o canales.

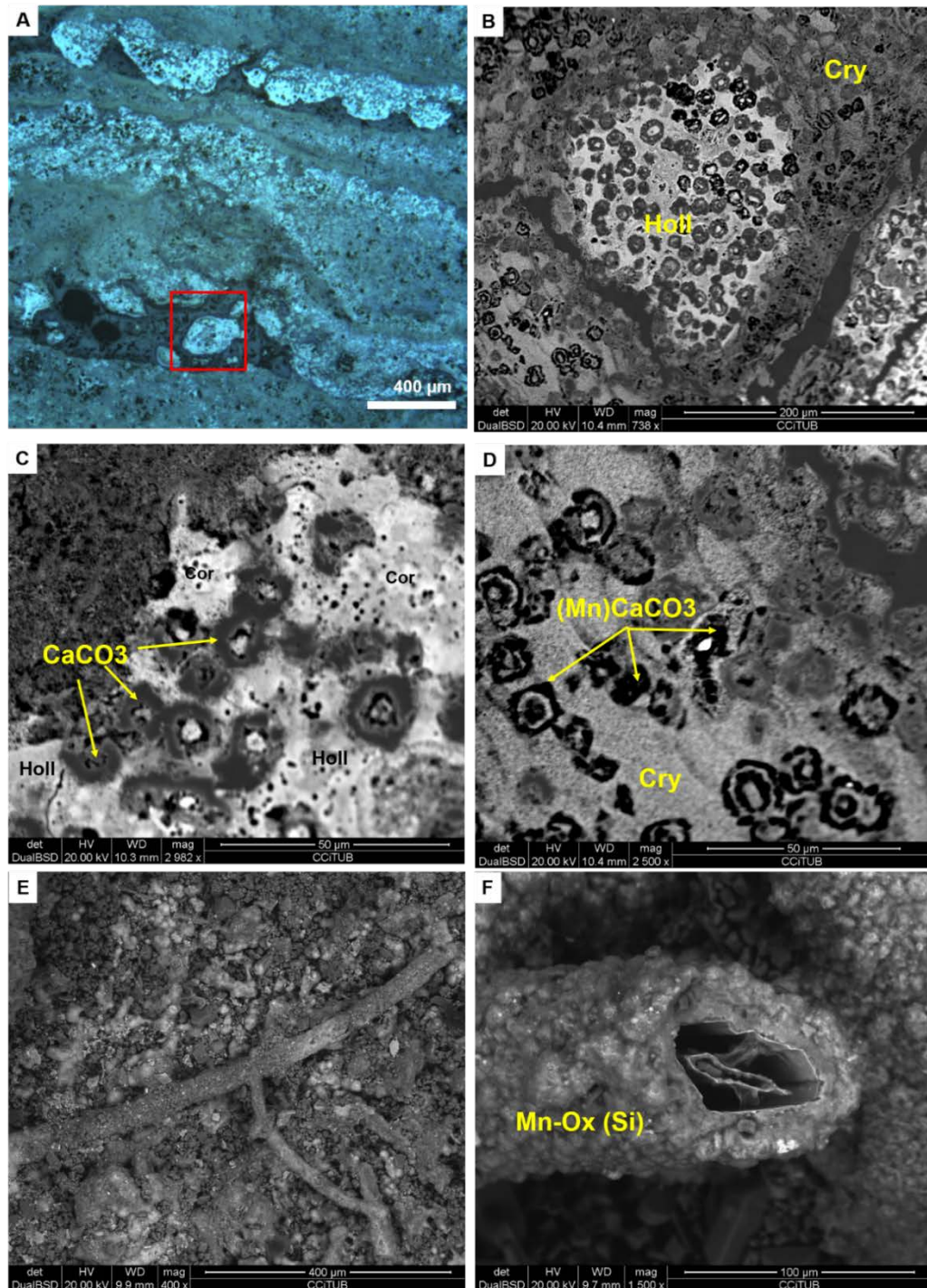


Fig. 11.66: A) Imagen al microscopio con luz reflejada y nícoles paralelos de un sector de óxidos de Mn (Cry: criptomelano, Hol: hollandita) con abundantes estructuras esféricas (peloides). En particular sus formas son más redondeadas que las estructuras observadas en los jaspes de la foto 11.34F. Las siguientes imágenes corresponden a electrones retrodispersados con SEM-EDS, donde se pueden observar el tamaño de estos biocomponentes <25 μm . C) Peloides sobre hollandita y coronadita (Cor, áreas más blancas), el carbonato es cálcico. D) Peloides sobre criptomelano, el carbonato de los anillos externos es Ca-Mn. E) Otro biocomponente que por su tamaño no corresponde a peloides, sino a una estructura tubular sobre óxidos de Mn. F) Detalle de E, sección del tubo, las paredes externas tienen composición de óxidos de Mn con presencia de sílice (Si).

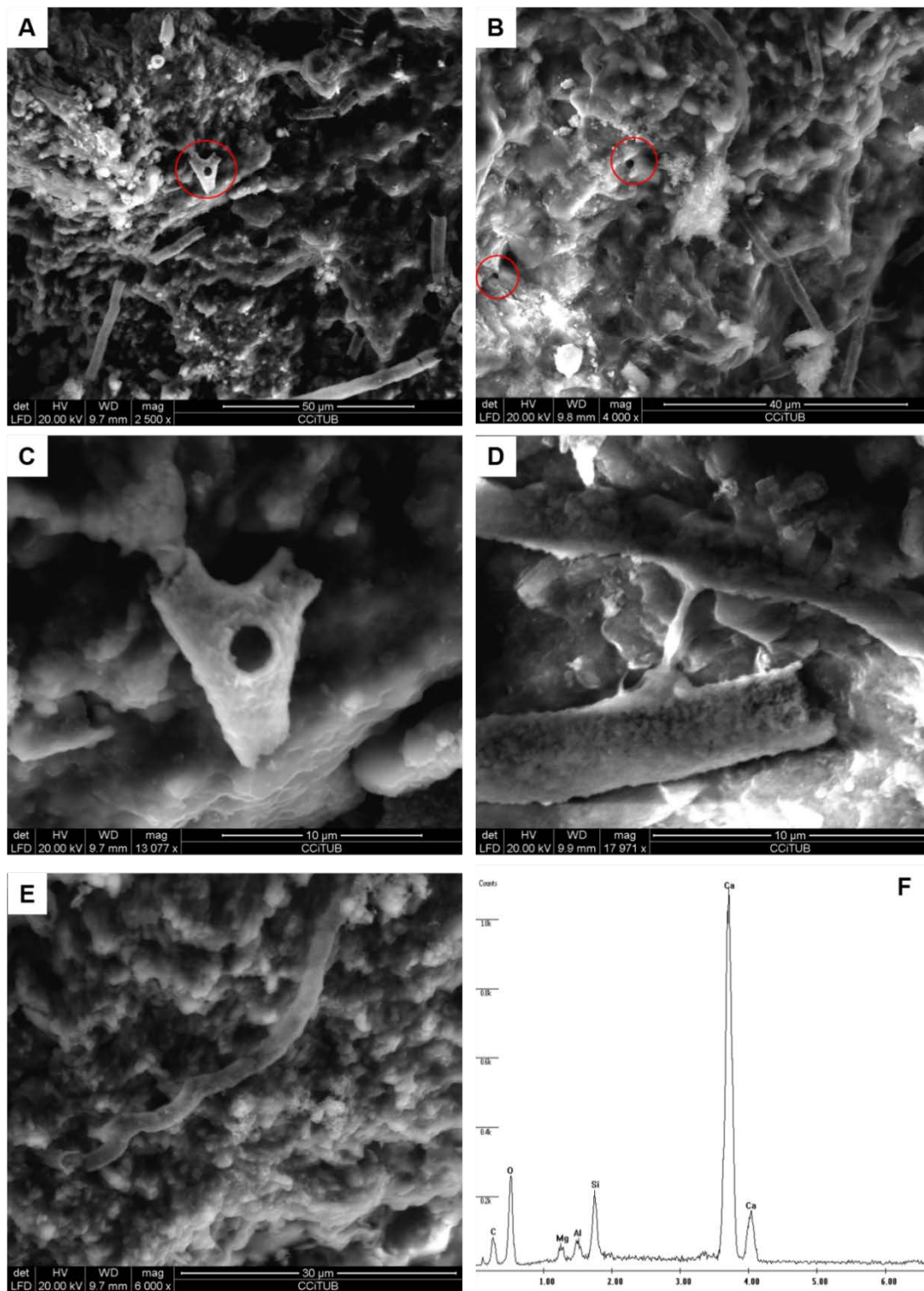


Fig. 11.67: A y B) Muestra del sector de venillas de carbonatos en los óxidos de Mn del Becco. Todas las imágenes corresponden a electrones retrodispersados y espectro de composición semicuantitativo, medido con SEM-EDS. Los círculos rojos muestran orificios cilíndricos similares dentro de las estructuras observadas. C) estructura de tubo similar a corales. D y E) diferentes tubos de composición exclusivamente de carbonato de calcio con sílice, magnesio y aluminio que podrían indicar un componente sedimentario del sustrato donde se fijarían estos organismos. Esto difiere de la composición de los tubos de las imágenes de la foto 11.37E y F.

11.4.6 Estudios de isótopos estables de ^{38}S , ^{13}C y ^{18}O asociados a las mineralizaciones

11.4.6.1 Análisis de sulfatos en jaspes

Previamente se describió que numerosos niveles de barita se intercalan en la secuencia de jaspes, con espesores <2 cm. La barita se presenta en agregados cristalinos con textura de mosaico y hábito masivo, también se observan cristales relícticos aislados dentro de los jaspes lo que sugiere un reemplazo casi total por sílice. Se observa también, rellenando venillas de tipo estilolíticas (Vn1) que cortan de manera oblicua y perpendicular las laminaciones de jaspes, durante los procesos de diagénesis y en relleno de vetillas más tardías como un pulso posterior durante la evolución de los procesos de compactación, disolución, removilización y precipitación, alrededor de cristales de cuarzo hialino. La barita es menos frecuente en el manto de óxidos de manganeso, y su contenido se incrementa cuando estos óxidos se intercalan con niveles de jaspes en el sector del Becco. En la zona de La Piramide se observa en menor proporción, sólo rellenando venillas previas principalmente ocupadas por criptomelano. Se realizaron estudios de química mineral con microsonda electrónica y microscopio electrónico (SEM-EDS) y se tomaron dos muestras en distintos niveles laminados (Fig. 11.68) para realizar estudios de isotopía de azufre.

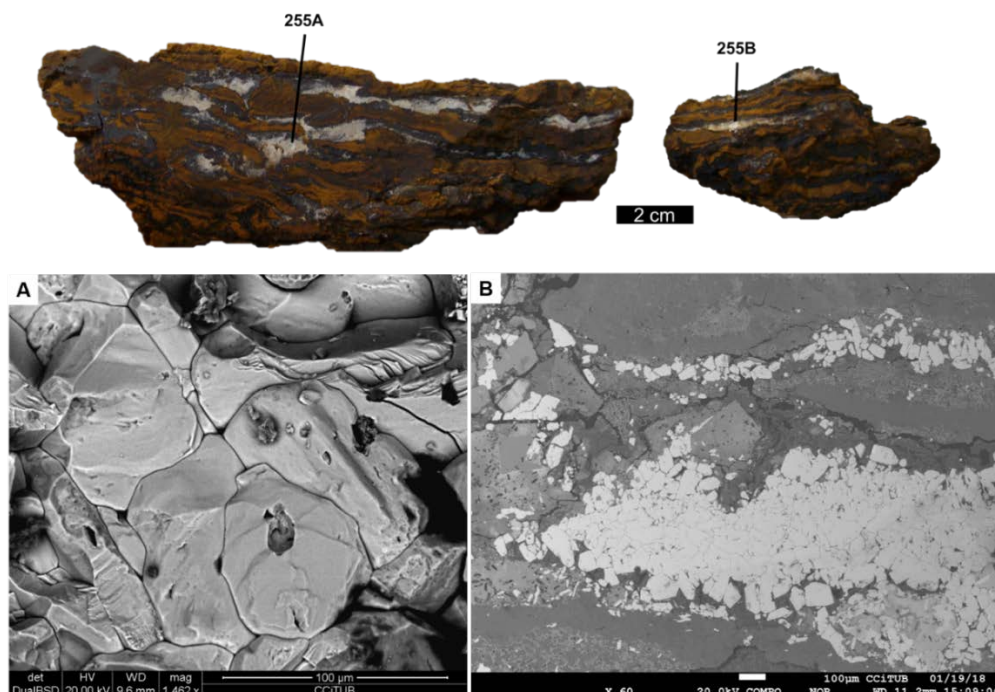


Fig. 11.68: Muestra de Mina Capo Becco, jaspes bandeados intercalados con barita. A) imagen de electrones retrodispersados con microscopio electrónico (SEM-EDS) que muestra la textura de cristales en mosaico y aspecto masivo de la barita. B) imagen de electrones retrodispersados con microsonda electrónica (EPMA) mostrando la barita (blanca) intercalada con jaspes (gris)

Los datos obtenidos con microsonda electrónica sobre la composición química de la barita muestreada para isotopía, muestran que contiene proporciones de TiO_2 (0.79 wt%), Al_2O_3 (0.40 wt%), Ce_2O_3 (0.26 wt%), Na_2O (0.25 wt%) y PbO (0.10 wt%). Mediante microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS) y determinación semicuantitativa de las baritas en algunas venillas (producto de su removilización de los niveles masivos) se pudo observar que contienen pequeñas cantidades de Sr (Fig. 11.69).

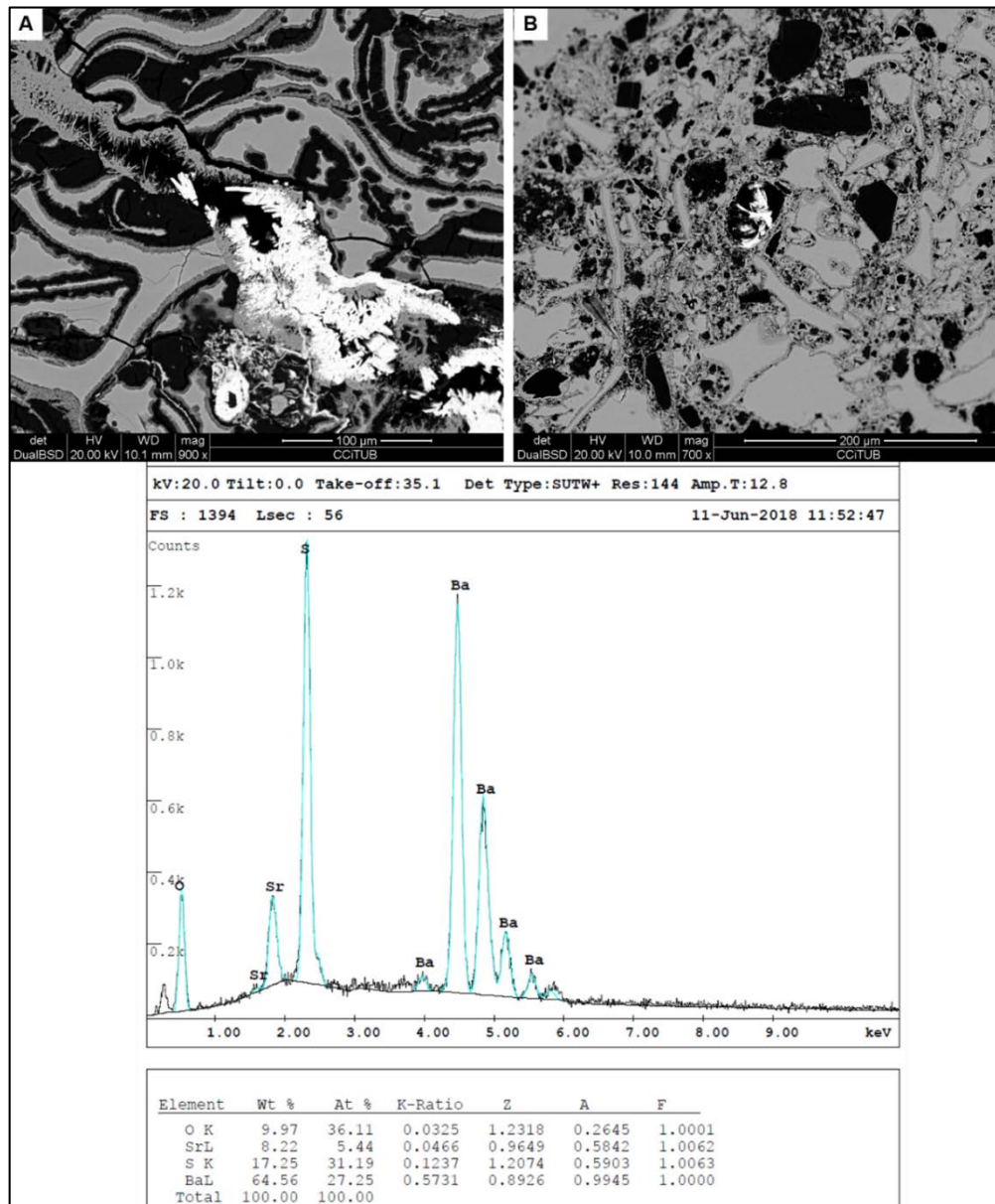


Fig. 11.69: Análisis de barita con microscopio electrónico de barrido (SEM-EDS) y análisis semicuantitativo. Aquí la secuencia de mineralización se define como 1. Hollandita en matriz ignimbrítica, 2. Criptomelano relleno de fracturas y en bordes de hollandita en el vidrio volcánico, 3. Relleno de barita en vesículas y fracturas previas de criptomelano.

Sobre las evidencias anteriores, se realizó el análisis por ICP-MS/OES de las baritas empleadas en los estudios isotópicos, los que han determinado concentraciones de Sr de 3876.2 ppm (equivalente a 0.81 wt% de SrSO₄), además de anomalías de Zn (95.2 ppm), Pb (50 ppm), As (16.6 ppm) y Eu cuyo valor es de 78.8 ppm. La relación Ce/La es de 0.5. En Ehya (2012 y referencias ahí) la relación Ce/La en baritas de aguas profundas es <1 y similar a la del agua de mar, mientras que esta relación en baritas continentales es > 1 y similar a la de las rocas básicas y arcillas. Por lo tanto, está relación de la barita asociada a los jaspes muestra componentes de REE marinos.

Se normalizaron los elementos REE con GLOSS (*Global subducting sediments*, Plank y Langmuir, 1998) obteniendo un valor de EuN de 60.17, una relación Eu/Eu* de 80.9 y EuSN/EuSN*=0.74. La anomalía de CeSN* es 0.14 y CeSN/CeSN*=0.29. Los valores de Ce/Ce* en agua de mar abierta y depósitos relacionados son <1, comúnmente <0.5 (Ding y Zhong 1996; Paropkari et al., 2010; Ehya, 2012). Por lo tanto, este parámetro también demuestra que la anomalía negativa de Ce en la barita es heredada de agua de mar.

Los resultados isotópicos se muestran en la Tabla 11.9. El valor promedio para la barita es de 19.4‰ δ³⁴S_{CDT} y 10.3‰ δ¹⁸O_{SMOW}. Ambos valores están muy próximos al valor de sulfato del agua de mar actual (aproximadamente 8.6‰ δ¹⁸O_{SMOW} y 21‰ δ³⁴S_{CDT}), aunque en el caso del valor de δ³⁴S, está un poco por debajo. Los datos de sulfatos del agua de mar actual son de Markovi (2016). También es ampliamente aceptado que el valor de δ¹⁸O_{SMOW} del sulfato en agua de mar desde el Mioceno a la actualidad sea próximo a 10‰ (Lloyd y Hsü, 2007).

Tabla 11.9: Resultados de isótopos estables de S y O en muestras de barita asociada con jaspes y ocre en la Mina Capo Becco. San Pietro. Valores en ‰.

Sample	Mineral	Weight (mg)	Int.64 (mV)	% S	δ ³⁴ S (CDT)	2SD
255A	Barita	0.344	1222	14.3	19.4	0.44
255B	Barita	0.343	1199	14.1	19.4	0.44

Sample	Mineral	Weight (mg)	Int.28 (mV)	% O	δ ¹⁸ O (SMOW)	2SD
255A	Barita	0.175	5530	27.2	10.3	0.30
255A	Barita	0.170	5460	27.5	10.3	0.30
255B	Barita	0.185	5851	27.4	10.1	0.30
255B	Barita	0.198	6240	27.2	10.0	0.30

Para contextualizar los valores δ¹⁸O_{SMOW} de esta barita en el entorno próximo al mar Mediterráneo, se presentan (Fig. 11.70) algunos resultados de muestras de una campaña DPDS (*Deep Sea Drilling Project*) en Lloyd y Hsü (2007). En la gráfica se proyectan con una línea continua valores de referencia de la literatura recogidos por estos autores, y en líneas de trazos discontinuas los valores de sus estudios en muestras de yeso y anhidrita

de las cuencas Baleares y Tirreno (Lloyd y Hsü (2007). No se cuenta con valores de referencia de baritas para el sector próximo a las islas de San Pietro y Sant'Antioco.

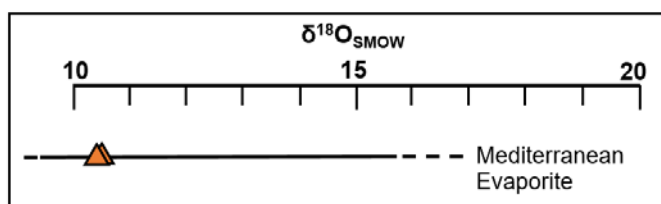


Fig. 11.70: Valor isotópico de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ para la barita de San Pietro, en el sector de la Mina Capo Becco (triángulos de color naranja). La línea recta con valores de referencia se obtiene de Lloyd y Hsü (2007).

Finalmente, se proyectan los resultados propios contra baritas de origen hidrotermal en zonas de arco volcánico y retroarco, también relacionados con extensión (Fig. 11.71).

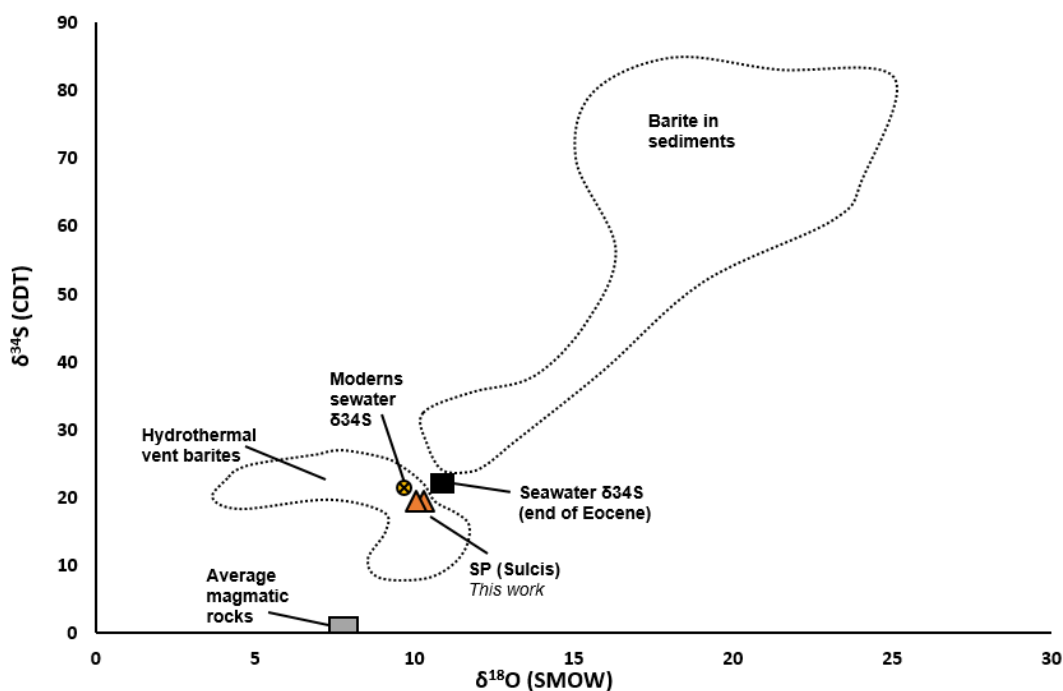


Fig. 11.71: Diagrama de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ vs $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ que muestran los valores obtenidos para la barita asociada a las mineralizaciones de jaspes de Capo Becco, San Pietro (SP), región del Sulcis (SO de Cerdeña). Las áreas en trazos discontinuos fueron tomadas de Ehya (2012, y referencias ahí). El campo de baritas de respiraderos hidrotermales corresponde a ejemplos de cuencas de arco volcánico moderno, de retroarco y cuencas de rift de retroarco.

Este valor ligeramente más bajo (19.4‰ $\delta^{34}\text{S}$) puede indicar que la barita precipita principalmente con composición de fluidos de agua de mar y una ligera mezcla con fluidos hidrotermales magmáticos, durante los eventos hidrotermales que forman los jaspes. El fluido hidrotermal podría contener una proporción menor de H_2S oxidado (Ehya, 2012).

11.4.6.2 Análisis de carbonatos en óxidos de Mn

Los carbonatos relacionados con los óxidos de manganeso corresponden a un sistema tardío de circulación de fluidos, como ya se explicó durante la descripción petrográfica de los mismos. Independientemente se realizaron estudios de petrografía con catodoluminiscencia para evaluar estos carbonatos, constatando una baja respuesta a la luminiscencia. A pesar de ello se pudieron distinguir al menos tres eventos de precipitación de calcita. Previamente en algunos resultados de difracción de rayos X (DRX) de minerales de manganeso, se obtuvieron patrones en el difractograma que indicaban calcita con una componente magnesiada. Estudios con microsonda electrónica determinaron que contiene entre 1 a 3 wt% de MgO y en determinados sectores alcanza concentraciones de 25 wt% de MnO. Esto queda reflejado en las imágenes de catodoluminiscencia donde se aprecia un evento de cristalización de calcita hacia la parte más interna de la vetilla, de color rojo que destaca del resto de carbonatos (azules) casi sin luminiscencia (Fig. 11.72).

Se tomaron cuatro muestras de diferentes sectores dentro de las venillas para hacer estudios isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en los laboratorios CCiT-UB (Fig. 11.73). Los resultados se presentan en la Tabla 11.10. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ tienen un promedio de -10.34‰ $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) y -3.34‰ $\delta^{18}\text{O}$ (PDB), el valor promedio de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ es 27.48‰ .

Tabla 11.10: Resultados de isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en muestras de calcita-Mg asociada con óxidos de Mn en la Mina Capo Becco. San Pietro.

Sample	Mineral	weight (μg)	P CO ₂ (μbar)	P CO ₂ final (μbar)	Int. 44 (mV)	Measured Values				Calculated Value
						$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	2SD	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	2SD	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ (*)
319a-1	Calcite	86	1307	1307	5308	-10.37	0.01	-2.96	0.02	27.87
319a-2	Calcite	83	1238	1238	4738	-10.39	0.01	-2.86	0.02	27.97
319b-1	Calcite	108	1348	1348	5519	-10.53	0.01	-3.89	0.02	26.91
319b-2	Calcite	84	1116	1116	4054	-10.09	0.01	-3.64	0.02	27.16

(*) Kim et al., (2015) equation: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = (\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} * 1.03093) + 30.92$

Valores fuertemente negativos de carbonatos (entre -15 y -10‰ $\delta^{13}\text{C}$ y entre -1 y -3‰ $\delta^{18}\text{O}$ ambos en PDB) se han reportado en Canet et al., (2013) para cementos carbonáticos de tipo aragonito en esqueletos de corales de la cuenca de Consang en el Golfo de California. En Meister y Reyes (2019) se menciona que la firma diagenética de los carbonatos en zonas subóxicas con sedimentos ricos en carbono, pueden tener un rango de 0 a -10‰ . Como se vio más arriba en la sección 11.4.4, numerosos bioindicadores marcan un ambiente en el que está involucrada la materia orgánica y la posibilidad de que los materiales del sustrato sean ricos en carbono. Por otro lado, se sugiere que el enriquecimiento en Mg y Mn en carbonatos es indicativo de fluidos meteóricos (Travé et al., 2000).

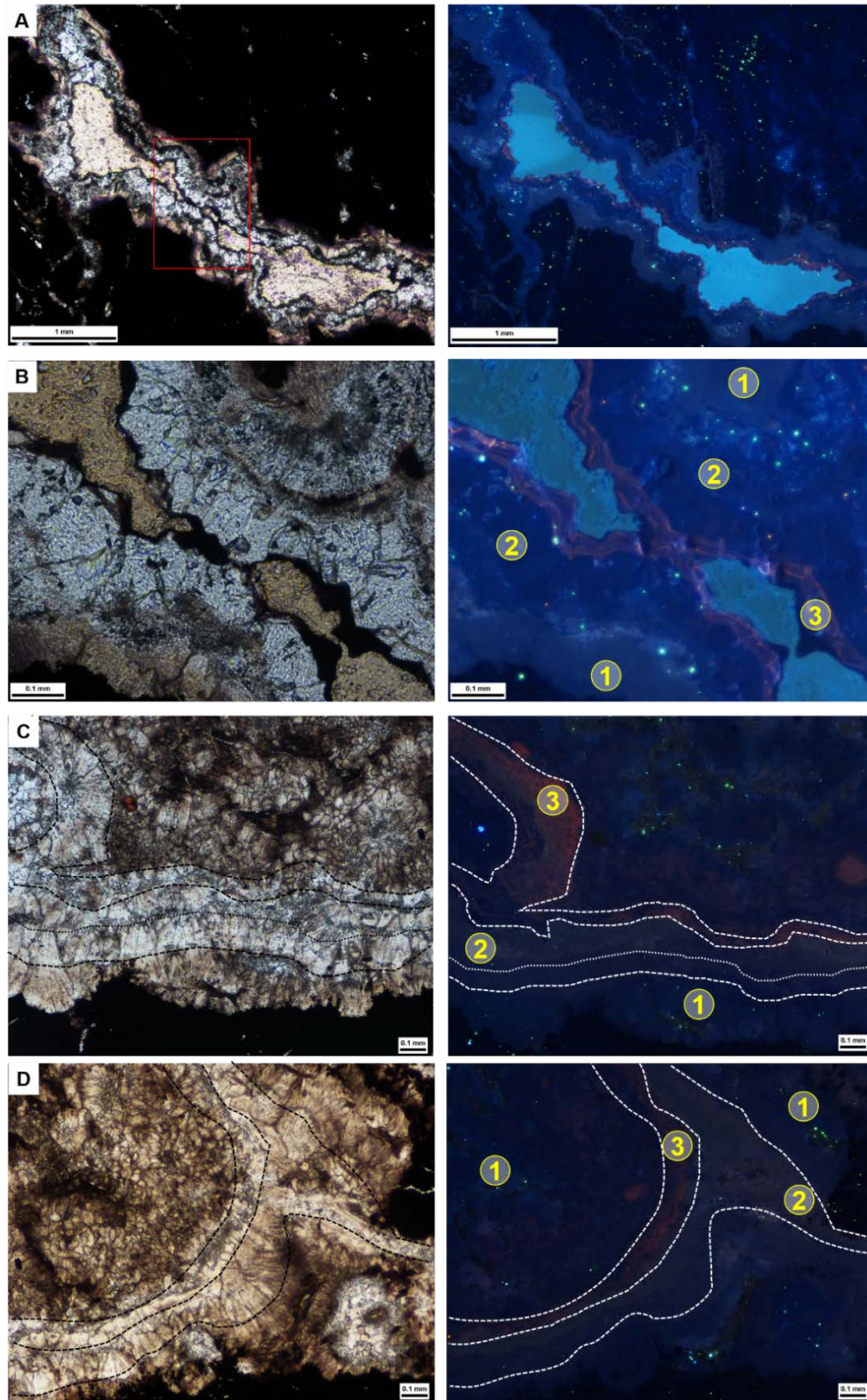


Fig. 11.72: Imágenes tomadas con microscopio de catodoluminiscencia de las vetillas de carbonatos. Se observan al menos 3 eventos mineralizantes, puede haber un cuarto, pero no está muy definido debido a la baja luminiscencia que presentan estos carbonatos (se dibuja con trazo discontinuo más fino en la fotografía C y D.). El tercer pulso de colores más rojizos puede indicar mayor contenido de Mn. Las imágenes de la derecha corresponden a luz transmitida. A la izquierda imágenes con catodoluminiscencia y tiempo de exposición de 30s (en A y B) y 20s (en C y D).

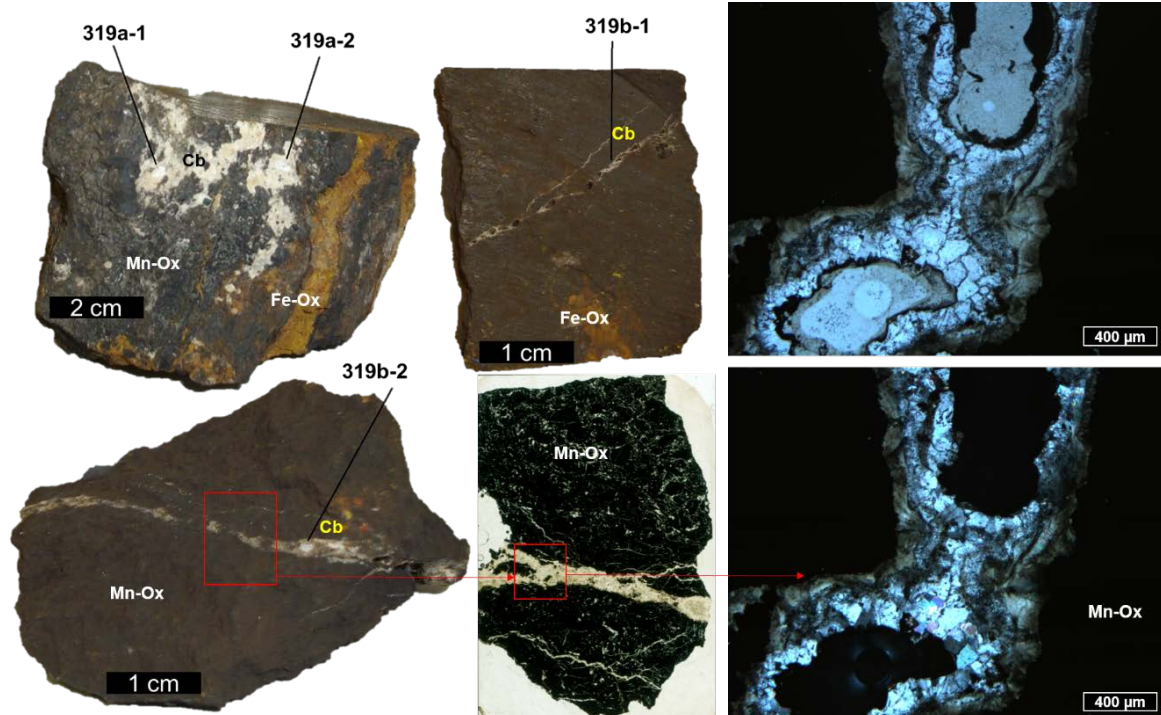


Fig. 11.73: Muestras de Mina Capo Becco, nivel de óxidos de manganeso (Mn-ox) atravesado por un intenso vetilleo de carbonatos (Cb). Las imágenes al microscopio petrográfico (superior a nícoles paralelos, e inferior a nícoles cruzados) muestra pulsos sucesivos de reapertura y relleno de carbonatos, el primer pulso corresponde a un carbonato de color marrón y crecimiento radial semiesferulítico, hacia el interior de la venilla, el siguiente pulso muestra un carbonato más blanquecino de hábito cristalino en mosaico, rellenando toda la cavidad central. Fe-ox: corresponde a algunos niveles de ocre, limonitas y jaspes en láminas y brechas en contacto con los Mn-ox.

Para proyectar estos datos con valores de referencias más locales se extrajeron datos de los informes DSDP de Lloyd y Hsü (2007), tal como se comentó en la sección anterior con los resultados de S-O en baritas. En el informe DSDP se presentan valores para el Mioceno y Cuaternario del Mediterráneo, principalmente concentrados en el Serravallianse y Messiniense (Fig. 11.74). Los autores reportan valores para muestras de calcita y dolomita de la cuenca de Alborán y la cuenca del Tirreno. Los valores de isótopos de oxígeno del Sulcis (estudiados aquí) se posicionan en línea recta hacia la izquierda de la población de valores para calcitas del Mioceno superior (caracterizado por importante evaporación y en un período de tiempo posterior a las mineralizaciones en estudio), pero la firma de los carbonatos de la isla de San Pietro es mucho más negativa en $\delta^{13}\text{C}$.

El cálculo de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ del agua de mar derivado del valor isotópico de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de la calcita se realizó con la ecuación de O'Neal et al. (1969). Se modeló un rango de temperaturas entre 50° y 100°C en función de la temperatura mínima (114°C) obtenida en la medición de inclusiones fluidas de los jaspes brechados, ya que se asume por

paragénesis mineral y relaciones de cortes entre las vetillas, que los carbonatos son muy posteriores a estos cuarzos de baja temperatura.

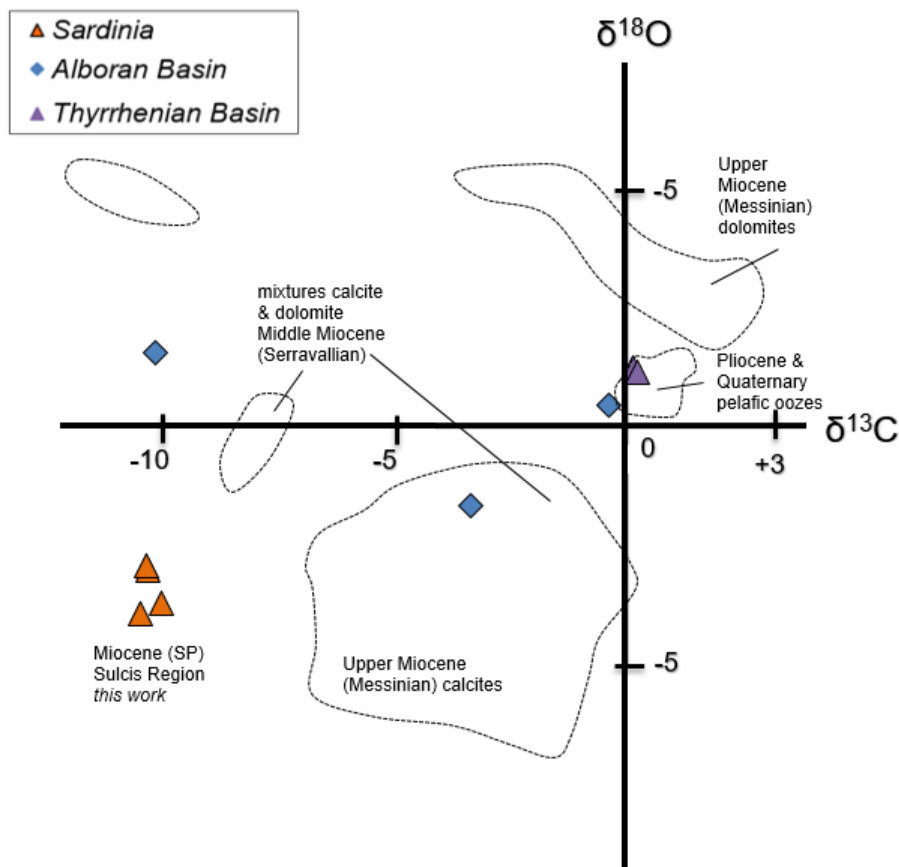


Fig. 11.74: Diagrama $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ con valores isotópicos obtenidos de las venillas de carbonatos de las mineralizaciones de manganeso en Capo Becco, San Pietro (SP), región del Sulcis. Para contextualizar los datos se proyectan algunos valores de referencia de relaciones isotópicas para el Mioceno del Mediterráneo, tomados de Lloyd y Hsü (2007).

El valor calculado de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ del agua de mar a 75°C es de 7.9‰ en promedio y a 50°C es de 4.22‰ . Estos valores corresponderían con aguas evaporadas. Se estima que las temperaturas en las que precipitan estos carbonatos son diagenéticas y que la firma muy negativa de aproximadamente -10‰ $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) para la calcita correspondería con fraccionamiento isotópico por actividad bacteriana. Esto está apoyado también con las evidencias de peloides microbianos en los sectores donde precipita esta calcita dentro de los óxidos de manganeso. Debido a estos procesos diagenéticos también puede haber influencia de agua meteórica. Según Sharp (2017) en cuencas aisladas o mares poco profundos los valores del agua marina podrían ser perturbados del valor marino normal por evaporación o afluencia de agua dulce. La diagénesis a baja temperatura puede alterar el valor de $\delta^{18}\text{O}$ de un carbonato debido a la facilidad de disolución en agua dulce. Por lo tanto, esta firma isotópica de la calcita magnesiana involucra un ambiente de agua marina

evaporada con posible influencia de agua meteórica y fraccionamiento por actividad microbacteriana en un ambiente marino poco profundo.

11.5 Discusión

11.5.1 Sobre el origen del manganeso

Guerin desde 1970 hasta 1982 comparó las concentraciones de Fe, Ti y Mn en un importante número de muestras de rocas volcánicas entre Francia, Marruecos y Cerdeña para evaluar la distribución y presencia de Mn en yacimientos de tipo volcánico. Determinó que los mecanismos de cristalización fraccionada explican satisfactoriamente el comportamiento de Mn en series alcalinas, y su distribución en las fases minerales y el líquido. En general notó que los contenidos de Mn en roca total disminuyen con la incorporación de este elemento en minerales que se fraccionan fácilmente (olivinos, clinopiroxenos) y las proporciones de Mn/Fe en todas las fases félsicas aumentan con la evolución de la serie debido al intenso fraccionamiento de Fe los minerales opacos. Así definió que desde un punto de vista metalogénico, las ocurrencias manganesíferas se encuentran en rocas con una tasa muy baja de MnO (0.02-0.07 wt%), mientras que las traquitas o fonolitas que tienen 0.17 wt% de MnO contienen muy pocos o ningún depósito de mineral de manganeso. Por lo tanto, los depósitos de minerales de manganeso se encontrarán en las rocas volcánicas con una concentración muy baja de MnO. Según Guerin (1982) el Mn no encuentra suficientes minerales hospedantes, en rocas riolíticas por lo que el contenido de MnO en roca total es bajo. Esto queda evidenciado por depósitos de impregnación o vetas de manganeso en este tipo de rocas volcánicas. Según este autor se puede esperar que el Mn, que no se integra completamente con los minerales paragenéticos de la riolita, permanezca en la fase neumatolítica o hidrotermal y forme mineralizaciones.

El umbral de mineralización se puede definir según Guerin (1979, 1982) en valores iguales o mayores a 0.16 wt% de MnO, y por encima de él no se producirán mineralizaciones de manganeso. Esto justifica la ausencia de mineralizaciones de manganeso en la traquiandesita de Cala Fico, siendo que este domo está emplazado en toda la serie afectada por mineralización, desde las unidades de base a techo de la estratigrafía que lo contienen. Esto significa que todo el Mn presente en el magma traquiandesítico se distribuyó en los minerales principalmente máficos, o permaneció en la fase residual que luego mineralizó las rocas comendíticas como por ejemplo en el sector donde TRQA está en contacto con Genarbi (ver fotos en Fig. 11.7).

El origen del Mn en el Sulcis se puede explicar por el enriquecimiento de fases fluidas en las últimas etapas de diferenciación del magma, considerando que todos los depósitos están relacionados con las riolitas alcalinas de transición y peralcalinas, y asumiendo que éstas son producto de la cristalización fraccionada de magmas parentales básicos a intermedios. Los contenidos de Mn en las riolitas de las series volcánicas, relacionadas con los eventos de mineralización del Sulcis son muy bajos: por ejemplo, la serie MRH tiene 0.06 wt% y la serie LCO 0.09 wt%, mientras que las andesitas calcoalcalinas 0.14 wt% y la traquiandesita con valores de 0.12 wt%. Esto refuerza las observaciones de Guerin sobre el umbral de mineralización y el Mn puede provenir de las series andesíticas o de magmas básicos a intermedios relacionados con el evento magmático que origina la traquiandesita. El hecho de que dentro de la serie MRH, su unidad basal (PC) sea una riolita rica en MnO 0.17 wt% con concentraciones superiores a las rocas básicas e intermedias, no deja de ser llamativo y es posible que represente el mayor aporte de este elemento en los líquidos residuales durante la cristalización de la cámara.

Como menciona Guerin (1982) el Mn en los magmas se encuentra casi exclusivamente como Mn^{2+} y su comportamiento geoquímico en silicatos y óxidos está controlado por la sustitución de Fe^{2+} , Mg^{2+} y Ca^{2+} con una fuerte influencia de la temperatura sobre estos procesos. Debido a la afinidad química del Mn con el oxígeno, los óxidos serán los componentes casi exclusivos de los depósitos volcánicos. Se ha demostrado de manera experimental y de forma natural que el Mn es un elemento de mayor movilidad que el Fe durante la meteorización de las rocas y si a su vez, estas rocas sufren procesos hidrotermales, el fluido que ya contiene hierro de origen magmático incorporará el Mn removilizado, por esto muchas veces es difícil discernir sobre el origen del Mn y posiblemente esto se pueda resolver con isotopía de oxígeno en óxidos. Al final de la cristalización, al aumentar la proporción de feldespato y cuarzo, el Mn enriquece los fluidos residuales y se exuda como venas, esto se ha observado también en las rocas volcánicas de Auvernia, en Francia (Guerin, 1973). Los minerales máficos que cristalizan en esta etapa tienen un mayor contenido de Mn que los de las rocas básicas, y esto deberá corroborarse a futuro con un estudio sistemático de los piroxenos y anfíboles de la serie MRH con especial atención en la Unidad Punta del Canoni (PC).

El origen del hierro no se discute demasiado, y se asume que es de origen magmático, pero vale la pena mencionar que la unidad con mayor contenido de FeO de 8.52 wt% en roca total es la traquiandesita y nuevamente, esta singular unidad en San Pietro puede estar aportando Fe de magmas más primitivos o incluso mantélicos.

11.5.2 Sobre paragénesis mineral y temperaturas del sistema hidrotermal

Los minerales presentes en la fase argílica de alteración hidrotermal del sistema mineralizado están marcando un rango de temperaturas entre 140° y 220°C con abundante presencia de illita-montmorillonita, montmorillonita-caolinita y menor dickita y sepiolita. La montmorillonita y la caolinita tienen condiciones distintas de formación, por lo que manifiestan dos tipos de fluidos diferentes, uno de tipo alcalino y otro de tipo ácido. Durante el proceso de alteración de los feldespatos de las rocas volcánicas la sílice sobrante puede quedar libre en forma de cristobalita de baja temperatura (Reyes et al., 1974). La dickita se forma después de la caolinita y representa las condiciones máximas de alteración hidrotermal. Es estable en un rango de temperatura entre 200°C y 290°C, a pH menor a 5 (Papoulis et al., 2005; Corbett y Leach, 1998). La presencia de nontronita es también importante, asociada a los productos de argilización de menor temperatura. Isótopos de oxígeno fueron medidos en nontronita con temperaturas entre 90-140°C y han sido reportados numerosos ejemplos de precipitación de nontronita a partir de fluidos hidrotermales de sistemas volcánicos relacionados con efluentes submarinos. Se cree que este mineral se forma en asociación con material amorfo rico en hierro, en un ambiente anóxico mediante la absorción de sílice en la salmuera hidrotermal. También se ha sugerido una participación microbiológica para la precipitación de nontronita, principalmente en los *white smokers*, por ejemplo, en Galápagos, con observaciones micromorfológicas que muestran que la nontronita se presenta en una red microtubular similar en tamaño y forma a las bacterias que la generan (Deer et al., 1965b y referencias ahí). En la sección 11.4.5 donde se hace referencia a los bioindicadores de las mineralizaciones en jaspes de Capo Becco, se describieron estructuras estromatolíticas que están reemplazadas por un tipo de arcilla que parece corresponder muy bien con nontronita.

Los óxidos de manganeso caracterizados en este capítulo corresponden a coronadita como el mineral de mayor temperatura, este mineral siempre está asociado con hollandita y romanechita, por lo que las temperaturas de equilibrio son compartidas por ambos. Esta paragénesis es más abundante en la Mina Capo Becco; ya que en el sector de La Piramide y Macchione la paragénesis clásica corresponde a la asociación hollandita-criptomelano-todorokita, de menor temperatura. La pirolusita y ramsdellita cristalizan en bordes de romanechita o todorokita como una fase de menor temperatura, tardías y, posiblemente de origen supergénico al igual que la vernadita que está presente en todos los sectores mineralizados cortando en un sistema de venillas capilares a micrométricas, toda la secuencia anteriormente descrita. Este mineral marca la fase más fría del sistema asociado

con los óxidos. Datos de la bibliografía sugieren temperaturas entre 220^o-290^oC para cristales de cuarzo intercrecidos con criptomelano-pirolusita, en los depósitos de manganeso de Woodie (Australia); con contenidos importantes de coronadita (Jones et al., 2017). Esto puede significar que la temperatura para coronadita-hollandita-romanechita podría ser mayor a 250^oC en los mantos de la Mina del Becco.

En Guichard et al. (1979), se hace referencia a baritas de origen hidrotermal en ambientes marinos poco profundos que tienen anomalías de Ce y se menciona que las concentraciones de REE en baritas de aguas marinas, es generalmente más alta que en el resto de ambientes. En Zarasvandi et al. (2014) sobre depósitos de barita de Irán, señalan que la falta de minerales sulfídicos de interés económico en la barita pueden indicar un origen por fluidos hidrotermales de baja temperatura que estiman a través de inclusiones fluidas con un rango de salinidades de 4 a 10 eq. wt% NaCl y temperaturas del orden de 160^o-180^oC y atribuyen las anomalías de Ce y Eu a mezcla con agua de mar. Las concentraciones de Al₂O₃ y TiO₂ en baritas puede aportar evidencias de interacción con sedimentos marinos. Zarasvandi et al. (2014 y referencias ahí), también señalan que los altos contenidos de Sr en las baritas indican un origen por solución hidrotermal de baja temperatura. Temperaturas de formación de baritas en depósitos tipo Kuroko indican temperaturas por debajo de 150^oC (Urabe y Kusakabe, 1990). Las baritas estudiadas en la mineralización del Becco presentan claras evidencias de mezclas entre fluidos hidrotermales, sedimentos marinos y agua de mar como lo atestiguan las concentraciones de TiO₂ (0.79 wt%), Al₂O₃ (0.40 wt%), y las anomalías de Ce/Ce*=0.14 y Ce/La=0.5. Esto tiene sentido ya que se observan en múltiples ambientes de depósito, tales como cristales de paquetes sedimentarios relícticos, reemplazados por calcedonia y jaspes, redisolución y precipitación en estructuras estilolíticas y otros pulsos como rellenos de vetillas hidrotermales. Por lo tanto, el aporte de bario en el sistema tiene dos componentes, una magmática y la otra supérgena. Los resultados de isotopía de δ³⁴S también muestran esta posible línea de mezcla. Los carbonatos asociados con los óxidos de manganeso representan estadios diagenéticos de temperaturas menores a <100^oC, con varios pulsos que se vuelven cada vez más fríos y más meteóricos como lo evidencia el aumento de Mn en estos carbonatos hacia el final de los procesos diagenéticos.

En Pitzalis et al. (2019) concluyen que las mineralizaciones de tipo epigenético para el sector de Cala Fico y La Piramide se deben a la circulación de fluidos mineralizantes en condiciones ácidas débiles con pH próximo a 5 y temperatura en un rango de <100-120^oC, en un ambiente marino poco profundo y un entorno oxidante. Las temperaturas a las que hacen referencia estos autores pueden corresponder con el evento de Qz3 cuyas venillas

presentaban un cuarzo en mosaico con crecimiento cristalino piramidal e inclusiones fluidas monofásicas líquidas posiblemente de temperaturas $<80^{\circ}\text{C}$, o bien que hagan referencia a los últimos pulsos con el depósito de ópalo CT (ópalo color rosado en venillas de Mn) que caracterizan el fin de los eventos mineralizantes en el sector de La Pirámide y Macchione. Los resultados mostrados aquí difieren ampliamente de las conclusiones de Pitzalis et al. (2019) sobre la temperatura del sistema hidrotermal. Estos autores dicen que no es posible que la metalogénesis de manganeso sea producto de un sistema hidrotermal de alta temperatura. Creo que el problema de estas diferencias de modelos propuestos, es que estos autores sólo se concentraron en estudiar las mineralizaciones epigenéticas asociadas con los eventos volcánicos comendíticos, sin tener en cuenta como ha funcionado el sistema hidrotermal de la serie MRH (se desconoce si alguna investigación en esta línea está en curso) sobre las mineralizaciones de la Mina Capo Becco. Pero además de este aspecto, en esta tesis se han reconocido paragénesis minerales en el sector de la Pirámide y Macchione que apoyan la teoría de una mayor temperatura, con la presencia de calcopirita, piritita y galena en estrecha paragénesis con óxidos de manganeso, además de las alteraciones argílicas con interestratificados de illita-esmectita.

Los resultados de IFa reportados en esta tesis mediante el estudio de jaspes brechados son contundentes, con más de 130 mediciones que arrojan valores promedio entre 194° - 209°C , y salinidades entre 8.2 y 8.5 eq. wt% NaCl, coincidentes con otros datos reportados en la literatura para depósitos tipo SEDEX (ver por ejemplo Emsbo et al., 2016 y referencias ahí). Esto queda sustentado también por la paragénesis mineral, como coronadita, millerita, interestratificados de illita-montmorillonita, dickita y caolinita, que son claramente de mayor temperatura. Además, los diagramas de clasificación propuestos para los ambientes de formación de los óxidos de manganeso, proyectan claramente un fuerte componente hidrotermal de todas las muestras de Macchione y Capo Becco, con una ligera tendencia hacia el campo hidrogenético de las muestras de La Pirámide y Cala Fico, relacionadas con las unidades dómicas e ignimbríticas del volcanismo peralcalino. Será necesario evaluar si el enriquecimiento de Ce propio de las rocas peralcalinas no genera una falsa tendencia en el diagrama, desplazando las muestras hacia el campo hidrogenético, tal como lo sugieren Bau et al. (2014) cuando explican algunas limitaciones y aspectos a tener en cuenta sobre los depósitos hidrotermales en sus diagramas. Además, como se mostró en los resultados, una muestra de Cala Lunga en la serie UCO (no relacionada con ambiente marino) también se desplaza en los diagramas hacia el campo hidrogenético, muy posiblemente por esta falsa tendencia.

Como se mencionó en los resultados de IFa, hay un rango de temperaturas entre 150°-200°C en los que se registran dos tipos de salinidades, una inferior al 6 eq. wt% NaCl y otra superior al 11 eq. wt% NaCl, ésta última está relacionada con una fase vapor (CO₂) en el sistema. Es bien sabido que vapores de fluidos magmáticos pueden diluir las salmueras. Pero también es posible que aquí se produzca una ebullición con ligero enfriamiento adiabático, lo que conduce a un descenso a veces apreciable de la temperatura y un aumento paralelo de la salinidad (Velasco, 2004). Esto podría explicar que en un rango menor a 150°C las salinidades vuelvan a aumentar en torno al 9 eq. wt% NaCl.

Inclusiones fluidas con 3 tipos de salinidades también fueron reportados en los depósitos hidrotermales de manganeso de Woodie Woodie (Australia) medidas en cuarzos intercrecidos con los óxidos, mostrando rangos de temperaturas de 160°-230°C, 220°- 290°C y 350°-400°C. Esto se aproxima a los rangos medidos en los jaspes brechados de la Mina Capo Becco, los cuales tienen relación directa también con los óxidos de manganeso. Las temperaturas medidas en los cuarzos brechados marcan al menos 4 eventos mineralizantes, que se hayan podido medir a través de IFa. Predomina un sistema hidrotermal entre 200°-250°C, con una primera ebullición debida a fluidos ricos en CO₂ que muestran un descenso de las temperaturas hacia un rango de 125°-200°C y posteriormente una segunda ebullición con un aumento de temperaturas por arriba de 250°C y hasta al menos 350°C. Por último, un fluido de menor temperatura se registra cuando el sistema se está enfriando, dónde se han obtenido temperaturas menores a 125°C y hasta 113°C. Finalmente, fluidos de temperatura <80°C se infieren por las evidencias de inclusiones monofásicas líquidas en venillas de cuarzo (Qz3) que atraviesan toda la secuencia en los jaspes y brechas. Un fluido prácticamente supergénico estaría depositando los ópalos de color rosados que marcan el fin de la actividad hidrotermal. Frente a todas estas observaciones se presenta un esquema que resume los sistemas minerales estudiados con un orden secuencial de eventos y un orden decreciente de temperaturas (Fig. 11.75) Además, frente a todas las evidencias discutidas y analizadas sobre la paragénesis mineral y sus rangos de temperatura se presenta un cuadro que pretende sintetizar los argumentos esgrimidos en esta sección (Fig. 11.76).

11.5.3 Ambiente y condiciones de formación de las mineralizaciones

Según Maynard (2010) casi todos los minerales económicos de manganeso se derivan en última instancia o directamente de respiraderos hidrotermales asociados con rocas volcánicas intermedias a ácidas.

Silica Systems				Oxide Systems			Argilic System		
Stage	Mineral	Sequential Vein	T°C	Stage	Mineral	T°C	Stage	Mineral	T°C
Bx1	Quartz (Qz1)	older ↓ younger	+ ↓ -		Coronadite	+	1	Dickite	+
Bx2	Quartz (Qz2)			1	Hollandite	↓		Illite	↓
Vn1	Barite				Romanechite		2	Montmorillonite	
Vn2	Chalcedony			2	Cryptomelane			Sepiolite	
Vn3	Quartz (Qz3)			3	Todorokite		3	Kaolinite	
Vn4	Barite			4	Pyrolusite		4	Nontronite	
Vn5	Carbonate		Ramsdellite						
Vn6	Opal		Vernadite	5					

Fig. 11.75: Sistemas minerales estudiados en este capítulo. Remitirse a la explicación en el texto.

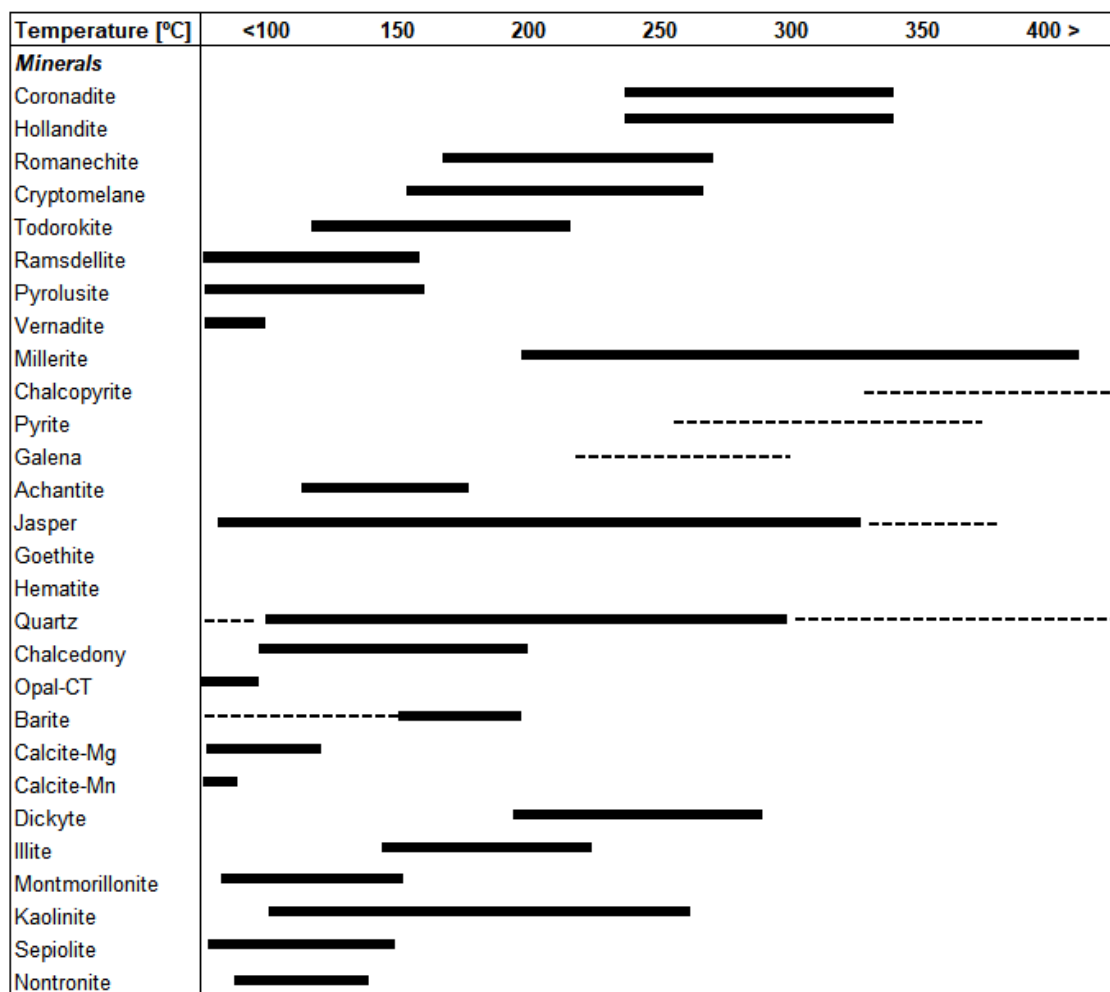


Fig. 11.76: Rango aproximado de temperaturas para las paragénesis minerales de la isla de San Pietro, en los sectores comprendidos entre Macchione, La Piramide, Cala Fico y Capo Becco. Véase explicación detallada en el texto.

Esta fuente contrasta con los nódulos de aguas profundas, que tienen un componente mayor de manganeso derivado de sedimentos cuyas fuentes volcánicas son más máficas. La mayoría de los depósitos de Mn son finalmente volcánicos en su fuente de manganeso; y algunos son lo suficientemente proximales como para estar todavía en contacto con sus

rocas de origen volcánico, mientras que muchos otros son distales y se alojan sobre sustratos sedimentarios. A su vez menciona que más del 50% de los depósitos alojados en rocas volcánicas tienen alguna forma de sílex o jaspe como huésped inmediato de la mineralización de manganeso. Usui y Glasby (1988) estimaron que el 90% del flujo de Mn a los océanos Cenozoicos fue hidrotermal. Guerin (1979, 1982) clasifica a los mantos de Capo Becco como volcano-sedimentarios o exhalativo-sedimentarios por respiradero o fumarolas de tipo proximal (*Sedex-proximal vent*) y propone un ambiente lacustre o una cuenca restringida que se comunica con el mar, con importantes contribuciones de fluidos gaseosos que alteran las rocas de caja y dan origen a los productos arcillosos por alteración de feldespatos. Según Sinisi, (2012) y Sinisi et al. (2012), las concentraciones de manganeso hidrotermal continental y depósitos de manganeso sedimentario marino poco profundos, han sido menos estudiados en el pasado y la mayoría de los ejemplos se describen para el Ordovícico. Sin embargo, no hay suficiente información sobre depósitos terciarios, y postula que, de los modelos posibles, la mezcla de fluidos magmáticos con agua meteórica a niveles poco profundos de la corteza puede explicar el entorno de las mineralizaciones vetiforme de la región del Sulcis, mediante celdas convectivas hidrotermales. Sinisi (2012) y Mongelli et al. (2013) sugieren que anomalías negativas de Ce pueden indicar condiciones oxidantes para los fluidos y los altos valores de REE reflejan las características químicas de este fluido relacionado con las lavas comendíticas. Estos autores proponen que el enriquecimiento de metales se produce mediante adsorción, intercambio de cationes y reacciones de coprecipitación. En Pitzalis et al. (2019) se oponen a la teoría de Sinisi (2012) sobre la mezcla de aguas meteóricas con los fluidos hidrotermales. Estos autores proponen una génesis hidrotermal e hidrogenética (influencia marina) debido a anomalías negativas de Ce en los óxidos de manganeso, estas condiciones de mezclas hidrotermal-hidrogenética habrían limitado la acumulación preferencial de Ce por la eliminación oxidativa del agua de mar. Los isótopos de Pb en óxidos de manganeso analizados por Pitzalis et al. (2019) no permiten discriminar una fuente para los fluidos ya que se superponen los campos de composiciones de las rocas volcánicas de San Pietro con las del agua de mar del Mediterráneo. Es necesario resaltar que ninguno de los autores mencionados anteriormente estudió las mineralizaciones de Capo Becco en profundidad, limitando sus interpretaciones a estudios en los óxidos de manganeso, sólo en las rocas comendíticas de La Piramide y Cala Fico. En particular no hay estudios previos sobre los jaspes, por lo que este nuevo enfoque que se presenta en esta tesis, aporta una mayor comprensión de los procesos hidrotermales y mineralizaciones asociadas. Las relaciones LaN/CeN (normalización según PAAS en

McLennan 1989) han permitido demostrar que los cherts del *blister* de Geniò son estrictamente continentales, mientras que los jaspes de la Mina Capo Becco, en el entorno de mayor concentración de mineralizaciones, corresponden con un ambiente de transición entre la zona intertidal (o litoral) y la zona nerítica, no más allá de la zona epipelágica (menos de 200 m de profundidad). Este ambiente queda restringido por todos los indicadores biogénicos presentados aquí, con cianobacterias, posibles corales y algas verdes y rojas, principalmente; además de las texturas de los carbonatos, que corresponden con fábricas fenestrales de tipo *bird eyes* (ojos de pájaro), muy características de sectores con aguas intermitentes y poco profundas (intermareales). Otras texturas, como las que presentan algunos niveles de óxidos de Mn-Fe y Jaspes con microbloques fracturados y rotados, pueden indicar una condición de oleaje. También se podría suponer un ambiente de lagoon, debido a las evidencias mostradas con construcciones de tipo estromatolítico y peloides microbianos, pero esto deberá ser resuelto con un estudio sistemático de identificación de especies biológicas para comprender el efecto de las condiciones mediambientales en un entorno que puede quedar desconectado del mar por períodos intermitentes, excediendo por el momento los objetivos de esta tesis.

La anomalía geoquímica de Eu fuertemente positiva en jaspes, como así también concentraciones elevadas de As, Zn, Pb, V, Cr, Ag, Sb y algunas anomalías de Au, permiten interpretar el origen hidrotermal de los fluidos que dieron lugar a la formación de estos estratos. A su vez los óxidos de manganeso presentan anomalías de Ni, Ag y Cd, en la misma línea de interpretación sobre su origen hidrotermal.

Michard (1969) señala que en un ambiente con pH suficientemente ácido el hierro cambia a $\text{Fe}(\text{OH})_3$ insoluble y la solución ya no contiene iones complejos trivalentes $\text{Fe}(\text{OH})^{+2}$ entonces la reacción de oxidación se torna lenta y sólo interviene el Mn que, si está en una concentración lo suficientemente elevada, puede conducir a depositar importantes niveles de óxidos de manganeso. La separación de Fe y Mn se produce en medios ácidos, porque, si el pH de la solución que llega a la zona oxigenada de la columna de agua, se vuelve básico, los elementos precipitarán juntos formando depósitos mixtos. Según Sinisi (2012) la precipitación de Fe^{2+} puede ocurrir como $\text{Fe}(\text{OH})_2$ en aguas caracterizadas por un $\text{pH} > 8.5$ y condiciones reductoras $< -0.2 \text{ Eh}$. El manganeso en equilibrio en el agua de mar se presenta predominantemente como Mn^{2+} y en complejos inorgánicos en una relación de concentración de 1:0.72; la solubilidad disminuye exponencialmente al aumentar el pH o Eh (Crerar y Barnes, 1974). Resulta evidente señalar que el cambio de medio, entre ácido y básico en las mineralizaciones estratiformes de la Mina Capo Becco es muy evidente,

como ya se ha descrito, con intercalaciones mixtas en determinados sectores dentro del evento de mineralización. Este cambio de las condiciones redox puede estar marcado por la influencia del agua marina. En la zona de la Mina de Capo Becco, el nivel estratiforme de Mn muestra una separación del jaspe, más marcada solo a gran escala, pero cuando se estudian las muestras microscópicamente, finas capas milimétricas de goethita-hematita se intercalan con los óxidos de manganeso dentro del manto de 0.5 m de potencia; por lo tanto, las condiciones del medio tienen que haber fluctuado entre pH ácidos cuando se depositó el nivel de jaspes, asociado a fluidos hidrotermales aportados por la actividad volcánica, pero se mantuvo en pH entre 6 y 8 (ligera mente neutros a básicos) que impidieron la separación total de los niveles, quizás como consecuencia de reequilibrio entre interrupciones de los pulsos hidrotermales y la interacción con el agua de mar. Los óxidos de Fe posiblemente se depositaron en torno a pH 5-6, estas deducciones se toman de la presencia de las fases arcillosas asociadas a ambientes más ácidos como es el caso de dickita y caolinita; mientras que los óxidos de Mn podrían haberse formado en pH superiores a 7.

11.5.4 Sobre el control estructural y la actividad hidrotermal

Las mineralizaciones del SO de Cerdeña tienen un fuerte control estructural como se ha demostrado previamente con la cartografía en la sección 6.6.1.4. Además, a lo largo de este capítulo se han descrito todos los procesos de circulación de fluidos fuertemente condicionados por eventos tectono-volcánicos. Estas mineralizaciones de óxidos de manganeso están ubicadas estratégicamente en el sistema de fracturas anulares de la caldera del Sulcis o en los sistemas radiales asociados, en la intersección de ambos sets estructurales. Esta configuración geométrica es ampliamente reconocida en calderas alrededor del mundo y es uno de los marcadores de prospección y exploración más utilizados durante la búsqueda de depósitos minerales. En Guerin (1982) se hace referencia a un fuerte control estructural de las mineralizaciones no sólo en el SO de Cerdeña, sino también para los cuerpos mineralizados en el NO, en las zonas de falla en la región del Bosano y las alineaciones de los depósitos de Anglona, donde manifiesta que la diversidad mineralógica debe estar relacionada con sucesivos eventos de mineralización a través de fallas. Procesos y mineralizaciones similares a las estudiadas en esta tesis fueron descritos para las calderas subacuáticas de Abitibi (depósitos asociados a los *Green Stone Belts* de Canadá) correspondientes a calderas anidadas de tipo graben, donde existen depósitos finamente laminados de jaspes similares a los de San Pietro. La formación de estos mantos se describió como una fase de silicificación temprana, producto

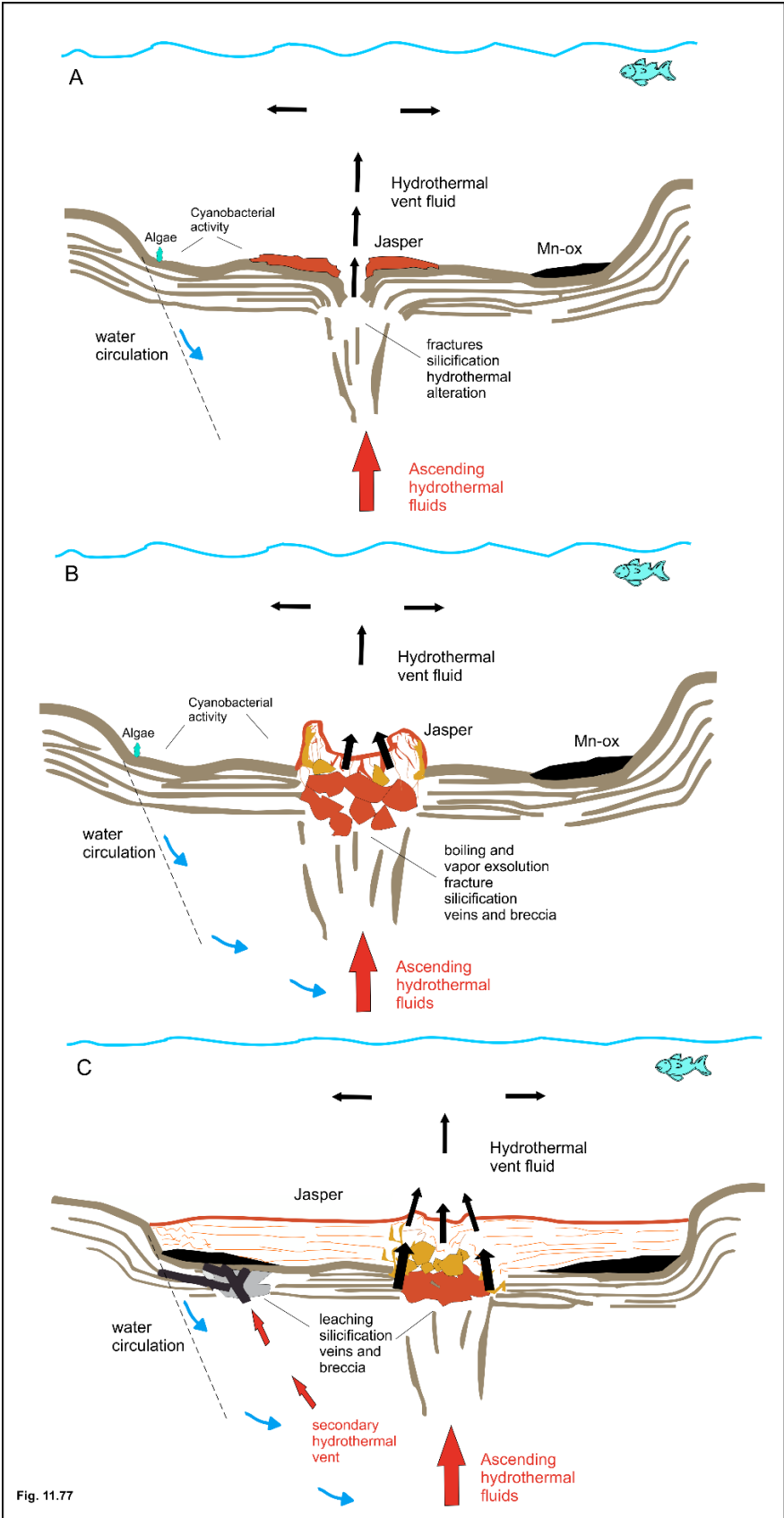
de reemplazo de niveles sedimentarios previos y/o de rocas volcánicas por alteración hidrotermal a lo largo de las fracturas sinvolcánicas y los planos de estratificación (Mueller et al., 2009). Los autores describen los horizontes de jaspes como productos de silicificación, compactación y diagénesis de tobas félsicas cerca de la superficie del agua. Describen además rocas riolíticas con 78-82 wt% de SiO₂ para referirse a riolitas silicificadas por estos procesos (Mueller et al., 2009). Esto también se ha descrito para la Unidad Matzaccara, en la sección 11.4.1 enfocada en entender la afectación de los fluidos con las rocas de caja. De hecho, una subunidad fue definida geoquímicamente como MZ-s, debido al cambio de comportamiento en los patrones de REE y oligoelementos que presenta esta unidad cuando está alterada y cuando está fresca.

La relación entre mineralizaciones de manganeso y evolución tectono-magmática de depósitos minerales estratiformes del suroeste de la cuenca Sabzevar, en Irán, fueron estudiados por Maghfouri et al. (2017), con un modelo que se adapta muy bien a la situación del Sulcis, aunque en una escala temporal muy diferente. El volcanismo bimodal del suroeste de Sabzevar y la formación de mineralizaciones de manganeso y depósitos de VMS tipo Besshi dentro de esta cuenca volcánica-sedimentaria ocurrieron en el Cretácico, relacionados con una zona de subducción y un volcanismo submarino en la etapa inicial de la extensión del retroarco. Los autores postulan que, en esa etapa, el agua de mar penetra en profundidad; reaccionando con el magma y produciendo un fluido hidrotermal caliente, fuertemente reducido y ácido. Las soluciones hidrotermales resultantes se transportan hacia arriba, comúnmente a lo largo de estructuras de falla y eventualmente se dispersan en el agua de mar o precipitan metales (Mn) formando depósitos minerales. En esta etapa de mineralización, se formó el depósito de manganeso Cheshmeh-Frezi como cuerpos minerales tabulares y en forma de mantos estratiformes. También muchos entornos hidrotermales actuales tienen características semejantes a las mineralizaciones estudiadas. Uno de estos ejemplos está muy bien representado en la caldera de Yellowstone y permite entender, con análogos actuales, muchos de los mecanismos que produjeron las mineralizaciones en tiempo geológico pasado. Muestras minerales de depósitos hidrotermales subacuáticos (lacustres) actuales fueron recolectadas por Shanks (2005, ver figura 6) muy próximos al respiradero hidrotermal de Mary Bay, en Yellowstone (USA), donde se describen fragmentos, a los que el autor llama lodos silicificados finamente laminados, y que son de tipo jasperoide. Estos materiales silicificados muestran una zona de hundimiento en la pared del conducto hidrotermal, donde se observan bloques o fragmentos angulares desorientados de tamaño centimétrico, entre las zonas que conforman el cráter de ventilación. Texturas similares se han

presentado aquí, con fragmentos tanto de óxidos de manganeso como de jaspes en posición totalmente caótica, que pueden responder al producto de la actividad hidrotermal explosiva, a través de las fracturas principales, generando esta especie de cráteres con paredes laterales colapsadas en el entorno de los conductos hidrotermales del sector de Capo Becco. Identificar estos conductos, desde el punto de vista estructural, y también desde la perspectiva de clasificación de los depósitos es clave, porque permitirán discernir si se tratan de yacimientos proximales o distales y cuáles podrían ser sus menas principales. Los sectores que presentan jaspes brechados pueden producirse por explosiones hidrotermales. Estos episodios violentos resultan de la rápida expulsión de agua hirviendo, vapor y fragmentos de roca que tienen impactos desde unos pocos metros, hasta (como en Yellowstone), 2 km de diámetro (Morgan et al., 2017). Este autor observa también que el sustrato está alterado hidrotermalmente antes de la explosión, como se refleja en la matriz arcillosa que forma el depósito de brechas de explosión hidrotermal; los clastos en la brecha tienen evidencias de fracturación, brechificación y relleno de vetas repetidos, sugiriendo un sistema hidrotermal activo en un periodo prolongado de tiempo. Estas características son frecuentemente observadas en los sistemas hidrotermales activos de Yellowstone, y aunque esto corresponde a una escala mucho mayor que la representada en San Pietro, la mayoría de estos procesos se han descrito en los jaspes brechados de la Mina de Capo Becco. Un esquema de cómo podrían haber ocurrido estos procesos en base a análogos actuales se presentan en la Fig. 11.77 (explicación de la figura en la página 450). Las explosiones hidrotermales ocurren en áreas donde los reservorios interconectados poco profundos de fluidos saturados de vapor y líquido a temperaturas cercanas a la curva de ebullición subyacen a los campos térmicos. La reducción repentina de las presiones de confinamiento hace que los fluidos se conviertan en vapor, lo que resulta en una expansión significativa del fluido, fragmentación de la roca y expulsión de escombros (Morgan et al., 2017 y referencias ahí). Según Shanks et al. (2005) las condiciones que conducen a explosiones probablemente involucran procesos primarios tales como un alto flujo de calor que provoca el aumento en la ebullición de las aguas termales resultando en una mayor producción de vapor a medida que el agua asciende a la superficie; una alteración generalizada de las rocas huésped subyacentes a estos sistemas hidrotermales; y la depósito de sílice debido al enfriamiento de aguas calientes ricas en sílice, lo que resulta en la obstrucción de los poros y fracturas abiertas. Todos estos mecanismos están muy bien representados en el sector de los jaspes brechados de la Mina Capo Becco, y son respaldados por las tendencias de evolución de las temperaturas y salinidades obtenidas mediante el estudio de las inclusiones fluidas. Se

puede por tanto concluir que estos afloramientos concretos identificados en campo han funcionado como los conductos o respiraderos hidrotermales durante los procesos de mineralización (ver Fig. 11.78b) asociados a la actividad volcánica de la serie MRH. Bajo este esquema también se puede clasificar a los depósitos como proximales, coincidiendo con los criterios postulados por Guerin (1979, 1982).

Fig. 11.77: Esquema conceptual (no a escala) modificado de análogos actuales de la caldera de Yellowstone (ver Morgan et al., 2003; Shank et al, 2005) donde se describen los posibles mecanismos de formación de jaspes brechados y laminados de la Mina Capo Becco, en San Pietro. A) Se abren conductos en sistemas de fracturas asociados con las fallas importantes de la caldera y se produce la circulación de fluidos hidrotermales y precipitación de jaspes en un entorno estable para la actividad biológica. B) Infiltración de agua marina y mezcla de fluidos que producen un descenso de temperatura y ebullición originando un sistema explosivo que provoca brechas dentro del mismo conducto. C) El sistema puede reestablecerse y activarse sucesivamente, e incluso se pueden abrir conductos paralelos y más próximos a las fallas principales y producir brechas en los mantos de manganeso de la base de la secuencia (ver fotos de texturas producidas en estos entornos en las Fig. 11.23 y Fig. 11.24). Más detalles explicados en el texto.



11.6 Conclusiones del Capítulo 11

- Las edades que marcan uno de los eventos más significativos en la actividad magmática del SO de Cerdeña comprenden el espacio temporal de 16.18 a 15.89 Ma en los que se produce un cambio de condiciones en la actividad ígnea de la región del Sulcis. En este período la cámara magmática que da origen a la Unidad Matzaccara (final de la serie alcalina de transición) se ve afectada por un importante aporte de fluidos externos, que generan un inusual contenido de agua y volátiles, como lo atestiguan la paragénesis particular (abundante bt) en MZ y las unidades emplazadas en ambiente subacuático. Este aporte externo de agua en la cámara magmática sirve de disparador de eventos eruptivos fuertemente explosivos, como lo atestiguan los flujos y oleadas piroclásticas en la subunidad Genarbi, y la emisión de importantes volúmenes de productos efusivos como los domos del sector de Cala Fico y Cala Vinagra. Aquí también se produce la intrusión del domo traquiandesítico que corresponde a los productos menos diferenciados de origen mantélico. En este lapso temporal de 290 ka, además, se produce el mayor volumen de mineralizaciones de óxidos de manganeso y un cambio en la geoquímica de los magmas con el resultado del volcanismo peralcalino (ver esquema conceptual en la Fig. 11.78).
- Todas las evidencias presentadas y discutidas sobre los procesos de mineralización relacionados con la actividad volcanotectónica de la serie riolítica media (MRH) permiten interpretar que los niveles estratiformes de jaspes y óxidos de manganeso de la Mina Capo Becco son de tipo Sedex proximal, mientras que las mineralizaciones asociadas a la actividad volcanotectónica de la serie comendítica inferior (LCO) son de tipo hidrotermal-epigenético. Ambas ocurrieron en un ambiente submarino, poco profundo, restringido a la zona epipelágica (menor a 200 m de profundidad) con presencia de organismos de tipo algal-microbiano.
- Se puede generalizar la actividad magmático-hidrotermal en 4 grandes eventos a lo largo de la secuencia volcánica del Sulcis (Fig. 11.79).
 1. El primer evento hidrotermal está determinado por las mineralizaciones estratiformes de óxidos de manganeso, jaspes y ocreas asociados. Este evento, que es el más importante de la región del Sulcis, principalmente en la isla de San Pietro, está genéticamente relacionado con los procesos tectono-volcánicos de colapso de la caldera, posterior al gran evento eruptivo de la Unidad Nuraxi. Posiblemente buena parte de la cámara magmática está implicada en la erupción con el

importante vaciado consiguiente, y el colapso es tan marcado, que produce un cambio en las condiciones locales del nivel del mar con la reactivación de fallas que limitan los horst y graben de la caldera por donde circulan los fluidos, tanto de origen magmático como de origen marino. Esto produce mezcla de aguas y procesos de hidrotermalismo que afectan a las rocas de caja y producen la precipitación de metales en los planos de fallas principales que controlan la caldera como es el caso de las mineralizaciones de Punta Nera en la Unidad Nuraxi, y también a través de respiraderos hidrotermales que generan penachos hidrotermales (*plumes*) mineralizantes cargados principalmente con Mn-Fe-Si-Ba, que se depositan de manera estratiforme y/o lenticular. Tal como se demostró en los estudios detallados de los jaspes, podrían corresponder a reemplazo de niveles o estratos preexistentes de barita, aunque algunos autores discuten si los niveles de jaspes podrían ser producto de la silicificación de las riolitas (p. ej. Muller, 2003; Mueller et al., 2009); el estudio microscópico y textural de las mineralizaciones excluye esta interpretación. Este sistema hidrotermal está activo durante la erupción y depósito de las Unidades Montagna di Capo Rosso (MCR) y Matzaccara (MZ), y la circulación de fluidos por los conductos (fallas de la caldera) y planos de estratificación entre las unidades produce la alteración de la roca de caja con importantes procesos de silicificación y argilización hacia los halos más externos del sistema. Tal como muestran los resultados de dataciones por U-Th-Pb en estas dos unidades, es posible que esto ocurra en un período de 10 ka según las edades promedio obtenidas, aunque el error analítico no permite confirmar esta interpretación, consideramos que es una buena aproximación. Yacimientos económicos de clase mundial, como por ejemplo los pórfidos cupríferos, demuestran que este rango temporal para la circulación de fluidos hidrotermales y precipitaciones de metales en un entorno volcánico, es suficiente (Buret et al., 2016, 2017).

2. Un segundo evento hidrotermal se produce junto con los productos peralcalinos en las primeras unidades comendíticas, particularmente como impregnaciones, pliegues de flujo, nódulos, rellenos de brechas y planos de fallas durante los procesos eruptivos asociados a los domos de la base de la serie LCO y sus ignimbritas asociadas. Este evento se separa temporalmente del primero en aproximadamente 220 ka. Es particular notar que la traquiandesita extruida en esta serie, en contacto directo con zonas mineralizadas, presenta una fuerte alteración hidrotermal, sin precipitación de mineralizaciones.

3. Un tercer evento hidrotermal de menor magnitud ocurre durante la erupción de la Unidad Monte Ulmus, donde el contenido de óxidos de manganeso es menor y sólo representa impregnaciones poco regulares en el vitrófiro basal y precipitación de óxidos en pliegues de flujo magmático o en planos producidos por el reomorfismo intenso de la subunidad UCO3-A. El espacio temporal que separa este tercer evento del segundo es de aproximadamente 140 ka. En este evento magmático eruptivo cobran relevancia procesos de pirometamorfismo en el contacto del magma con el techo de la cámara de origen carbonático, produciendo un importante incremento de CO₂ que podría ser el responsable (al menos en parte) del gran volumen de *blisters* en la unidad, no solo por cantidad sino también por tamaño. Aquí también ocurren fenómenos hidrotermales asociados a intensa silicificación como lo atestigua el nivel de bombas y pumitas intensamente silicificadas en la subunidad UCO3-B. Evidentemente todos estos procesos podrían producir la removilización de Mn de los niveles inferiores.

4. Un cuarto y último evento hidrotermal identificado en San Pietro, se produce en el sector norte próximo a La Punta, y en el sector sur de la isla próximo a Geniò, también en asociación con *blisters* sobre la Unidad Post-Calasetta y Punta Mingosa respectivamente. El rango temporal entre este evento y el anterior es de 229 ka. Este sistema también está fuertemente controlado por las estructuras de la caldera y sus fallas asociadas. Los productos del hidrotermalismo y circulación de fluidos se traducen en precipitación de óxidos de hierro y argilización, principalmente en los *blisters* de Post-Calasetta (proceso similar al que ocurre en los *blister* de UCO3-A) y con argilización y silicificación de la riolita ignimbrítica de Punta Mingosa, con productos arcillosos y ópalos.

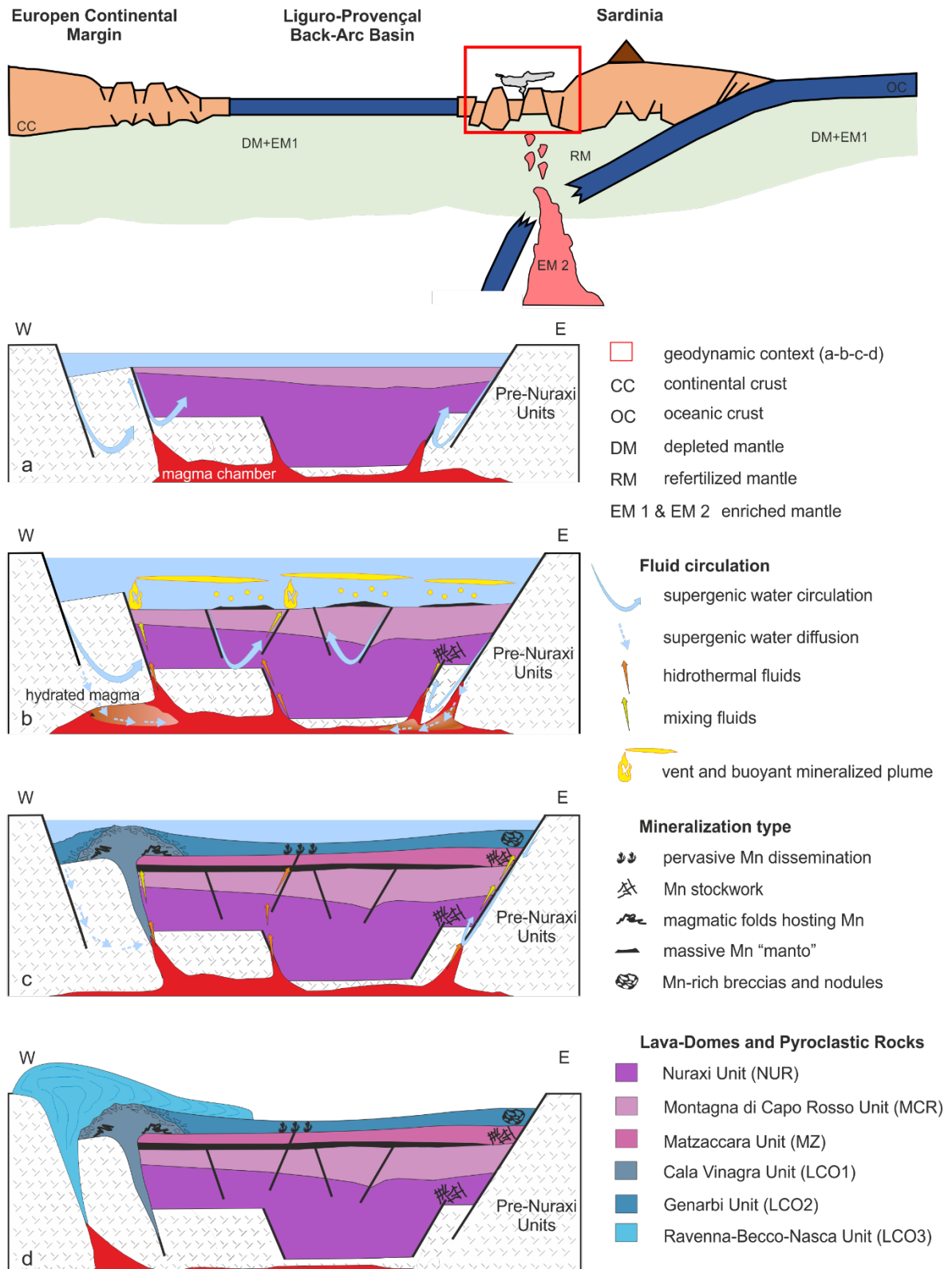


Fig. 11.78: Modelo tomado de Maghfouri et al. (2017) (CC BY NC ND licencia de Elsevier número 4899620693904) y modificado para la región del Sulcis. El esquema superior refleja la situación geodinámica en el momento en el que la subducción se detiene y se rompe la placa en subducción, con el cambio de condiciones orogénicas a anorogénicas; el manto presenta una composición estratificada, en el que la parte superior tiene una señal mixta entre el manto deprimido y el reservorio EM1, mientras que el momento representado indica el ascenso de una componente EM2 entre la ventana de placa (*slab window*) generada (ver por ejemplo, Gisbert et al., 2019). En la situación distensiva de retroarco volcánico se produce, tal como indican los cuatro esquemas inferiores, el colapso de la caldera con la activación de una tectónica distensiva en el interior de ésta (fallas radiales), con la irrupción de agua marina, su infiltración hasta la cámara magmática a través de las fracturas normales, la modificación del magma (y la generación de paragénisis hidratadas, el caso más evidente la Bt broncea de la Unidad MZ), y el emplazamiento subacuático inicial, y luego subaéreo, de las unidades peralcalinas. Justo en el momento precedente a la extrusión de los magmas peralcalinos, el agua penetra también por las mismas fracturas en las unidades apenas depositadas (Nuraxi, Montagna di Capo Rosso) generando sistemas hidrotermales que generan el grueso de las mineralizaciones en stockworks y estratoligadas de Mn (p.e., Punta Nera y Mina Capo Becco) que son selladas por la Unidad MZ. Estos sistemas hidrotermales, ya mucho menos intensos, perduran en el tiempo generando mineralizaciones menores (en buena medida atribuibles a la removilización del stock metálico inicial), en estrecha asociación espacial con las diferentes fracturas distensivas de segundo y tercer orden. El tipo de mineralización dominante (Mn) está condicionado por el carácter incompatible de este elemento durante la cristalización de los magmas silíceos alcalinos que se forman en ese momento en la cámara magmática.

Method	SERIES	UNIT	SUBUNIT	Best Age (Ma)	±σ	Hydrothermal Events	Environment features	Time (ka)	Igneous activity (ka)	Time between Series (ka)	Anorogenic Period	
^K / _{Ar} ¹ U-Th-Pb ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	URH	GN	GN									
		LC	LC									
		PM		15.14	0.71	Sil+Arg	Blisters	180	-360			
		PCT	PCT4	15.32	0.09	Fe-ox (Arg)	Blisters					
		CT		15.35	0.02							
PA		15.50			Subaqueous							
										-110		
U-Th-Pb ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	UCO	ACQ										
		CF										
		MU	UCO3-B	15.61	0.15	Sil		110	-220			
			UCO3-A	15.72	0.02		Blisters Xenoliths					
U-Th-Pb U-Th-Pb U-Th-Pb U-Th-Pb ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	LCO	CO	LCO6			Mn-ox + <<Fe-ox (Sil+Arg)						
			LCO5									
			LCO4-B									
			LCO4-D									
			PT	LCO4-L								
				LCO4-A				Subaqueous				
			CO	LCO3-L								
				LCO3	15.86	0.19						
			CO	LCO1-D (CF)	15.89	0.06						
				LCO2	15.94	0.09						
U-Th-Pb ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	TRQ LCO	TRQA	TRQA	15.94	0.09	Mn-ox + <<Fe-ox (Sil+Arg)		70				
			LCO1-D (CV)	15.96	0.02		Submarine					
											-550	
⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar ² ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar ²	MRH	MZ		16.18	0.02	Mn-ox + Fe-ox + Jasper (Sil+Arg)		.10*				
		MCR										
		NUR		16.40	0.010	Fe-ox + <<Mn-ox (Sil+Arg)	Subaqueous					
		CA										
		MC		16.51	0.03							
		PC										

Fig. 11.79: Resumen de actividad ígnea del SO de Cerdeña y los eventos hidrotermales asociados en la caldera del Sulcis para el Burdigaliense superior-Langhiniense. Se presentan las características del medio en el que se producen los eventos más importantes y se identifican los intervalos de tiempo aproximados para cada serie volcánica. También se restringen por edad algunos períodos de mineralizaciones de óxidos de manganeso. Sólo una edad es inferida según los datos disponibles para la Unidad Paringianu (valor en gris). En la columna de métodos se resalta con negrita todas las edades obtenidas en esta tesis (¹ edad en Boni et al., 1990; ² edad en Pioli, 2003). En la columna de tiempo de los eventos hidrotermales el intervalo (*) para óxidos y jaspes se estima con las fechas reportadas en la sección 9.5 de dataciones con U-Th-Pb (ver discusiones allí). La flecha en la base de la columna indica la continuidad de la secuencia hacia la serie de riolitas inferiores (LRH) y andesitas (AND) de la base del complejo volcánico. Abreviaturas de mineralizaciones en la lista de la sección 22.

12. MODELAMIENTO IMPLÍCITO 3D

Construcción de un modelo geológico tridimensional para la zona del Entroterra Sulcitano mediante funciones de base radial (RBF).

12.1 Introducción

Modelar consiste en aproximar información geológica de superficie y del subsuelo en un modelo digital que permita visualizar su geometría y realizar cálculos de estimación y predicción. Los modelos actuales relacionan esta interpolación en los datos o en una malla. (Renaudeau, 2019). Existen diferentes maneras y *software* para crear modelos geológicos en 3 dimensiones (3D). Una de ellas se denomina modelamiento explícito, que se considera como el método manual (tradicional) de digitalización y creación de un número determinado de secciones longitudinales y transversales espaciadas regularmente, que luego se unifican en un esquema 3D (Lane, 2015). Generalmente se construyen polígonos para definir un cuerpo en sección y se conectan estas secciones con extrusiones triangulares para formar una masa sólida que represente la geología (Hollenbeck y Marc, 2015). Este tipo de modelos requiere mucho tiempo de preparación (un modelo simple puede llevar muchos meses) y su actualización sólo es posible con una nueva entrada de gran número de datos para que se justifique la re-interpretación (dibujo manual) de todo el entorno. Esto trae aparejado que pocas veces se introduzcan fallas o factores adicionales que representen complejidad en el modelo.

El modelamiento implícito, por el contrario, acelera significativamente el proceso de modelado y permite que estos modelos se actualicen automáticamente a medida que se ajustan los datos, sin importar la cantidad de los mismos. El enfoque implícito del modelado utiliza datos para construir una función volumétrica sobre el área de estudio, esta función debe respetar las observaciones, interpolar entre ellas y extrapolar a las áreas submuestreadas, respetando los conceptos geológicos (Renaudeau, 2019). Esta metodología consta de rutinas de trabajo ágiles y automatizadas que utilizan superficies 3D generadas a partir de datos topográficos, geológicos, geofísicos, geoquímicos, estructurales, de alteraciones y litológicos. Estas superficies se obtienen mediante el motor

de modelado implícito de cada *software*, el cual desarrolla el trabajo intenso y repetitivo de mano de obra. La calidad de estos motores reside en los algoritmos que determinan como se utilizan los puntos de datos conocidos para implicar o estimar los puntos de datos desconocidos y así poder crear las superficies. Todos estos algoritmos responden a funciones matemáticas de base radial (RBF) que han evolucionado para mejorar su capacidad en el manejo de conjuntos de datos muy grandes (mayor a 1.000.000 de puntos) en tiempos extremadamente cortos, con alta capacidad de extrapolación, aun frente a ausencias importantes de información de todo el conjunto de datos (Hollenbeck y Marc, 2015). A su vez este tipo de algoritmos se ha diseñado y adaptado para ser soportado por cualquier *hardware* informático básico, sin requerir computadores de gran tecnología. Una ventaja importante de este tipo de modelamiento es la rapidez en la visualización de los modelos, otorgando más tiempo para la interpretación y consideración de múltiples hipótesis con el incremento de conocimientos y nuevos datos en la investigación. El resultado final permite obtener infinitas secciones en múltiples direcciones del espacio y esto permite a su vez considerar más de una interpretación geológica para obtener los modelos más útiles.

En este capítulo se presenta la metodología y los resultados del modelamiento desarrollado en esta primera etapa, para el área del Entroterra Sulcitano. El área seleccionada cuenta con perforaciones mineras realizadas entre los años 1979 y 1987. Estos sondeos de la empresa Minera Carbosulcis S.p.A. se obtuvieron mediante perforación con método de diamantina *Drill Hole Diamond* (DDH) y recuperación de testigos continuos. Estas muestras permitieron desarrollar los primeros estudios detallados sobre la volcanoestratigrafía del Mioceno en la región, al obtener un registro continuo de más de 6000 m de sondeos, lo que contribuyó a refinar el mapa de superficie de las unidades andesíticas (AND), riolíticas basales (LRH) y medias (MRH) del volcanismo de la región (Assorgia et al., 1992a, c, 1993).

El objetivo principal es comprender los mecanismos eruptivos desde la base de la secuencia volcánica de la región del Sulcis (series LRH) ya que en el Entroterra Sulcitano es donde están mejor expuestos los afloramientos de las unidades riolíticas Corona Maria, Lenzu, Acqua Sa Canna y Seruci. Como se expuso en la sección 6.5.1 del capítulo 6, esta serie riolítica (LRH) está ausente en afloramientos en San Pietro y con afloramientos menores en Sant'Antioco (Unidad Monte La Noce). Finalmente se busca establecer la viabilidad de un modelo de caldera para los productos volcánicos riolíticos de la región SO de Cerdeña.

12.2 Metodología

El proceso de creación de geometrías 3D para generar el modelo geológico del Entroterra Sulcitano se desarrolló con el *software* LeapfrogGeo v.5.1 que pertenece a la empresa Seequent. Para esta tesis se accedió a una licencia académica otorgada a través del BCN SGA-SEG Student Chapter de la Facultad de Ciencias de la Tierra (UB) y *The Society of Economic Geologist* (SEG).

12.2.1 Tratamiento previo de información bibliográfica y límites del modelo

La información principal de partida para este modelo consiste de 27 sondeos verticales con un total de 5583 m de testigos recuperados con información geológica y geoquímica de la empresa CarboSulcis S.p.A. Los datos referidos a localización y profundidad de los pozos utilizados se pueden consultar en la Tabla 19.4 del Anexo IV. La descripción geológica fue digitalizada y re-interpretada de registros antiguos obtenidos durante los trabajos de revisión de la Università di Cagliari entre setiembre de 1989 y enero de 1990 (informes inéditos de Assorgia, 1990d y Gimeno, 1991) que derivó en las primeras publicaciones de Assorgia et al. (1990a, b, c). La adaptación de la nomenclatura de las unidades previamente definidas por estos autores, y en algunos casos una nueva re-definición de las mismas por parte de la autora de esta tesis, se hizo siguiendo los criterios ya establecidos la sección 6.4.1 del capítulo 6.

La información se validó en una primera etapa, mediante observaciones geológicas de fotografías de los testigos (Fig. 12.1), obtenidas por Gimeno en 1989 y Gisbert en 2010 (Gimeno, com. pers.). Seguidamente se realizó un segundo control de tipo petrográfico y geoquímico en todos los intervalos de muestreo (Fig. 12.2) para corroborar las unidades o re-definirlas, y a su vez separar subunidades; esto puede ser consultado en la Tabla 19.5 del Anexo IV para 144 muestras DDH.

La geología de mayor escala delimitada para los intervalos perforados fue la Serie (desde AND hasta URH), y la escala menor fue la Unidad (desde AND hasta CT). Las Subunidades sólo se discriminaron dentro de las 144 muestras geoquímicas. Toda esta información se encuentra en la Tabla Tabla 18.3 del Anexo III.

Para realizar el modelamiento geológico en 3D, se utilizó la mayor cantidad de información bibliográfica disponible del área de estudio, previa reconversión de sus formatos originales (*.pdf, *.jpg, *.shp, entre otros) y georreferenciación mediante *software* ArcGis y Leapfrog. También se incorporaron las muestras de afloramientos y sondeos existentes en el Entroterra Sulcitano.

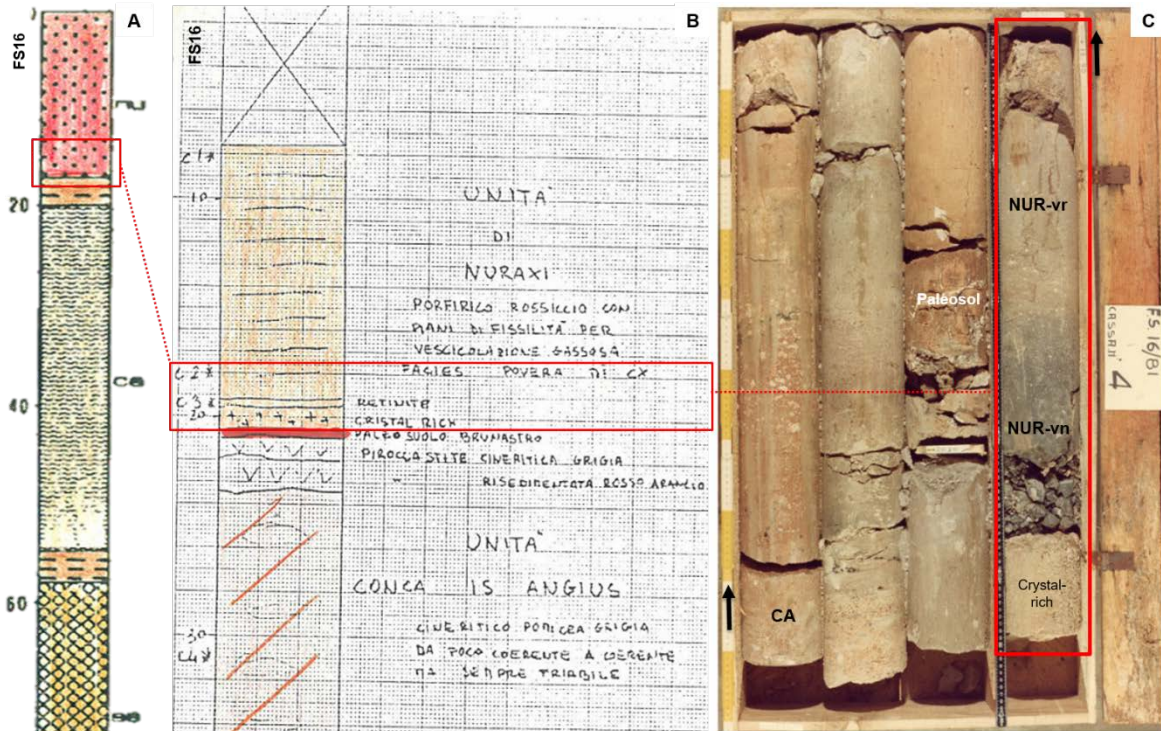


Fig. 12.1: Proceso de primera validación de series y unidades volcánicas del Entroterra Sulcitano. A) descripción generalizada de sondeos en Assorgia 1990d. B) descripción detallada de sondeos en Gimeno, (1991). C) Fotografías (Gisbert 2010) del intervalo analizado en este ejemplo. Este procedimiento se realizó en todos los sondeos utilizados para el modelo. Sólo 17 pozos tienen fotografías, los restantes 10 se verificaron como en A y B.

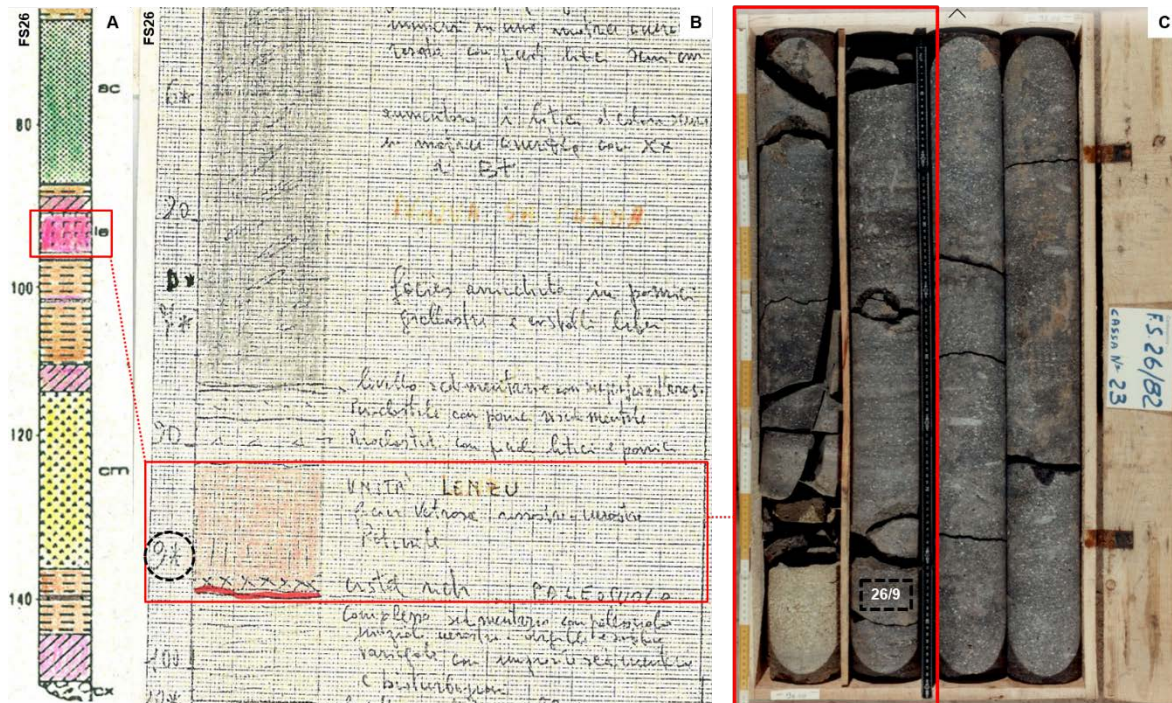


Fig. 12.2: Proceso de segunda validación de unidades y subunidades volcánicas del Entroterra Sulcitano. A) descripción general del sondeo FS26. B) descripción detallada del sondeo, los números con asteriscos (9*) corresponden a una muestra petro-geoquímica C) Fotografía del intervalo analizado en este ejemplo y la posición de la muestra 26/9.

La lista a continuación representa la información mayormente utilizada para guiar la construcción del modelo (Fig. 12.3).

- Topografía mediante información **ascii* con resolución 10 m y línea de costa tomadas del sitio web [SardegnaGeoportale](#),
- Información GIS (formato *shapefile* y *GeoTiff* ArcGis) del Mapa Geológico de las Unidades Volcánicas del Sulcis 1:45000, desarrollado en esta tesis,
- Carta Geológica del Bacino Carbonífero del Sulcis 1:25.000 (Assorgia et al., 1993) en imagen formato JPG que fue georeferenciada y convertida a formato *GeoTiff*,
- Dos secciones estratigráficas (NW-SE y WSW-ENE) de la Carta Geológica de Assorgia et al. (1993) en imagen formato JPG, georreferenciadas y convertidas a formato *GeoTiff*,
- Tres sondeos FS6/79, FS36/87 y FS37/87 de la Carta Geológica de Assorgia et al. (1993) en imágenes formato JPG, georreferenciadas y convertidas a formato *GeoTiff*. Los datos más importantes de estas imágenes corresponden a la extracción de profundidades para el basamento y los materiales sedimentarios pre-volcánicos que no estaban contenidos en la descripción de pozos del informe de Assorgia (1990d).
- Base de datos antigua con 27 pozos de perforación de la Empresa Carbosulcis S.p.A. publicados en Assorgia (1990d) originalmente en formato papel, que fue adaptado a formato Excel (CSV),
- Orientaciones de flujos y de estratificación tomados del paquete de datos estructurales GIS en el sitio web [SardegnaGeoportale](#) en formato *shapefile* de ArcGis,
- Mapas de isopacas del Volcanismo Mioceno del Sulcis (Assorgia et al., 1992b) en formato PDF, georreferenciados y convertidos a formato *GeoTiff*,
- Bibliografía sobre estratigrafía del Eoceno-Oligoceno del SO de Cerdeña (Murra y Salvadori, 1987; Carmignani et al., 2004; Cherchi et al., 2008; Barca et al., 2010; Costamagna y Schäfer, 2013, 2018),
- Geología y geoquímica de 111 muestras de afloramientos de la bibliografía (Ronga, 2011; Gisbert, 2012) y 9 muestras propias, para la zona del Entrotterra Sulcitano.
- Geología y geoquímica de 144 muestras de sondeos de la bibliografía (Assorgia et al., 1990a, b, c; Gimeno, 1991; Morra et al., 1994; Gisbert, 2012).

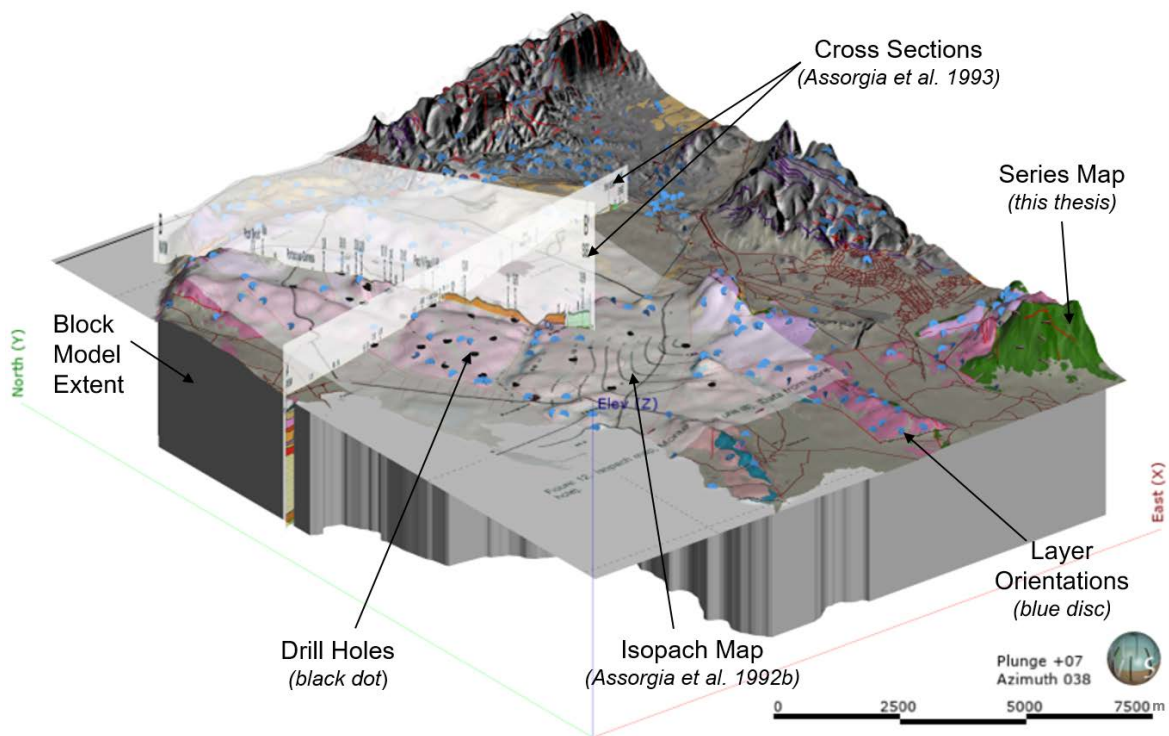


Fig. 12.3: Información previa de superficie 2D y de subsuelo (sondeos) que forman parte integral del soporte para las etapas de modelamiento 3D. Exageración vertical 4x.

La caja del modelo está contenida dentro del siguiente esquema de coordenadas: Sistema Geodésico Mundial WGS84, Proyección UTM, Zona 32S. El valor de Z está en función de la topografía, con una resolución vertical de 10 m y resolución de superficie de 100 m (*surface resolution* en Leapfrog). El límite lateral izquierdo corresponde a la línea de costa (Fig. 12.4) y el área total es de 416.23 km².

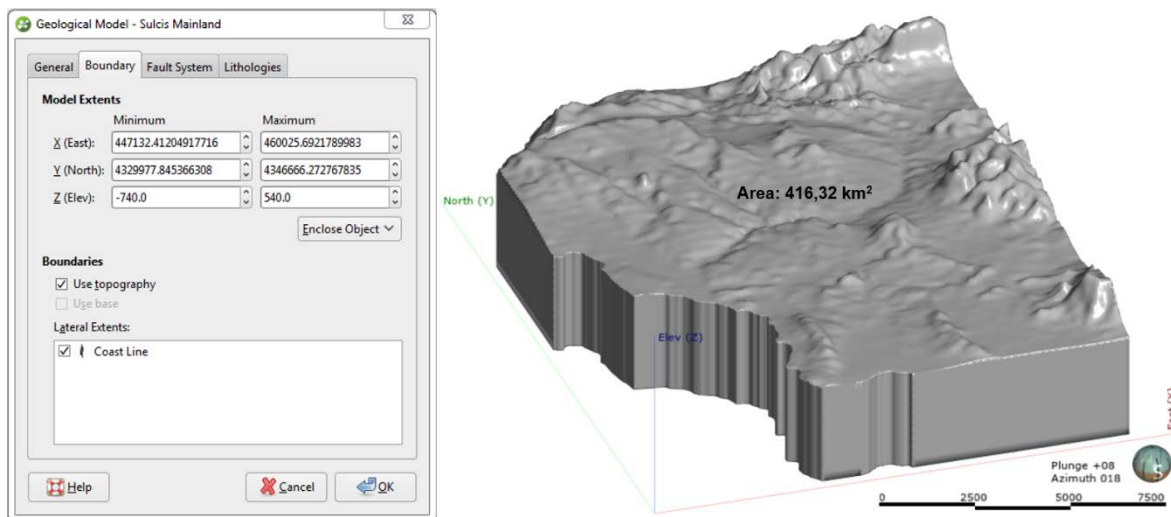


Fig. 12.4: Límites del modelo geológico 3D para el Entrotierra Sulcitano. Exageración vertical 4x para visualización de la caja del modelo. Todas las unidades de longitud que se representan con el software Leapfrog están en unidad métrica (m).

12.2.2 Etapas del Modelamiento Implícito

En una primera etapa se definió el modelamiento de litologías a través de las series volcánicas. Este criterio de selectividad se basa en la poca potencia o espesor de ciertas unidades que afloran en determinados entornos del SO de Cerdeña e Islas menores. Además, esta etapa de modelamiento es la base para continuar el esquema de trabajo hacia San Pietro en donde la serie LRH y parte de la serie MRH no afloran y en Sant'Antioco donde LRH tiene una representación muy reducida, esto provoca que muchas unidades sean difíciles de inferir en profundidad.

En consecuencia, el modelo geológico 3D se realizó en este estadio sólo para las series, aunque las unidades están disponibles para su visualización, junto con su información geoquímica asociada ya que se espera en un futuro poder avanzar también, en etapas de modelamiento numérico (Fig. 12.5).

La decisión de modelar las series también está limitada por la resolución vertical del archivo **ascii* correspondiente al DTM de la topografía utilizada en la cartografía (10 m); como así también, por el tamaño del área a modelar (~416 km²), de manera de poder visualizar de forma correcta intervalos de poca potencia en un área tan grande. Modelar las unidades a futuro, requerirá hacer un *refined-model* para obtener una resolución vertical menor.

Otro aspecto que debió ser considerado como una metodología sistemática corresponde a los intervalos descriptos como niveles piroclásticos y epiclásticos (PY) sin definición clara de unidad en las descripciones originales y los paleosuelos (LS). Estas litologías no se modelaron individualmente, sino que fueron agrupadas a las unidades adyacentes, pasando a estar incluidas dentro de las series volcánicas (Fig. 12.6). La premisa de unificación se definió de la siguiente manera. Los paleosuelos que marcan una discontinuidad o período de no depósito se incorporaron a la unidad riolítica inmediatamente superior y eso determinó la serie en la que quedaron incluidos. Los niveles piroclásticos y epiclásticos se unificaron dentro de las series que los contenían, en general siempre asociándolos a la unidad infrayacente considerando que son productos de retrabajo de esa unidad y posibles niveles de cenizas posteriores al evento principal que origina dicha unidad.

Los intervalos con rocas andesíticas (AND) presentes en los sondeos F37, F01 y FS20 están muy distantes entre sí y con potencias de 8-9 m para los primeros dos, y de 20 m para FS20. Al no presentar continuidad lateral se unificaron con otros dominios. Estas andesitas que están en la base de la secuencia, fueron unidas al material pre-volcánico (AND+CX).

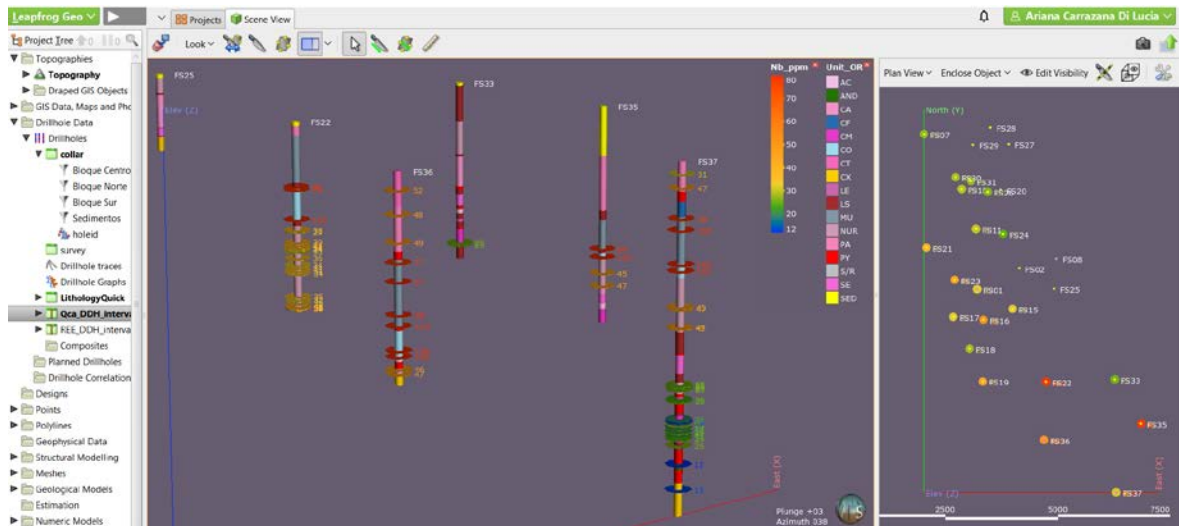


Fig. 12.5: Codificación de sondeos por unidades. La imagen central corresponde a vista en 3D y la imagen de la derecha a la posición de los sondeos en planta. Los discos representan la posición de la muestra geoquímica dentro de cada unidad y las concentraciones de un elemento de interés (ej. Nb ppm) en un rango de colores que va desde mínimas en azul y máximas en rojo.

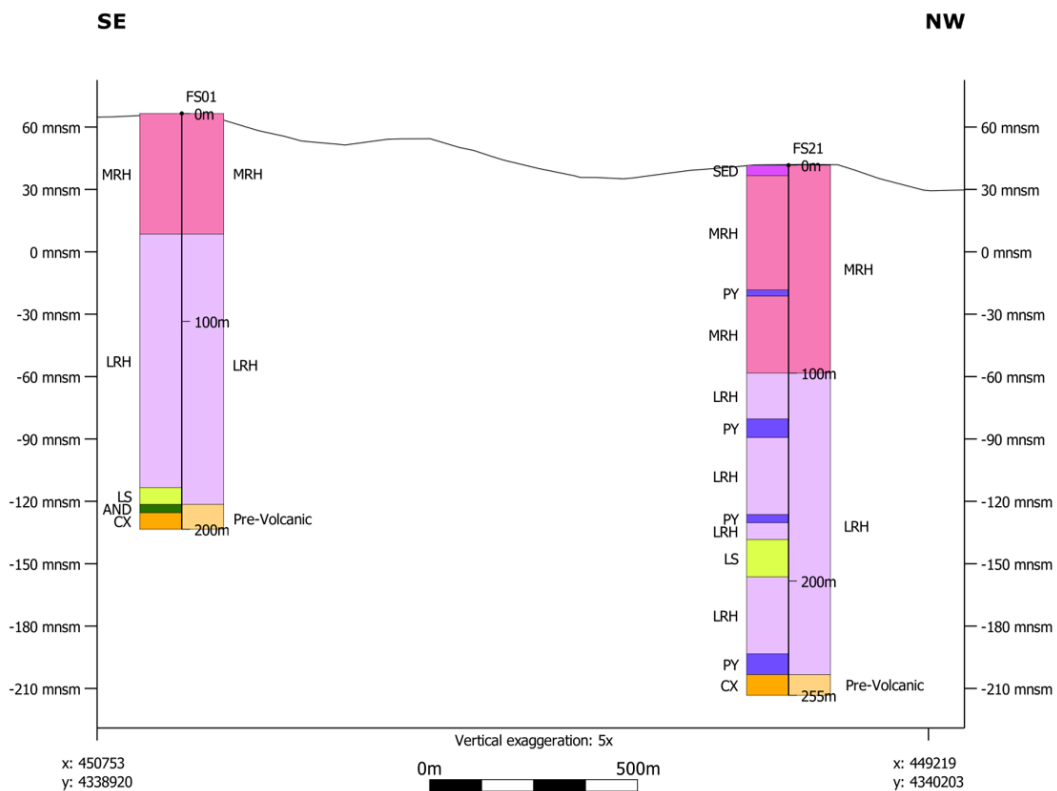


Fig. 12.6: Criterio de unificación de intervalos piroclásticos y epiclásticos (PY), paleosuelos (LS) y rocas andesíticas (AND). CX significa Fm Cixerri, considerada en este modelo como material pre-volcánico.

En una segunda etapa se definió un modelo estructural limitado por 9 fracturas principales (Tabla 12.1) algunas de las cuales mantienen el nombre original según las referencias de la carta geológica de Assorgia et al. (1993), mientras que otras fueron nombradas aquí,

según la localidad más cercana por no tener denominación en el mapa. La mayoría de las fallas tienen buzamientos entre 75°-78°, datos que fueron obtenidos de Assorgia et al. (1993) y durante los trabajos de campo para la nueva cartografía. Todas las fallas son normales y en general están representadas por un *set* de fallas principales casi N-S y otro menor E-O (que en el contexto regional representa un *set* radial). El rumbo de las estructuras principales es variable según la continuidad del plano de falla, considerando que algunas de estas estructuras tienden a presentar formas curvas (Fig. 12.7). Para más detalles remitirse al capítulo 6 (sección 6.5.3).

Tabla 12.1: Nombre y orientación de las fracturas. El valor numérico presentado en la dirección de buzamiento es un promedio de los discos estructurales que condicionan la superficie del plano de falla.

Fault	Dip/Dip Direction
F. Acqua Sa Canna (a)	75/359
F. Paringianu (b)	78/150
F. Monte Ulmus (c)	75/315
F. Matzaccara (d)	75/103
F. Sa Gibudda (e)	78/265
F. di Levante (f)	75/255
F. Conca S'Ollastu (g)	75/075
F. Sa Conca Casteddu (h)	78/197
F. Nuraxeddu (i)	75/250

Como resultado de la interacción cronológica entre las fallas y el bloque único que conforma la caja, se definieron 11 bloques menores, los cuales fueron modelados geológicamente de manera independiente. Estos últimos se enumeran correlativamente, agrupados por su posición geográfica, en 2 bloques para la zona norte, 5 bloques en la zona central, 3 bloques en la zona sur y 1 bloque en la zona este (Fig. 12.8).

La construcción del modelo geológico por bloques se basó en el siguiente orden de prioridades dependiendo de la información disponible en cada uno de ellos:

1. Información de sondeos (series volcánicas).
2. Mapas de superficie que controlan los afloramientos y *shape files* de unidades cartografiadas en esta tesis.
3. Orientaciones de flujos y de estratificación.
4. Uso de puntos y polilíneas para control de interpretación de superficies.

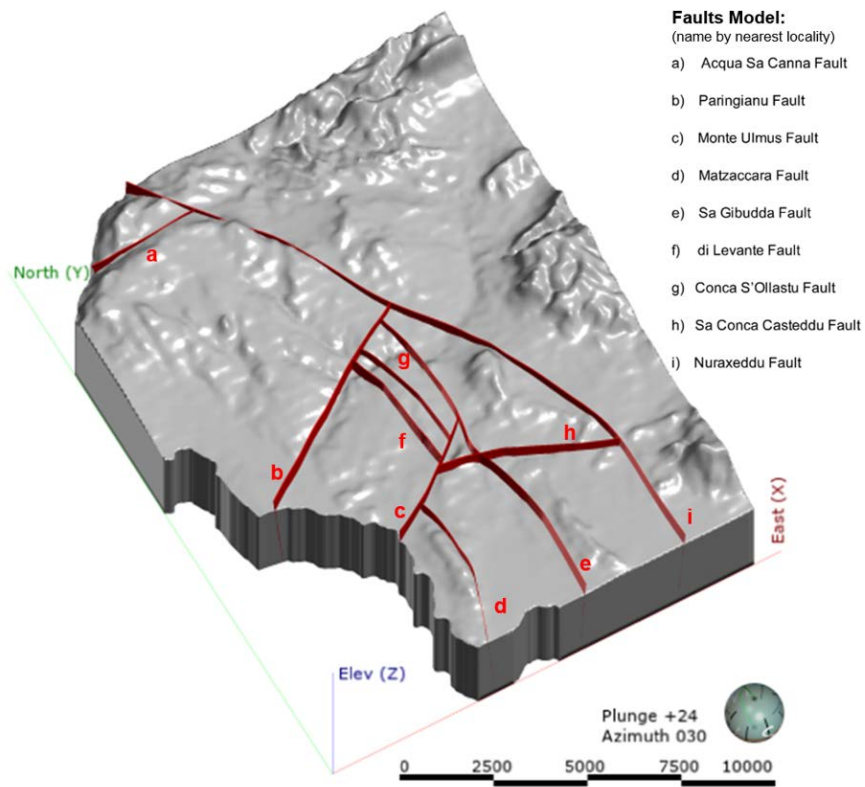


Fig. 12.7: Fallas principales que condicionan el modelo volcanológico del subsuelo del Entroterra Sulcitano. Exageración vertical 4x.

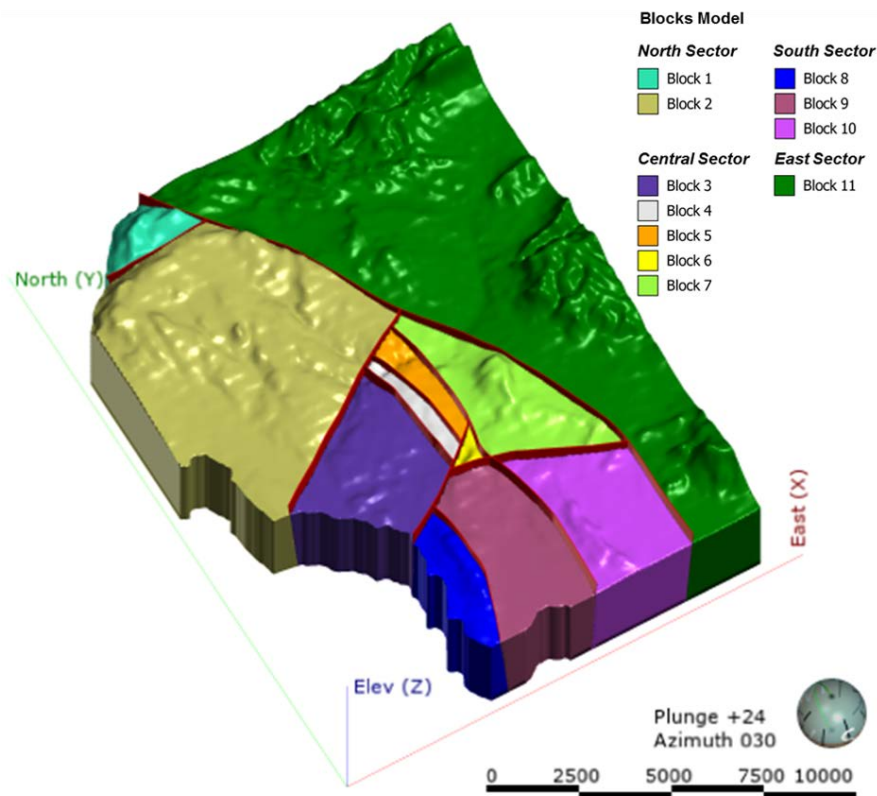


Fig. 12.8: Bloques definidos por la interacción de las fallas. Exageración vertical 4x.

En general los bloques de la zona norte y centro (Fig. 12.9) contienen la mayor cantidad de información de subsuelo (sobre todo el norte), mientras que al sur no hay información de subsuelo, motivo por el cual se utilizaron todos los datos disponibles de superficie como guía principal para el proceso de modelamiento, extrapolando espesores de sondeos cercanos y ejerciendo un mayor efecto de interpretación manual de las series volcánicas (Fig. 12.10).

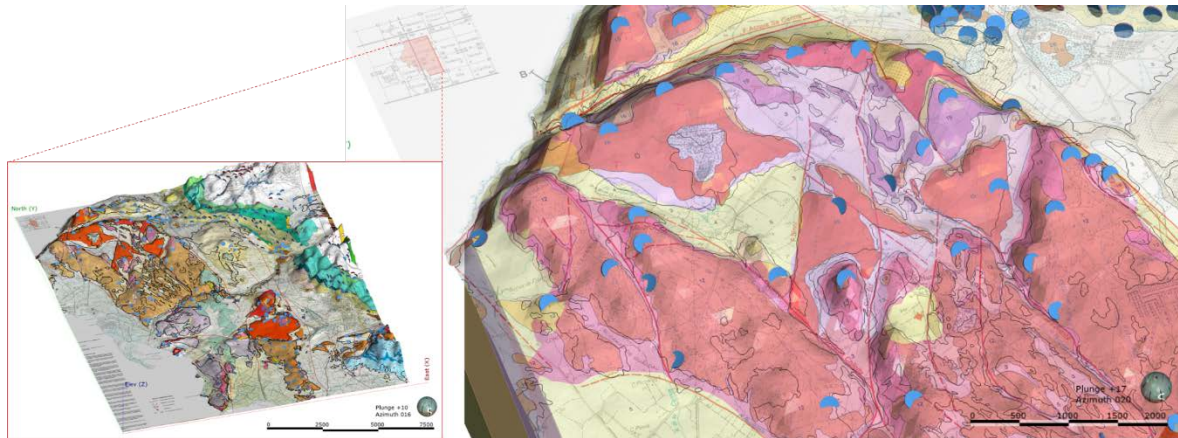


Fig. 12.9: Modelo geológico 3D al norte del Entrotierra Sulcitano. El mapa de base superpuesto es de Assorgia et al. (1993) también en el recuadro rojo. Los contornos negros son los *shape files* de ArcGis de la cartografía de series de esta tesis. Los discos estructurales de color azul marcan líneas de flujo y dirección de capas (de sitio web SardegnaGeoportale).

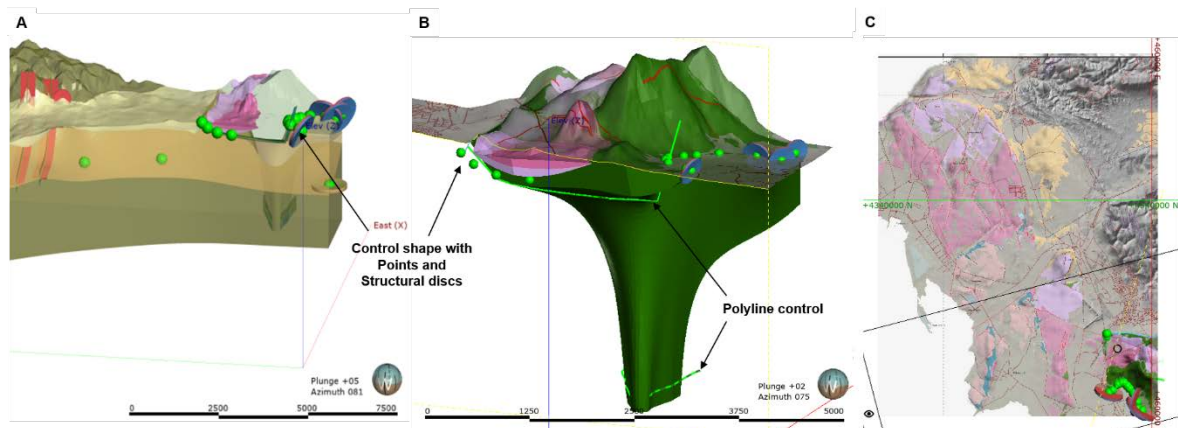


Fig. 12.10: Ejemplo de interpretación manual en el sector sur relacionado con afloramientos de andesitas. Uso de polilíneas, puntos y discos estructurales para controlar el afloramiento y sus relaciones con los volúmenes de las demás litologías.

Como se mencionó en capítulos anteriores, las campañas de perforación de Carbusulcis S.p.A dedicadas a la exploración de los mantos de carbón contenidos en la Fm Lignitífero, aproximaron el espesor de la Fm Cixerri entre 210 a 320 m (Assorgia et al., 1992a, d; Barca y Costamagna, 2010). También algunas investigaciones sobre agua en la llanura de Cixerri (Pala et al., 1977) midieron una potencia entre 100 y 300 m para esta formación. Estos

espesores se tuvieron en cuenta para poner el límite entre el basamento y el material pre-volcánico (Fig. 12.11).

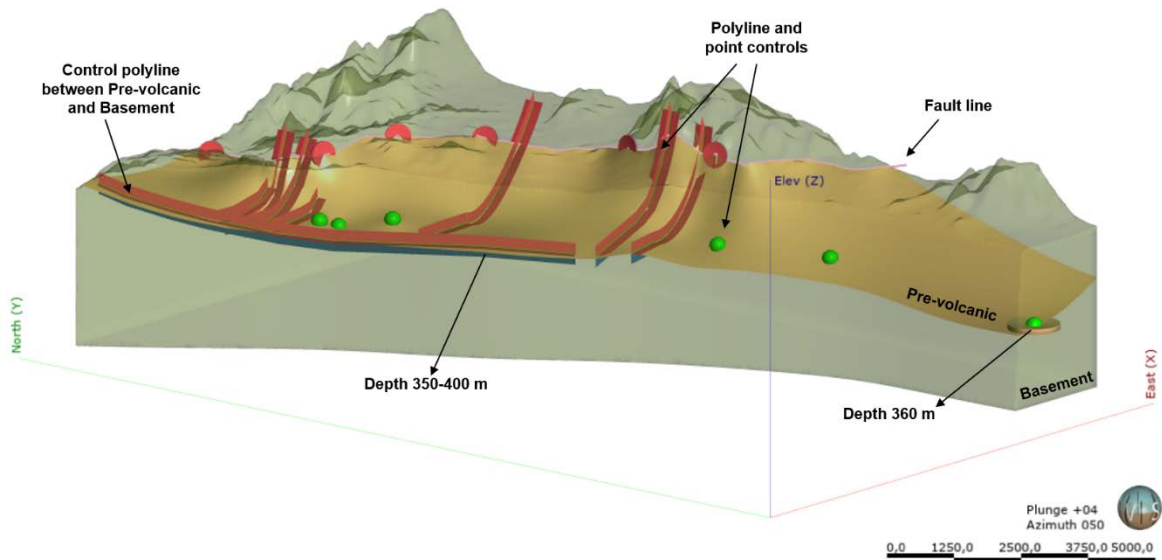
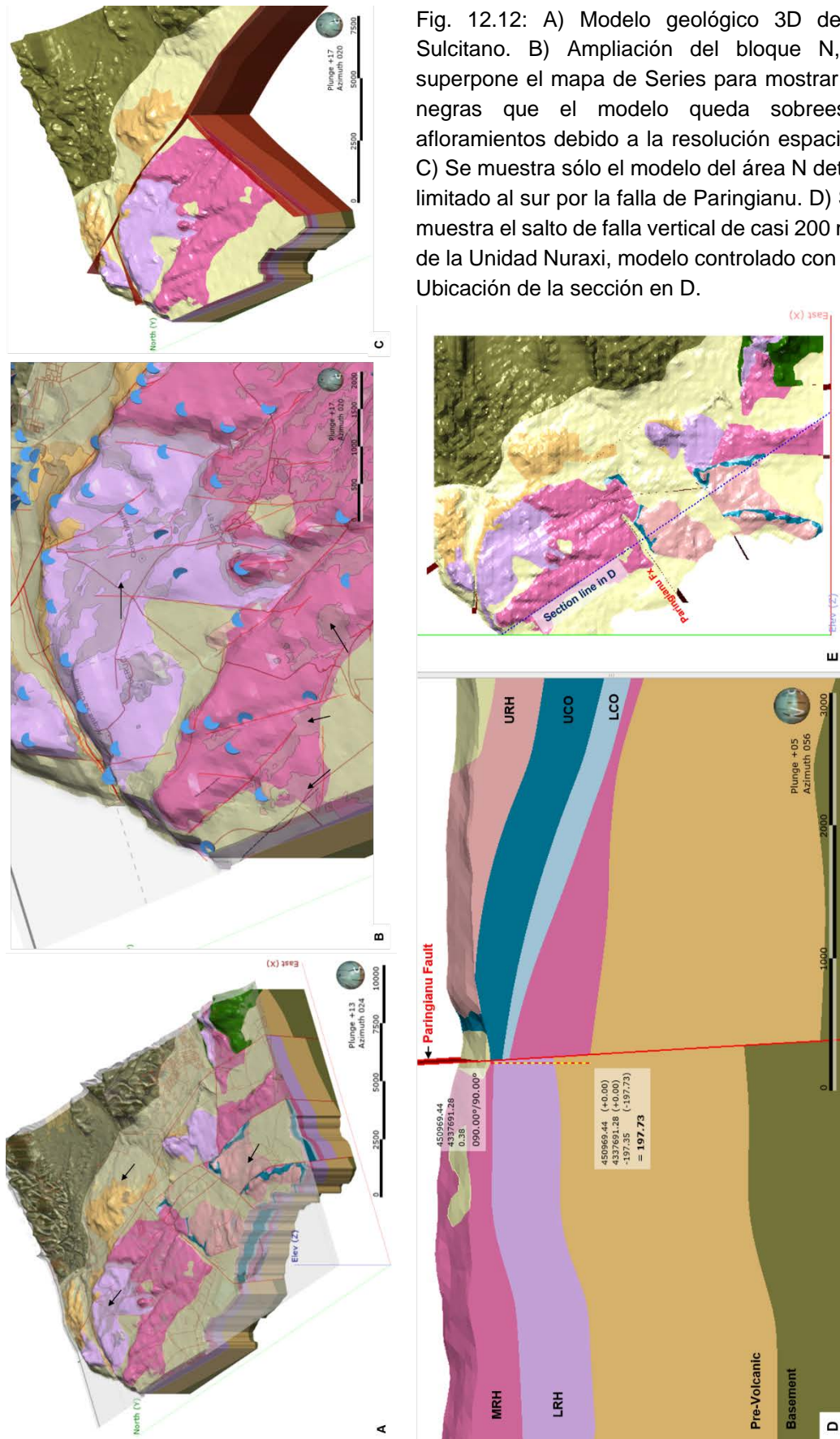


Fig. 12.11: Modelo del Bloque 11, sin información de sondeos. Interpretación del contacto entre basamento paleozoico y sedimentos del Eoceno-Oligoceno según bibliografía (Costamagna y Schäfer, 2018). Uso de polilíneas, puntos y discos estructurales para interpretar el relleno de la depresión del sector E del Entroterra Sulcitano.

Otro aspecto a destacar en la construcción del modelo es la utilización de la función *offset mesh* que permite seguir la tendencia de una superficie infra o suprayacente, cuando la capa que se está modelando no tiene una forma definida o carece de datos de interpolación que permitan guiar su dirección o interpretación. Es por esto que en algunos sectores del modelo donde se carece de información de sondeos las tendencias en las superficies son similares para todos los niveles de ignimbritas.

Finalmente, en el proceso de condicionar la información de superficie con el subsuelo, se han sobreestimado ciertos sectores en donde aflora en todas las direcciones una misma serie en contacto con zonas cubiertas por sedimentos recientes. Esto se debe a la resolución espacial de 100 m que limita al modelo. Sin embargo, la información de subsuelo muestra que la unidad sí está presente, por lo que se podría asumir que se subestima el sedimento cuaternario, en favor de las rocas volcánicas (Fig. 12.12).



12.3 Resultados

El modelo volcanoestratigráfico para el Entrotterra Sulcitano queda comprendido, desde los materiales más modernos hasta los más antiguos como sigue (Fig. 12.13): Sedimentos Cuaternarios (SED), Riolitas Superiores (URH), Comenditas Superiores (UCO), Comenditas Inferiores (LCO), Riolitas Medias (MRH), Riolitas Inferiores (LRH), Pre-Volcánico (sedimentos Oligo-Miocenos) y Basamento (Paleozoico). Sólo en el bloque 11 al SE, se modeló una parte de la serie de Andesitas (AND) por afloramientos.

Principalmente en las zonas Norte y Centro-Oeste del modelo, se pudo combinar la información proveniente de todas las fuentes de datos, sumando como control de correlación a los perfiles esquemáticos presentados en la Carta Geológica de Assorgia et al., 1993 (Fig. 12.14 y Fig. 12.15). Estos bloques son los que más se ajustan a los criterios de modelamiento implícito (menor interpretación manual por parte del usuario).

Las nueve fallas principales utilizadas en este modelo se han considerado desde el punto de vista tectono-volcánico porque demuestran tener una importante influencia en el depósito de las unidades, ya que marcan una tendencia clara de zonas que funcionaron como horst y otras que funcionaron como graben y hemigraben. Muchas otras fallas están presentes en la zona del Entrotterra como se vio en la cartografía, pero incorporar tantas estructuras al modelo representaría una complejidad que en esta etapa se considera innecesaria.

Una herramienta importante dentro de este modelo es la visualización de múltiples secciones en cualquier dirección del espacio. Esto permitió evaluar y validar los contactos de las superficies que atraviesan los sondajes y también a nivel geológico-estructural, la disposición y comportamiento de los bloques delimitados por fallas. Se realizaron secciones en la dirección NO-SE, E-O y cortando el modelo en planta, con cotas cada 50 m. Todas ellas pueden verse en 3D o en 2D (Fig. 12.16).

Asumiendo que la falla de Nuraxeddu (i) marca el límite de la actividad volcánica hacia el este del Entrotterra Sulcitano, en este contexto el bloque 7 en el sector de Monte Sirai, funcionó como un horst respecto de los demás bloques que se hundieron hacia el oeste.

La poca o nula continuidad que presentan las unidades en los sondeos dentro del área central, muestran que hay un pequeño horst (bloque 4) entre las fallas di Levante y Conca S'Ollastu (f y g), en el que no se producen depósitos de las series comendíticas. Los bloques que se hunden a ambos lados de este horst (un graben hacia el O y un hemigraben hacia el E, muestran capas que tienen direcciones opuestas respecto del área elevada central, esto es muy marcado en los flujos comendíticos (Fig. 12.17).

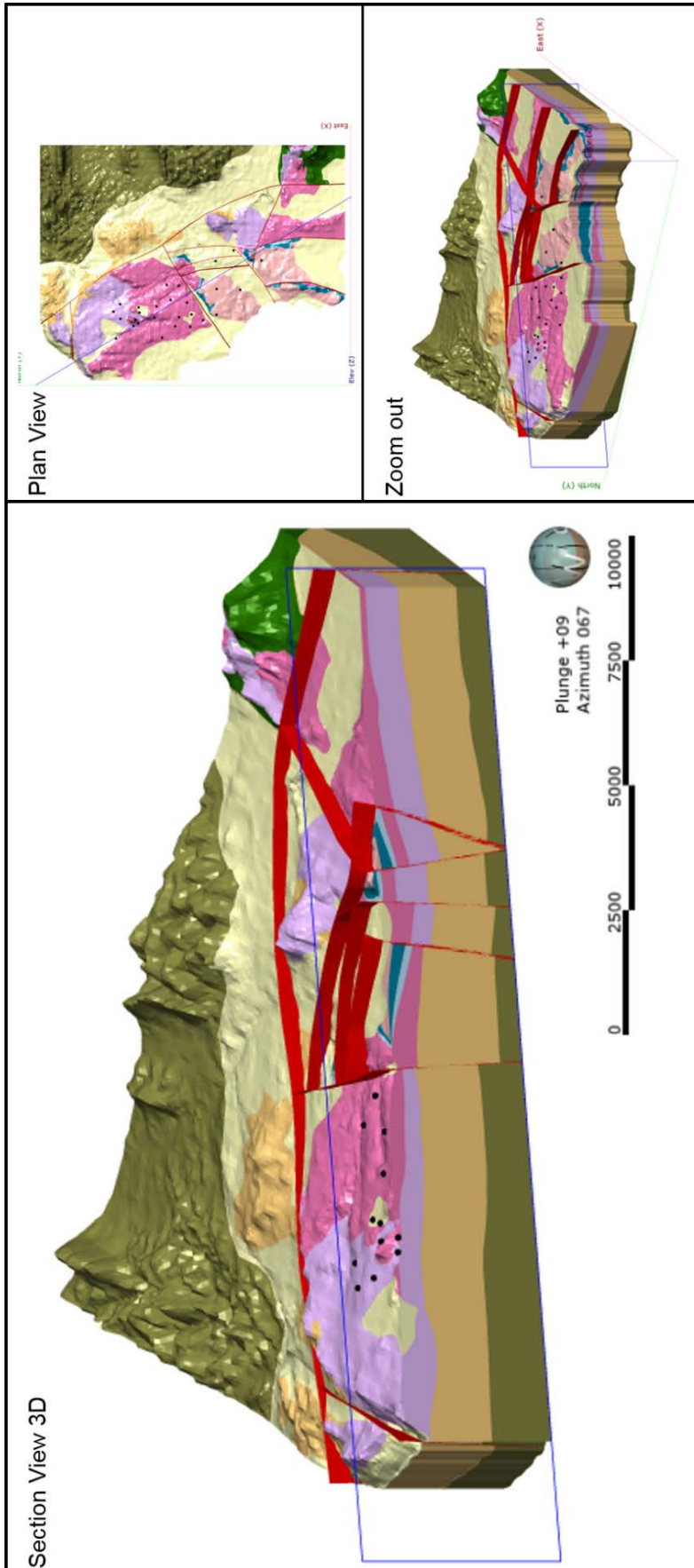


Fig. 12.13: Modelo geológico 3D del Entroterra Sulcitano. La vista principal corresponde a una sección que atraviesa toda la región en dirección NO-SE. En la parte superior derecha se puede ver el modelo completo en planta con información de fallas (líneas rojas) sondeos (puntos negros) y la traza de la sección (línea azul) que representa el corte de la figura principal. En el margen inferior derecho se puede ver el modelo completo en 3D con idéntica información.

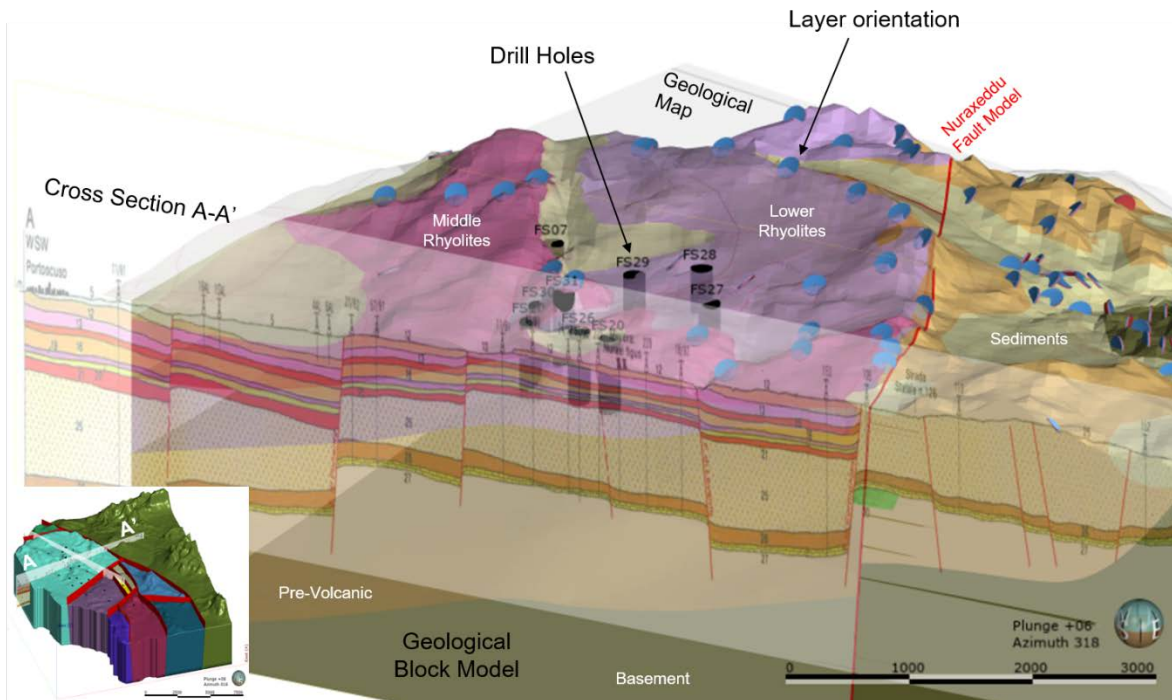


Fig. 12.14: Validación de información del modelo con sección A-A' esquemática en Assorgia et al. (1993). Estas secciones no están a escala en Z y tienen ligeros desplazamientos en X-Y. La sección no contempla la inclinación de las capas como indican los discos azules. En este modelo sólo se incorporó una falla que corta en sentido NO-SE al bloque y delimita el área más externa relacionada con los depósitos ignimbríticos. Esta falla puede delimitar el área pericaldérica.

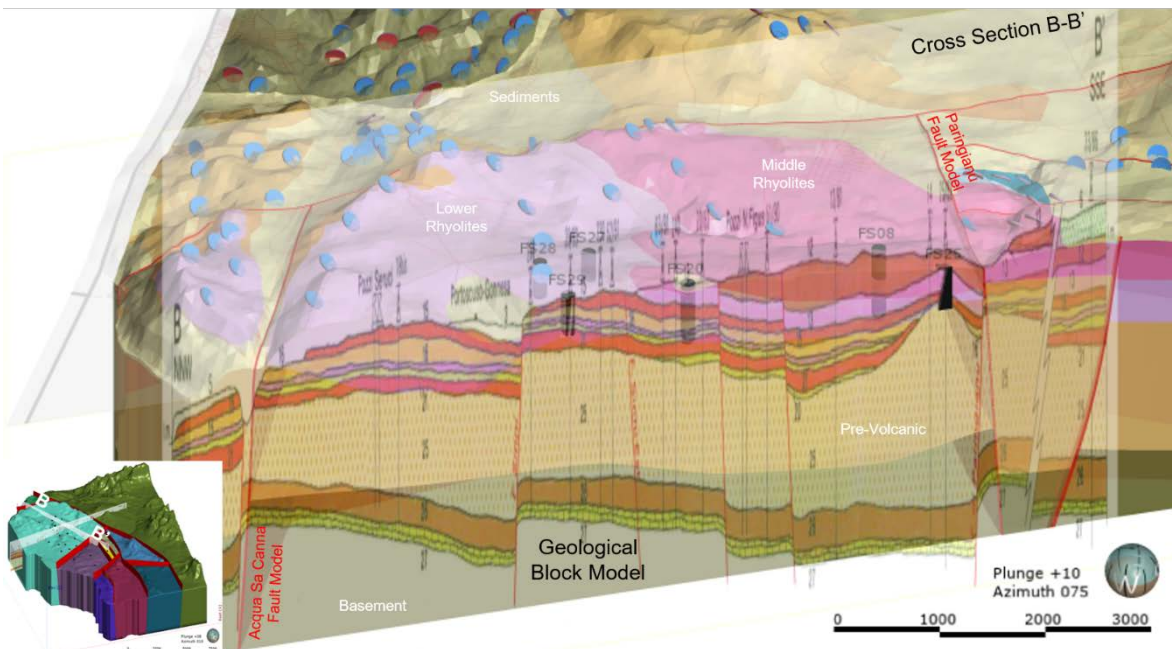


Fig. 12.15: Validación de información de modelo con sección B-B' esquemática en Assorgia et al. (1993). Esta sección se ajustó con 3 pozos (FS20, FS25 y FS29) contenidos dentro del plano por lo que la escala vertical es más representativa de los datos reales de profundidad de las unidades en los sondeos. En este modelo sólo se incorporaron las Fallas de Acqua Sa Canna y Paringianu que representan el sistema radial de dirección aproximada E-O.

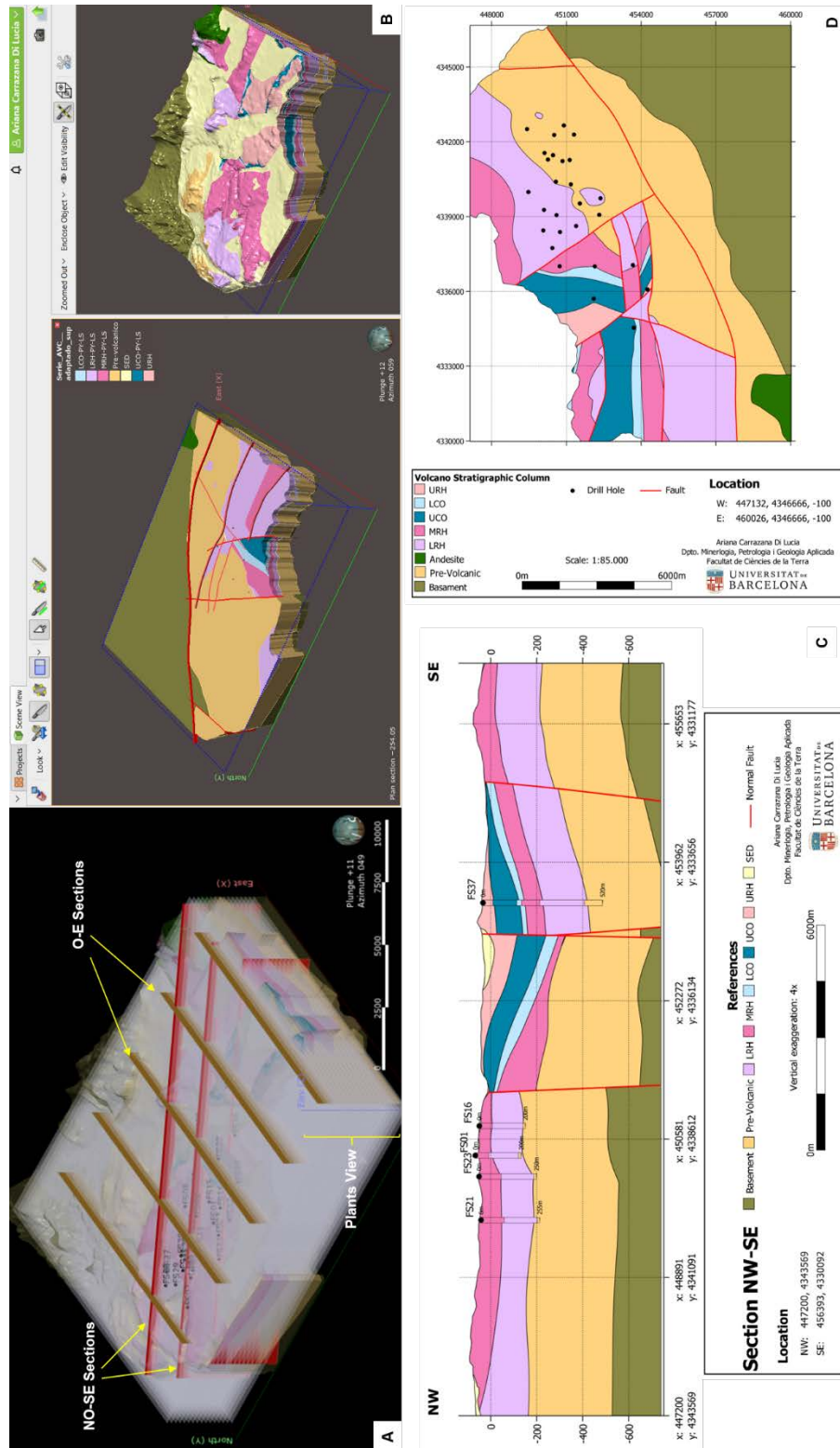


Fig. 12.16: A). Representación de secciones en múltiples direcciones que permiten evaluar el comportamiento de la secuencia volcánica y su relación directa con la actividad tectónica. B) Corte longitudinal a una profundidad de -254 m y vista de la posición de este corte en el modelo 3D. C) Sección 2D con la ubicación de sondeos y la validación de los contactos de las superficies. D) vista 2D en planta a la cota -100m donde se aprecia una disposición radial de los flujos comendílicos desde la intersección de dos fracturas (N-S con E-O).

Esto se puede corresponder con flujos ignimbríticos extracaldera (hacia el E) e intracaldera hacia el O).

El comportamiento de los bloques entre las fallas de Paringianu y Monte Ulmus es similar a lo que sucede en San Pietro con las dos fallas E-O que controlan el emplazamiento mayoritario de los productos dómicos y lávicos peralcalinos (en el centro de la isla).

En el Entrotterra Sulcitano este sector muestra también en profundidad una Unidad Comendita de la serie inferior que corresponde con características texturales de un domo lávico en el pozo FS22, sector en el que se puede inferir un control estructural fuerte asociado a la continuidad de la falla Matzaccara (d) y que no se ha modelado por falta de datos estructurales. Tampoco se modeló dentro de la serie LCO este posible domo lávico con raíz intrusiva y que tendría una potencia de 41 m similar a las coladas (LCO3-L) de Ravenna-Becco-Nasca en San Pietro. En la base de este posible domo lávico la petrografía muestra evidencias de la subunidad Genarbi (LCO2 <1 m de potencia) y a techo las ignimbritas de Ventrishio (LCO5, 7 m aprox.) y Cala Lunga (LCO6, 3 m aprox.). Por lo que es muy probable que una actividad eruptiva similar a la ocurrida en San Pietro se manifieste en este sector.

Toda la zona central parece estar condicionado fuertemente por las fallas de dirección N-S y la intersección con la Falla Monte Ulmus. Particularmente el bloque 3 (centro-oeste), presenta dos sondeos, FS22 y FS36 donde la serie MRH está en contacto directo con los sedimentos pre-volcánicos de la Fm Cixerri, por lo que hay ausencia de la serie riolítica inferior (LRH). Esto podría confirmar la interpretación de una falla para las inmediaciones del pozo FS22. En el mismo bloque hacia el oeste, el pozo FS19 queda abierto en profundidad en la serie MRH, por lo que no es posible definir si LRH está presente; pero en vista de que en los bloques circundantes si se presenta, se decidió modelar una pequeña porción de LRH asumiendo que podría estar más profunda, marcando otro posible bloque hundido hacia el oeste (que tampoco se ha modelado aún) que prácticamente limita con el mar.

La distribución radial que presentan las dos series peralcalinas (LCO y UCO) en esta zona es particularmente notoria y marcan casi con certeza un conducto o punto de emisión en los alrededores del Cerro Monte Ulmus, donde se intersectan 3 fracturas importantes (ver Fig. 12.16 D).

Toda la región central presenta una complejidad estructural que sólo puede observarse a través del modelo ya que en superficie está mayormente cubierto por sedimentos cuaternarios y esto va en coherencia con un graben a mayor escala que marca la zona más deprimida dentro del Entrotterra Sulcitano.



Fig. 12.17: La figura superior corresponde a una vista desde el NO de una sección NE-SO que atraviesa los materiales cuaternarios en un graben delimitado por las fallas radiales más importantes del Entroterra Sulcitano: F. Paringianu y F. Monte Ulmus. En este sector hacia la F. Monte Ulmus los afloramientos de rocas volcánicas son escasos y la potencia de la cubierta sedimentaria es de aproximadamente 40 m. La información de subsuelo y la dirección de las capas en afloramientos circundantes permiten reconstruir la sucesión volcánica desde LRH hasta URH. La sección E-O inferior corresponde a la misma zona con una vista desde el S.

Los bloques de la zona sur también muestran el mismo patrón de escalonamientos con hundimiento generalizado hacia el oeste (en dirección a la costa). Es importante destacar que no hay información de subsuelo, por lo tanto, los espesores de las series siguen el criterio de la columna estratigráfica generalizada y de los espesores de bloques más cercanos que contienen información de sondeos. En general las capas inclinan hacia el oeste, dato que se corrobora con la cartografía de esta tesis y con las direcciones estructurales relevadas por el proyecto CARG. Se pueden observar dos resaltes topográficos importantes que están asociados con las estructuras N-S que definen el sistema de tipo caldera. Uno corresponde al alto topográfico generado en Matzaccara y el otro ubicado unos 3 km hacia el este en la misma dirección que funciona como un alto topográfico a partir del cual no se depositan flujos ignimbríticos de las series peralcalinas y alcalina superior (Fig. 12.18). Esta zona parece corresponder con el área activa durante los flujos ignimbríticos de las series LRH y MRH, incluso marcando los depósitos intra y extracaldéricos para estos eventos eruptivos.

Desde otro enfoque, uno de los beneficios del modelo geológico 3D es la obtención de geometrías sólidas para cada serie volcánica, lo que permitió realizar un cálculo aproximado del volumen eruptivo para la zona del Entrotierra Sulcitano. Las series de mayor volumen corresponden a las riolitas inferiores (LRH= 11.54 km³), seguida de riolitas medias (MRH= 5.78 km³) y comenditas superiores (UCO= 2.22 km³) mientras que un volumen menor se calcula para las riolitas superiores (URH= 1.04 km³), y por último las comenditas inferiores (LCO= 0.91 km³). Los productos magmáticos en el Entrotierra Sulcitano ocupan aproximadamente un total de 21 km³, principalmente de flujos ignimbríticos, concentrados en un período de tiempo también aproximado de 1.5 Ma, según las edades más confiables por ⁴⁰Ar/³⁹Ar dentro de cada serie volcánica (Fig. 12.19). Esta aproximación tiene su limitación en la serie inferior con edades que son más bien una guía a falta de precisión analítica, mientras que a techo se estima la edad más joven en función de la Unidad Calasetta (última unidad aflorante en el sector), asumiendo que Post-Calasetta no se deposita en el Entrotierra Sulcitano.

Finalmente, el modelo geológico 3D está disponible para su visualización desde la plataforma web de [Seequent View](#). Los interesados en interactuar con el modelo pueden crear su [registro de usuario](#) de acceso libre. También se puede instalar la aplicación de escritorio gratuita [Leapfrog Viewer](#) y acceder al modelo completo para evaluar los datos con los que éste fue creado, mediante solicitud a la autora.

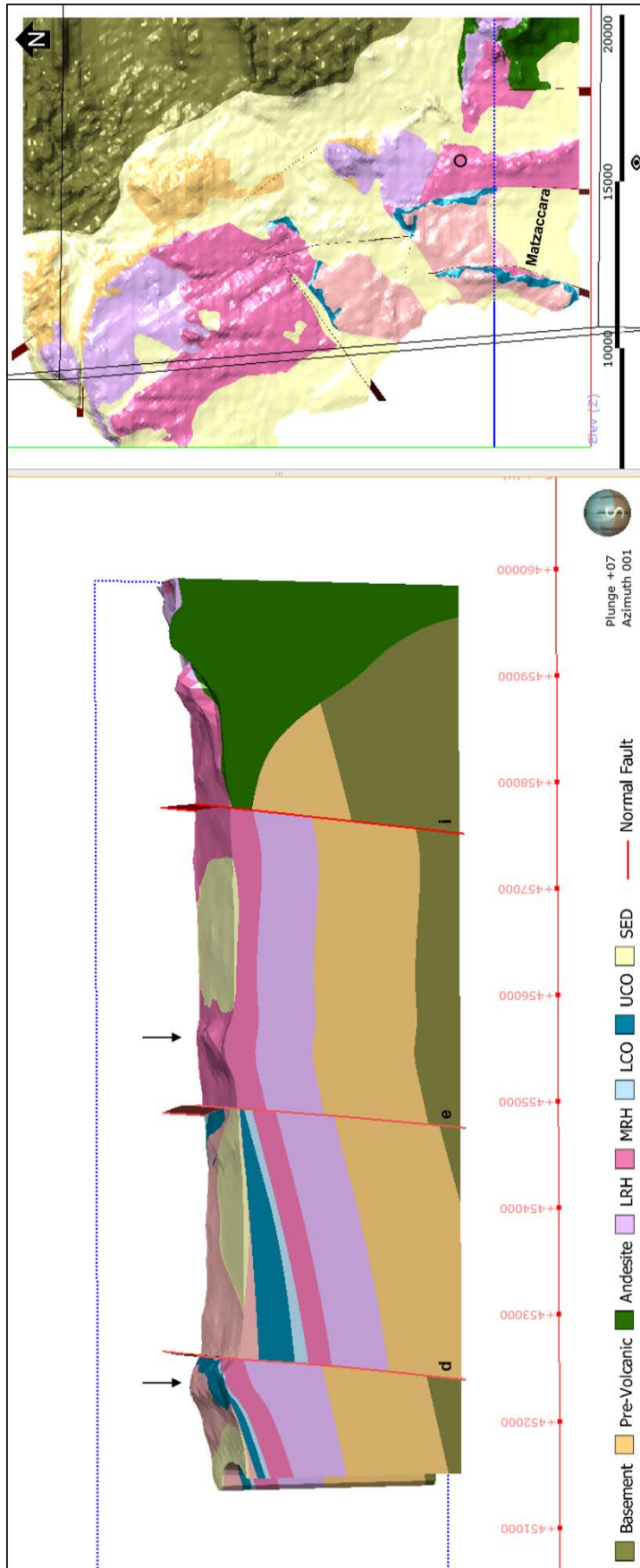


Fig. 12.18: Sección E-O con vista desde el Sur para los bloques 8, 9 10 y parte del bloque 11. Se observa la tendencia general de los flujos ignimbríticos de las series inferior (LRH) y media (MRH) que desde la falla Sa Gibudda hacia el este escalan hasta depositarse por encima de las rocas andesíticas, mientras que al oeste fluyen hacia la costa. Esta falla a su vez genera un alto topográfico que controla el límite de los depósitos peralcalinos y alcalinos del final de la secuencia volcánica con direcciones principales hacia el O, controlados también por la falla de Matzaccara (las flechas negras señalan estos altos topográficos).

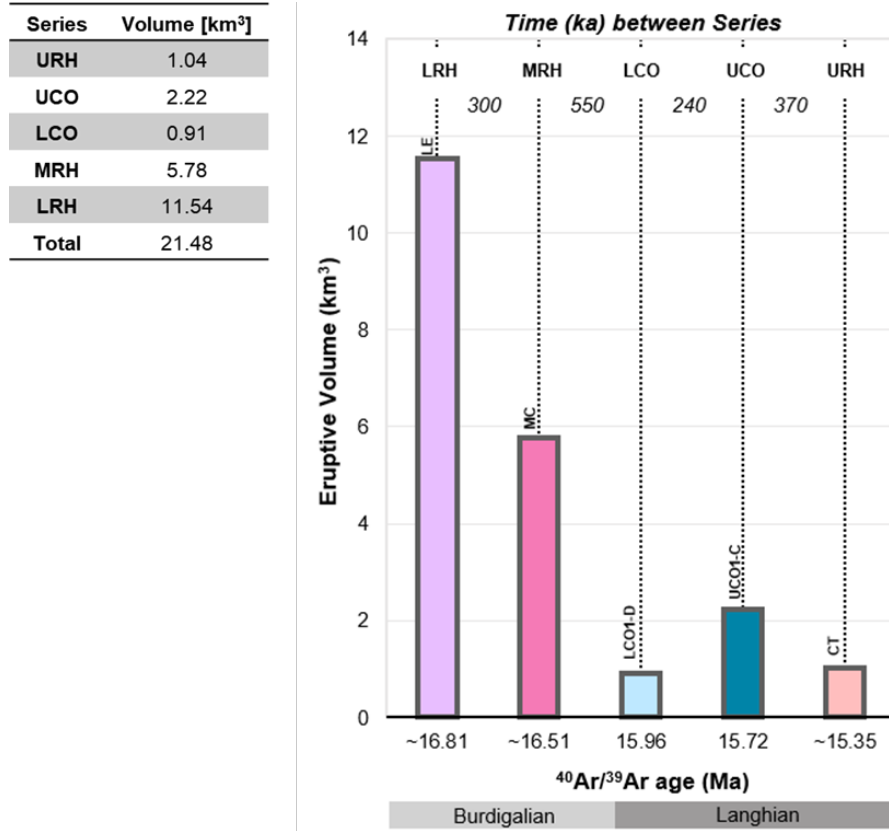


Fig. 12.19: Cálculo de volumen eruptivo de las series riolíticas del Entroterra Sulcitano. Se presentan las edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar disponibles para las unidades y subunidades más próximas a la base de cada serie volcánica (LE: Lenzu, MC: Monte Crobu, LCO1-D: Cala Vinagra, UCO1-C: Monte Ulmus, CT: Calasetta). También se muestra el intervalo de tiempo aproximado entre cada serie. Los eventos relacionados con magmatismo de tipo anorogénico muestran menor volumen.

12.4 Discusión sobre la validez del modelo y la temporalidad de las series

A pesar de que no se han incluido todos los lineamientos estructurales de la cartografía, el modelo representa un sistema extensional bien definido por horst, graben y hemigraben que se hunden desde el interior del Entroterra Sulcitano hacia la costa a través de los planos de falla de dirección principal NNO-SSE. El sistema secundario ENE-OSO también genera el escalonamiento y hundimiento de los bloques hacia el SE. Ambos sistemas están fuertemente condicionados por las estructuras previas del basamento. El principal inconveniente presentado al inicio del proceso, estuvo relacionado con la comprensión de los fenómenos de interacción de las fracturas para poder determinar el comportamiento de los bloques. Uno de los sectores más complejos de modelar fue el área que rodea al cerro Monte Ulmus; en la cartografía tres fracturas importantes atraviesan este sector, y aunque el bloque que se genera es muy pequeño, resulta muy importante modelarlo de manera independiente debido a que no es posible correlacionar las unidades volcánicas en afloramiento, con los sondeos en los alrededores. En la literatura un modelo analógico

generado por Holohan et al. (2005), permitió comprender que la complejidad observada no era un error de interpretación de cómo interactúan las fracturas, sino más bien un control tectónico influenciado por fracturas preexistentes. Esto permitió dar confianza a este modelo, demostrando que no hay libre interpretación o interpretación al azar, sino que la geología, en este caso las rocas volcánicas están dando la respuesta a esta interacción de fallas, y que el modelo analógico sirve para explicar lo que sucede en la naturaleza (Fig. 12.20).

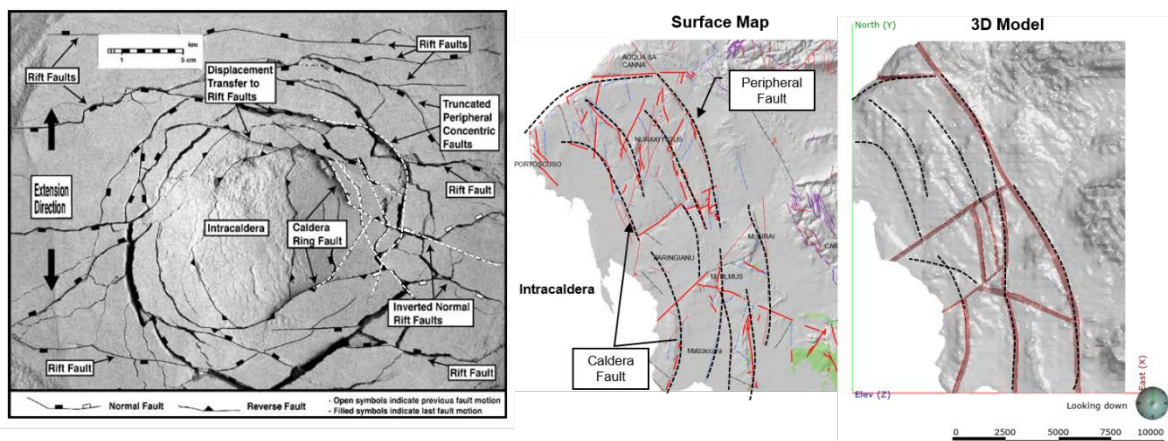


Fig. 12.20: Interacción entre fracturas de calderas y estructuras previas del basamento. La primera fotografía corresponde a un modelo analógico en Holohan et al. (2005) (CC BY NC ND licencia de Elsevier número 4887160832411). En ella se pueden observar los bloques o polígonos que se generan durante esfuerzos tectónicos regionales. Sobre ella se trazaron líneas punteadas blancas por analogía con las fracturas encontradas durante las etapas de modelamiento en el Entroterra Sulcitano. En el mapa de superficie se muestran las fracturas cartografiadas en rojo y azul, mientras que los trazos negros punteados son interpretaciones de las fallas circulares que definirían la caldera. En la figura del modelo 3D se muestra la simplificación a nivel estructural, sin embargo, se han considerado las fracturas más importantes que afectan el depósito de las unidades ignimbríticas. Nótese el triángulo generado en el cerro Monte Ulmus, con su análogo en el experimento de la caja de arena.

A partir de este modelo otras estructuras que se consideren relevantes durante la integración de las islas menores, pueden ser incluidas aprovechando las ventajas del modelamiento implícito.

En alusión a las omisiones durante el modelamiento de niveles epiclásticos, paleosuelos y rocas andesíticas aisladas, es necesario resaltar algunos aspectos que permiten discutir sobre la temporalidad de las series y unidades volcánicas y sobre la decisión de incorporarlas al modelo en un futuro, según el impacto que puedan representar en las interpretaciones finales y en la redefinición de la resolución vertical de los procesos de *software* y *hardware* necesarios.

El sector norte del modelo, donde sólo se depositaron las series de riolitas inferiores y medias (LRH y MRH), resulta adecuado para entender los períodos de interrupción de las series volcánicas, debido al completo registro de los sondeos. En algunos pozos, por ejemplo, FS17 se determinó un contacto erosivo entre Lenzu (LE y Aqua sa Canna (AC), esto puede significar que hasta la Unidad LE puede establecerse una continuidad del magmatismo calcoalcalino, y a partir de aquí y en adelante, hay un *gap* o espacio temporal hasta el siguiente evento de carácter más transicional. La edad K/Ar para AC (16.79 Ma) no es confiable por su amplio error asociado, pero si asumimos el valor medio de las fechas entre LE (16.81 Ma) y AC hay un período de no actividad de 20 ka y el depósito de 4 a 6 m de espesor de materiales epiclásticos (Fig. 12.21), con un paleosuelo hacia el tramo superior, antes del contacto con la Unidad AC (ej.: en el sondeo FS30 paleosuelo de 4 m de espesor).

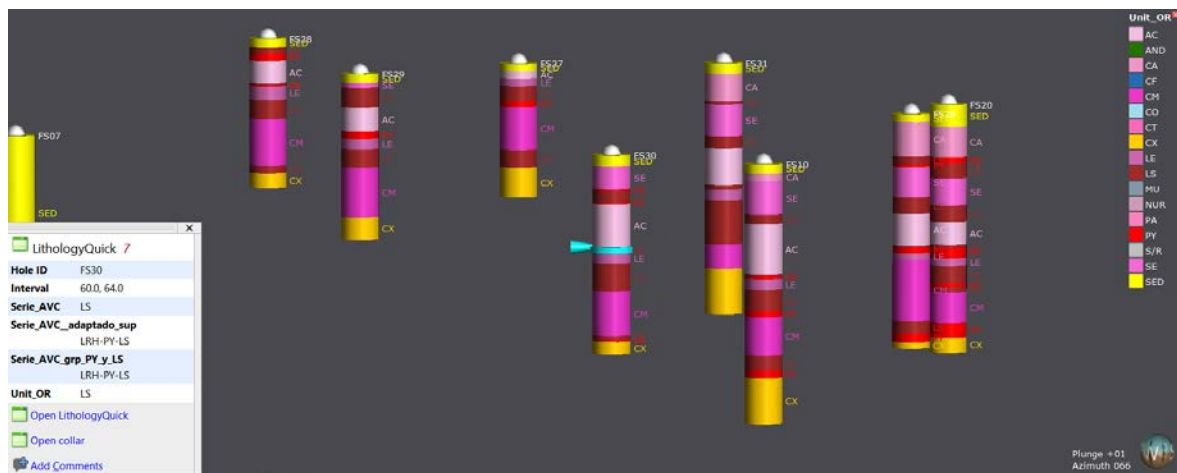


Fig. 12.21: Sondeos del sector norte del Entroterra Sulcitano. Se observa frecuentemente niveles de materiales epiclásticos (PY) y paleosuelos (LS) entre las Unidades CM-LE, LE-AC y con potencias menores y menos frecuentes entre AC-SE. En la foto se marca el intervalo del pozo FS30 como ejemplo (LS de 60 a 64 m). Exageración vertical 4x.

En general toda la serie inferior (LRH) presenta intercalaciones de niveles epiclásticos y paleosuelos entre los contactos de las unidades. En muchos casos predomina la bentonización de los niveles más porosos y los niveles de *ash flows* coignimbríticos de techo de la ignimbrita de la unidad inferior; esta alteración probablemente se forma por flujo lateral de aguas subterráneas y suele presentar indicios de pirolusita, como se ha observado también en afloramientos para los niveles bentonizados de CA y MZ. Otro ejemplo significativo sucede en el pozo FS10 con un nivel sedimentario de 14 m de potencia entre CM y LE, o en el pozo FS20 con 17 m de potencia entre dos niveles diferentes de paleosuelos separados por un nivel epiclástico (Fig. 12.22).

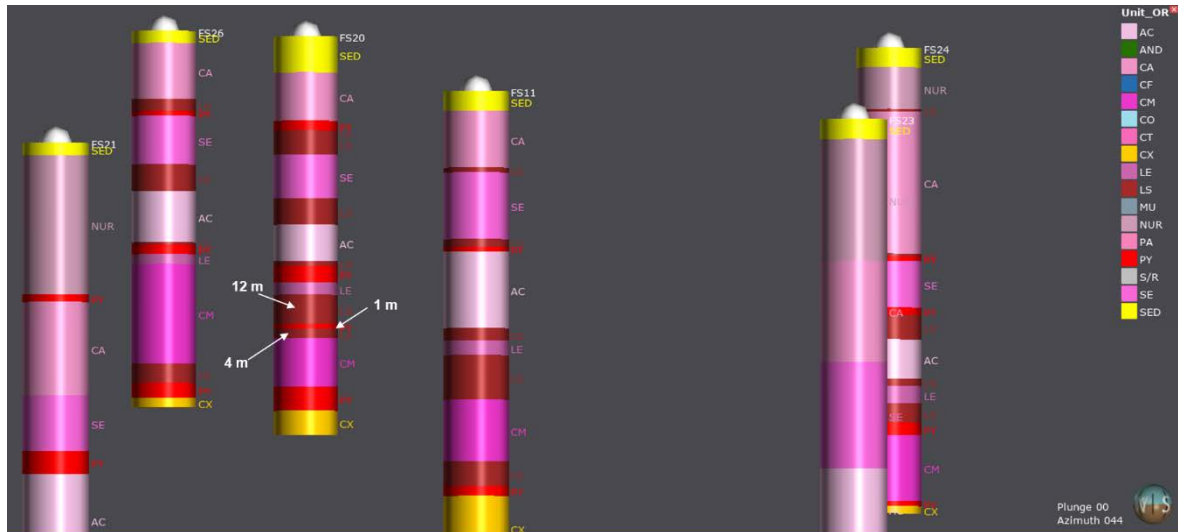


Fig. 12.22: Sector norte del Entroterra Sulcitano. Ejemplo de niveles de paleosuelos intercalados con depósitos epiclásticos. Pozo FS20 con 17 m de potencia entre la Unidad Corona Maria (CM) y Lenzu (LE). Exageración vertical 4x.

En las series superiores no se observan intercalaciones de niveles sedimentarios tan recurrentes o de potencia importante, pero algunos ejemplos se destacan para el contacto entre la subunidad LCO6 (a techo de LCO) y el vitrófiro basal UCO1-A de la Unidad MU (Serie UCO). Este paleosuelo puede seguirse prácticamente en las tres áreas de estudio. En algunos lugares tiene mejor desarrollo alcanzando una potencia en afloramiento de 1 m, y en otros sectores sólo se puede detectar un nivel de alteración de óxidos rojizos y arcillas de 0.3 a 0.5 m (ver por ejemplo Fig. 8.7 C del capítulo 8). En el sondeo FS22 la potencia del paleosuelo entre LCO y UCO es de 6 m (Fig. 12.23).

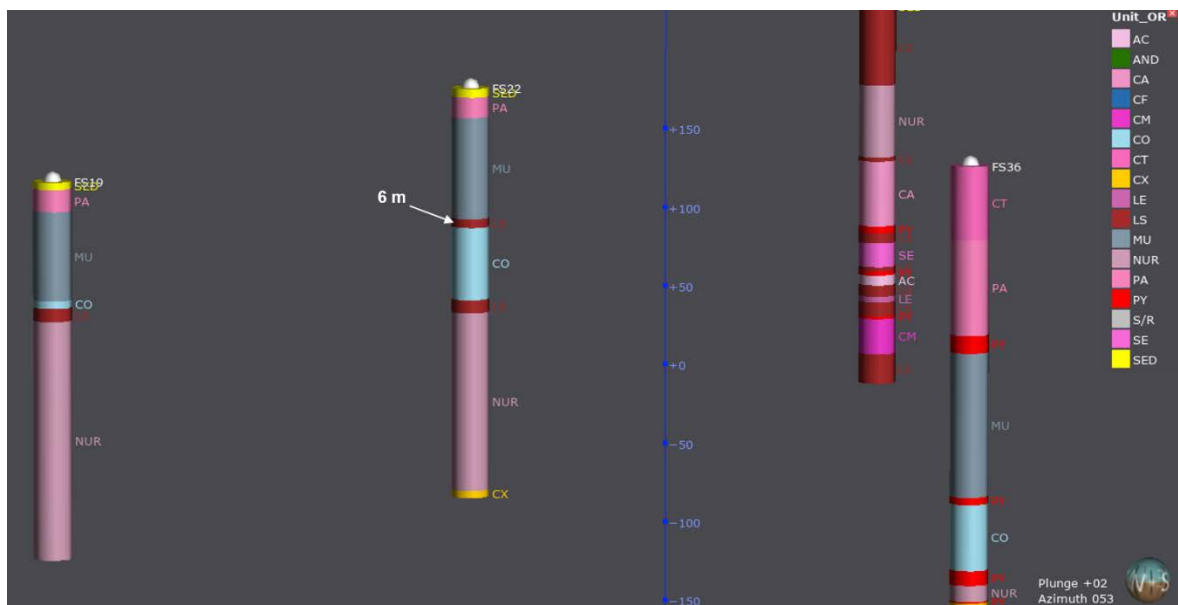


Fig. 12.23: Sector central del Entroterra Sulcitano. Pozo 22 con nivel de paleosuelos (LS) de 6 m entre las series comendáticas inferior y superior. Exageración vertical 4x.

El bloque 2 al norte, presenta dos intervalos (pozos FS20 y FS01) andesíticos en contacto con la Fm Cixerri a profundidades de 145 y 185 m. Estas diferencias de cota negativa aumentan hacia el sur, y aunque hay mayor continuidad de los flujos ignimbríticos claramente marcados en los sondajes, se debe tener en cuenta el control estructural que las fallas radiales menores ejercen sobre este bloque, que se comporta como un alto estructural de dimensiones importantes, y a su vez marca un límite tectónico para las erupciones sucesivas.

En la zona central ningún pozo atraviesa rocas andesíticas y esto concuerda con las observaciones de que resulta ser la zona más deprimida en todo el Entrotierra Sulcitano. Hacia el sur, el bloque 9 tiene andesitas (pozos FS37 al sur del Cerro Monte Ulmus) a una profundidad de 441 a 450 m. Anomalías geofísicas también indican la presencia de andesitas en este sector (Fais S. com. pers.). Estas rocas permiten marcar el límite pericárdico hacia el sur, a falta de altos topográficos notorios (de Silva y Lindsay, 2015). Sobre las rocas del basamento y los materiales pre-volcánicos, se modelaron siguiendo los criterios definidos por Costamagna y Schäfer (2018), quienes describen los afloramientos de la Fm Cixerri a lo largo de los bordes de las subcuencas Cixerri y Giba y postulan que la organización de las facies no fue influenciada por ninguna tectónica, sino más bien por diferencias topográficas de una morfología heredada del basamento. Como se mostró en muchas secciones del modelo, las fracturas afectan al basamento y a las formaciones del Eoceno-Oligoceno, pero tales fracturas ejercen su control en las etapas del volcanismo Mioceno (ver por ejemplo Fig. 12.17 y Fig. 12.18). Barca y Costamagna (2010) plantean como alternativa, la elevación de la parte basal de la sucesión por fallas oligo-miocenas más jóvenes. Esto autores señalan que existe la posibilidad de que la actividad tectónica débil (¿compresiva?) tuviera lugar en el SO de Cerdeña durante los tiempos del Eoceno, pero con consecuencias limitadas, mientras que hacia el Oligoceno-Mioceno temprano, la tectónica extensional con hemigraben sería predominante (Barca y Costamagna, 2010). Las evidencias de hemigraben han sido demostradas mediante este modelo para el Entrotierra Sulcitano. Aquí también se considera que las estructuras previas del basamento tienen una fuerte influencia en la tectónica del Sulcis, donde las fracturas del zócalo paleozoico, reactivadas recurrentemente, también funcionaron como fallas tectono-volcánicas en el Mioceno.

Claramente la dirección de las fracturas principales del Entrotierra Sulcitano son paralelas a las estructuras regionales que controlan la Fosa Sarda y que siguen manteniendo un control hasta el Cuaternario en el graben del Campidano. Algunos autores proponen que estos lineamientos de tendencia NO-SE que controlan la Fosa Sarda se proyectan

paralelamente hacia la costa y delimitan la línea de costa oeste del Entroterra Sulcitano y su separación de Sant'Antioco, e incluso llegan a influir hacia el oeste de la isla de San Pietro (Carmignani et al., 2004; Guerrero et al., 2004; Oggiano et al., 2009, Barca y Costamagna 2010). A su vez, el sistema secundario de fracturas como las fallas de Paringianu y Monte Ulmus, también siguen grandes lineamientos estructurales previos que son perpendiculares a la Fosa Sarda. Estos han sido definidos en Fais et al. (1996) como estructuras de tipo extensional de la rama conjugada occidental del Rift Sardo Oligo-Mioceno. Estos autores postulan también que su evolución está relacionada con el volcanismo andesítico Oligo-Mioceno al sur.

Se propone, en vistas de las evidencias demostradas durante el modelamiento 3D que existen estructuras de tipo caldéricas que marcan fuertemente depresiones volcano-tectónicas. Como se ha propuesto también en la sección 6.6.1.4 del capítulo 6, durante la cartografía de estructuras, la orientación de los sets estructurales, en general para las tres áreas de estudio, muestran un patrón circular con un *set* radial asociado. En consecuencia, una definición más ajustada de la estructura final de la caldera se podrá completar cuando se generen e integren los modelos 3D para la isla de San Pietro y Sant'Antioco. En este caso será necesario un proceso de refinamiento del modelo del Sulcis en el que se pueden generar copias del modelo original e ir evaluando distintas hipótesis. El *software* de modelado implícito actualizará los modelos automáticamente con la incorporación de nuevos datos, demostrando de manera rápida que algunas interacciones pueden ser artificios, mientras que otras tendrán un mayor grado de validación. Esto pondrá en evidencia que más de un resultado es posible y que más de un modelo debe ser construido y evaluado (Hollenbeck y Marc, 2015).

12.5 Conclusiones del Capítulo 12

- Se presenta un modelo geológico 3D para el Entroterra Sulcitano, realizado con metodología de modelamiento implícito que abarca un área de 416.32 km².
- Los materiales geológicos modelados incluyen el basamento (conjunto de rocas de edad paleozoica y mesozoica); los materiales pre-volcánicos (rocas sedimentarias del Eoceno-Oligoceno), la secuencia volcánica del Sulcis, con modelamiento de andesitas sólo hacia el sector SE y en detalle las series volcánicas riolíticas desde LRH hasta URH. Por último, se incluyen los depósitos sedimentarios cuaternarios (Fig. 12.24 y Fig. 12.25).
- Se definió un modelo estructural limitado por 9 fallas principales que controlan la evolución tectono-volcánica del sector. Estas fallas representan un régimen

extensional, por lo tanto, son normales y están caracterizadas por un *set* principal casi N-S, paralelo a los lineamientos que controlan la Fosa Sarda y el Graben del Campidano, y otro secundario E-O, que en un contexto local representa un *set* radial, pero a escala regional viene condicionado por los lineamientos paralelos al Graben del Cixerri. La mayoría de las fallas tienen buzamientos entre 75°-78° y su rumbo es variable según la continuidad del plano de falla.

- Se modelaron geológicamente 11 bloques de manera independiente en función de la interacción de los planos de falla, sus relaciones temporales y la continuidad lateral de las unidades ignimbríticas de los 27 sondeos existentes. El modelo en su parte alta está controlado por la topografía y alcanza una profundidad de 740 m con información de sondeos hasta 520 m.
- Estos bloques muestran un estilo estructural de horst, graben y hemigraben que pueden presentar hundimientos de hasta 200 m, como es el caso del salto de la falla de Paringianu, en la zona del Canal de Paringianu. La tendencia general de la zona es de hundimiento de bloques al oeste controlados por las fallas principales N-S, y un escalonamiento general también hacia el SE controlado por las fallas secundarias E-O. La mayor depresión se produce en la parte central entre las fallas de Paringianu y Monte Ulmus. Este graben ha canalizado gran parte de los flujos piroclásticos comendíticos en el Entrotterra Sulcitano.
- El sector central del Entrotterra Sulcitano presenta una gran complejidad estructural, y esto pone de manifiesto el fuerte control de las estructuras preexistentes, coincidentes con la continuidad de lineamientos del graben del Cixerri, hacia la costa.
- Los afloramientos y la posición estratigráfica en profundidad de las riolitas de la serie inferior (LRH) permitieron determinar el límite topográfico de la actividad volcánica hacia el norte y noreste del Entrotterra Sulcitano, controlado principalmente por la falla de Nuraxeddu, que atraviesa de N-S todo el sector. Estas riolitas, aunque en superficie son menos volumétricas, en profundidad tienen una importante distribución.
- Se definieron tres altos topográficos que marcan los límites de las fracturas de caldera. El primero y más externo corresponde con la zona de Monte Sirai, mientras que el interno corresponde con el sector de Matzaccara, un alto topográfico intermedio puede seguirse entre el cerro Monte Ulmus y elevaciones en la misma línea hacia el sur.

- De acuerdo al hundimiento relativo de los bloques y las direcciones de los niveles ignimbríticos se pueden interpretar algunos centros eruptivos en el Entrotierra Sulcitano, con mayor evidencia para las series comendíticas LCO y UCO, las cuales muestran patrones radiales con direcciones intra y extracaldera desde la intersección de 3 fracturas en las proximidades del Cerro Monte Ulmus.
- Los volúmenes eruptivos obtenidos mediante el modelo indican que los productos magmáticos en el Entrotierra Sulcitano ocupan aproximadamente 21 km³ de flujos ignimbríticos, concentrados en un período de tiempo aproximado de 1.5 Ma, según las edades más confiables por ⁴⁰Ar/³⁹Ar (sanidina). Las series de mayor volumen corresponden a las riolitas inferiores (LRH= 11.54 km³), seguida de riolitas medias (MRH= 5.78 km³) y comenditas superiores (UCO= 2.22 km³) mientras que un volumen menor se calcula para las riolitas superiores (URH= 1.04 km³), y por último las comenditas inferiores (LCO= 0.91 km³).

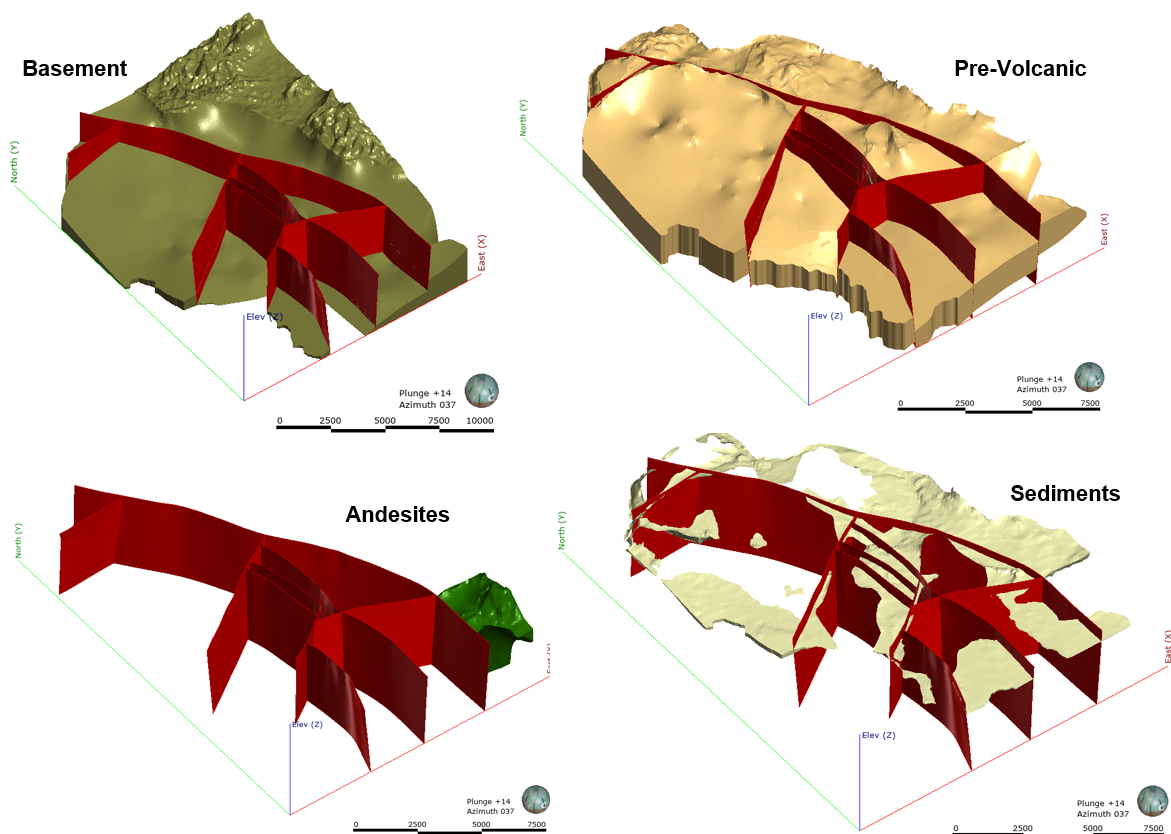


Fig. 12.24: Modelo geológico 3D final de los materiales del basamento, sedimentos pre-volcánicos, las andesitas que inician el volcanismo en el Sulcis y los materiales cuaternarios.

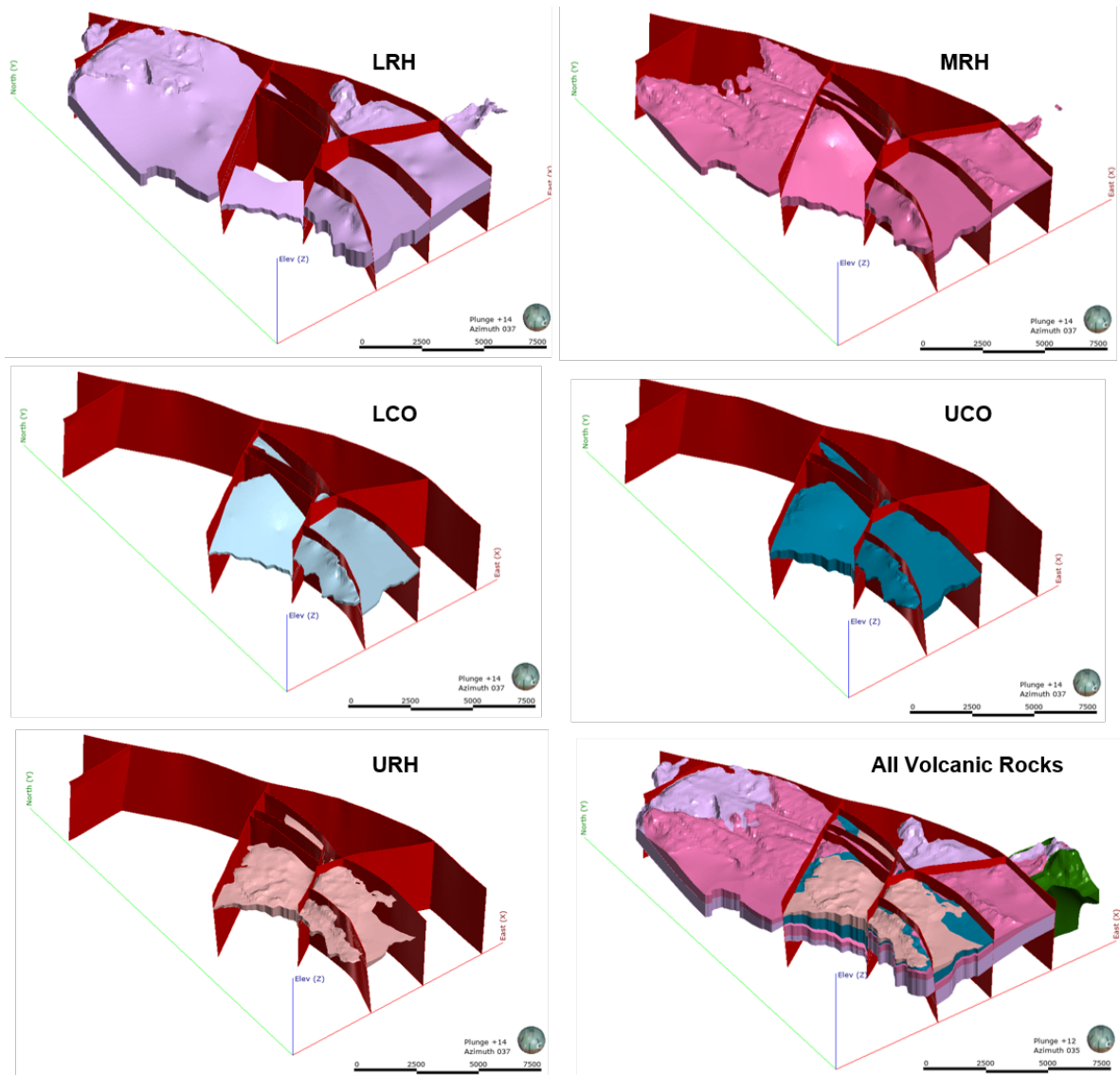


Fig. 12.25: Modelo geológico 3D final de las series que conforman la secuencia volcánica del Entrotierra Sulcitano.

12.6 Modelo Geológico 3D de la Región del Sulcis *on line*

Las personas interesadas en conocer e interactuar con el modelo geológico 3D de la región del Sulcis, SO de Cerdeña, Italia; pueden acceder mediante la imagen del modelo que lleva adjunto un hipervínculo al sitio **Seequent VIEW**. La interacción no requiere ningún paso previo, simplemente abra el modelo. En caso de querer desplegar los atributos internos para evaluar la información, sólo se debe crear un usuario de acceso libre. Esto le permitirá desplegar sondeos, secciones, mapas y visualizar las series volcánicas de manera individual. El modelo permanecerá en línea hasta su próxima actualización, con la incorporación de las islas menores (San Pietro y Sant'Antioco) y el modelamiento numérico de variables geoquímicas.

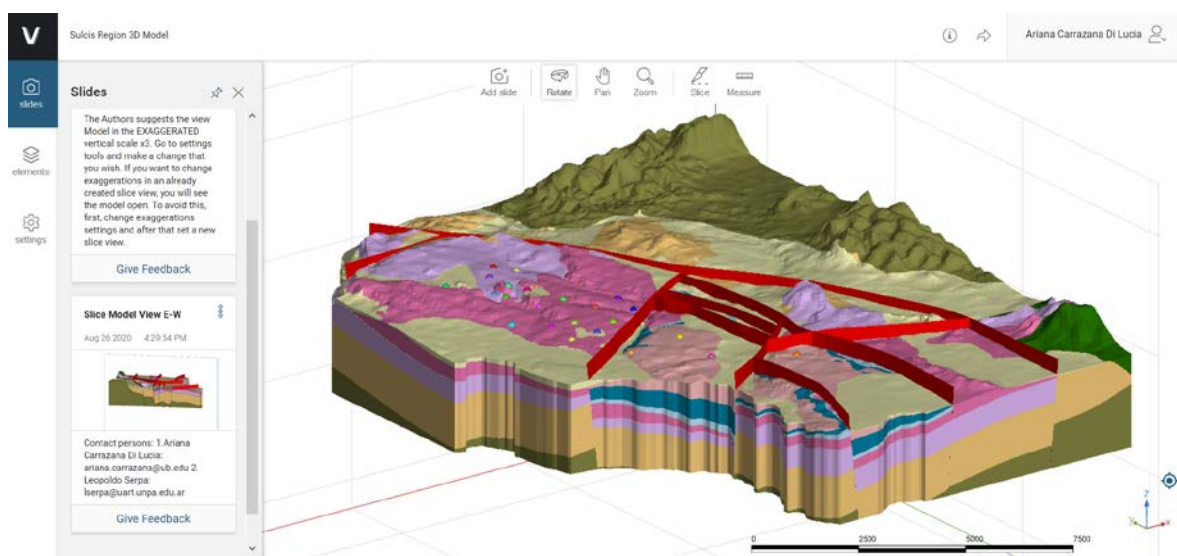
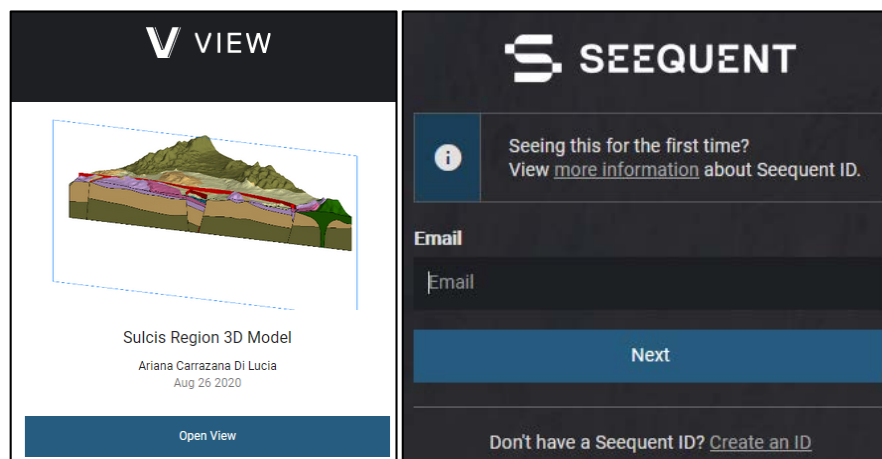


Fig. 12.26: Modelo Geológico 3D *on line*: para acceder, *click* en esta imagen. *On line Geological Model 3D: click on image for access*

13. DISCUSIONES GENERALES

13.1 Sobre Calderas

De numerosos estudios estratigráficos, sedimentológicos y volcanológicos se interpreta que la evolución de la tectónica extensional en el suroeste de Cerdeña condujo a cuencas transtensivas de medio graben y a deformaciones transtensivas a transpresivas en el noreste de Cerdeña (Funedda et al., 2000; Oggiano et al., 1995; Pasci, 1997; Pasci et al., 1998; Dieni et al., 2008; Oggiano et al., 2009; Barca y Costamagna, 2010). Esta tectónica extensional se desarrolló en el Oligoceno tardío-Mioceno temprano y está conectada a la rotación del bloque Sardo-Corso que condujo a la apertura de la cuenca de arco posterior Liguro-Provenzal (Orsini et al., 1980; Speranza et al., 2002) vinculada a la subducción Apenina (Costamagna y Schäfer, 2018).

En los contextos extensionales alrededor del mundo se han descrito numerosas estructuras de hundimiento o de colapso de tipo caldera. Una caldera volcánica según de Silva y Lindsay (2015) puede definirse como una forma de relieve como una gran depresión, resultante del colapso del techo de una cámara magmática durante una erupción de decenas a miles de km³ de magma. Generalmente esta depresión está rodeada de depósitos piroclásticos, predominantemente ignimbritas y suelen contener un pico central en forma de cúpula o bloque resurgente. La zona central de una caldera suele albergar secuencias potentes de ignimbritas que rellenan la depresión, y que después de su formación pueden elevarse para formar cúpulas resurgentes mediante una actividad magmática renovada (de Silva y Lindsay, 2015).

En general las calderas tienen tamaños relativos, es frecuente que calderas pequeñas de <20 km de diámetro se formen muy próximas a volcanes compuestos preexistentes o volcanes en escudo (de Silva y Lindsay, 2015). Algunos ejemplos de calderas con diámetros de 10 km son Crater Lake, en USA y Aniakchak en Alaska (Bacon, 1983; Druitt y Bacon, 1986; Miller y Smith, 1997; Dreher et al., 2005; Kwoun et al., 2006), o más pequeñas con diámetros de 2.5 a 4.5 km son Pinatubo en Filipinas y Katmai en Alaska (Bautista et al., 1996; Stix y Kobayashi, 2008).

Las calderas de tamaño >20 km son de tipo volcanes “negativos” que se definen por la depresión de colapso. Algunos de los ejemplos más estudiados en la literatura (Francis et al., 1978; Goff y Grigsby, 1982; Nielson y Hulen, 1984; Yokoyama y Ohkawa, 1986, Hickey

et al., 2016) corresponden a la caldera Aira en Japón y la caldera Valles en México (ambas de 20 km de diámetro).

Las calderas volcánicas de grandes dimensiones se conocen comúnmente como supervolcanes. Para entrar en esta categoría (según la clasificación en de Silva y Lindsay, 2015) deben superar los 30 km de diámetro y haber generado un volumen eruptivo >500 km³ de magma. Ejemplo de ello son Yellowstone en USA (75 km), Toba en Sumatra (100 km), Cerro Galán en Argentina, Taupo en Nueva Zelanda (ambas de 35 km) y Long Valley en USA de 32 km (Francis et al., 1978, 1980, 1983; Sparks et al., 1985; Hill et al., 1985; Finn y Morgan, 2002; Spinks et al., 2005; Bursik, 2009; Rivera et al., 2016; Grocke et al., 2017).

Estas calderas pueden ser individuales o presentarse en un contexto de múltiples calderas. Varios ejemplos de múltiples calderas relacionadas a ambientes de arco en zonas de subducción se han presentado ya en la bibliografía. Algunas de estas regiones con más de una caldera, o calderas próximas entre sí son por ejemplo el Frente Volcánico Oriental de Kamchatka con 7 calderas a lo largo de 55 km (Bindeman et al., 2010). Otro ejemplo en el sur de Japón en la Zona Volcánica Hoho, con dos calderas (Aso y Shishimuta) separadas por menos de 20 km (Kamata, 1989; Takashima et al., 2017). En el frente volcánico de Nicaragua, con calderas como Malpaisillo y Monte Galán separadas apenas 10 km, y más distales las calderas de Masaya y Apoyo (Stoppa et al., 2018).

En un ambiente diferente, por ejemplo, asociado a plumas mantélicas como Yellowstone se describen 3 calderas, la más antigua, Island Park caldera, una segunda denominada Henry's Fork Caldera y la más joven, Yellowstone caldera (Vazquez et al., 2002). En las Azores, también se estudian dos calderas contiguas, Furnas y Provoação a lo largo del Rift Terceira.

En Mahood (1984) se describen ejemplos de más de 30 calderas asociadas a rocas volcánicas peralcalinas alrededor del mundo, principalmente en Kenia, Etiopía, Italia, Azores, Nueva Zelanda, México, Nevada, Texas, China, y Yemen. Los diámetros de estas calderas por lo general no superan los 12 km, y suelen mostrar evidencias de dos o más calderas anidadas, con reactivaciones parciales de fracturas de anillos más antiguos. En el contexto de Pantelleria, Jordan et al. (2018) propone que existen dos calderas topográficas, cuyas fallas pueden reutilizarse durante erupciones sucesivas, incluso con un escarpe común para ambas (Scaillet, 2018).

Numerosos estudios teóricos y experimentales han postulado que las calderas están delimitadas por fallas de anillo inverso y están rodeadas por fallas periféricas concéntricas normales (Roche et al., 2000; Acocella, 2007; Holohan, 2007; Kennedy et al., 2018). Desde

un punto de vista teórico simple, las cámaras magmáticas circulares producen calderas circulares. Sin embargo, muchas calderas tienen forma elíptica, particularmente aquellas en configuraciones tectónicas extensivas y compresivas en las que se puede producir distorsión de la caldera debido a deformación regional progresiva, en algunos casos posterior al colapso. Múltiples factores explican este tipo de calderas, desde la presencia de una cámara de magma elíptica establecida por la intrusión preferencial a lo largo de estructuras previas del basamento, o por cuerpos de magma alargados horizontalmente debido a tensiones regionales de la corteza. También se pueden producir por la superposición de varias calderas discretas para formar una estructura elíptica más grande (calderas compuestas o anidadas) o por desprendimiento diferencial de las paredes de la cámara de magma. (Rosselló et al., 1996; Acocella et al., 2003; Bosworth et al., 2003; Martí et al., 1994; Holohan et al., 2005).

Otro posible mecanismo de formación de calderas elípticas viene condicionado por la topografía preexistente, que puede influir sobre las fallas que interceptan la superficie y la vista en planta elíptica que se genera a partir de estas estructuras, también si el hundimiento es asimétrico la expresión superficial puede tener forma elíptica aún con una cámara circular en profundidad. Este hundimiento asimétrico puede deberse a distribución de carga variable en el techo de la cámara y afectar la geometría de las fallas anulares (Walter y Troll, 2001; Belousov et al., 2005; Kennedy et al., 2004; Lavallée et al., 2004).

Según Mahood (1984) la reposición de los depósitos de magma debajo de las calderas puede promover la reactivación dilatante de las estructuras de hundimiento más antiguas, lo que resulta en colapsos multicíclicos que reutilizan estas estructuras. En muchas calderas multicíclicas, las grandes erupciones tardías tienden a causar subsidencia de toda el área de la caldera anterior, y las estructuras de subsidencia anteriores tienden a estar dentro de la caldera tardía (Lipman, 1997).

Una depresión volcano-tectónica es una caldera volcánica donde el desarrollo, la erupción y la forma final están fuertemente vinculados a las estructuras tectónicas locales, previas. Este término se usa para describir grandes calderas o calderas anidadas donde el colapso y el desarrollo estructural están fuertemente vinculados a fallas regionales, grabens o rifts (de Silva y Lindsay, 2015). Según estos autores este término aún está en debate, y algunos ejemplos que aplican a esta definición corresponden a la caldera Toba en Indonesia, la caldera de Yellowstone en USA, la caldera Pacana en Chile, la caldera Valle en México, la caldera Aima en Japón y la caldera Taupo en Nueva Zelanda. En esta última no hay evidencias de ningún domo resurgente, lo que sugiere que el campo de tensión extensional puede obstaculizar los procesos de resurgimiento (de Silva y Lindsay, 2015).

El borde de la caldera Aima, de edad Cuaternaria, está fuertemente controlada por fallas que delimitan el graben volcano-tectónico de la Bahía de Kagoshima (Aramaki, 1984). Calderas relacionadas con procesos de rift del Jurásico se conocen en Argentina, una de ellas situada en la Cuenca de Neuquén en el depocentro de Sañicó, en donde el control estructural previo de la cuenca marcó la dinámica de formación de la caldera por colapso, evidenciando la extracción masiva de la cámara magmática y el hundimiento de la caldera a través de las fallas previas que definían la estructura de dicha cuenca (D'Elia y Martí, 2013). Estos autores manifiestan que este tipo de calderas no están relacionadas por un sistema de fallas en anillo típico de una caldera recién formada y han sugerido que las fallas extensionales se reactivaron como fallas volcano-tectónicas. Otro ejemplo se describe en Navarrete et al. (2020) para la Caldera del Deseado en la Patagonia Argentina. En la provincia ignimbrítica de Sierra Madre en México se ha propuesto el nombre de caldera-graben para una estructura de colapso explosivo volcano-tectónico a partir de la cual erupcionaron grandes volúmenes de ignimbritas a través de las fallas maestras del graben y las fallas de los bloques colapsados intragaben, controlada por la tectónica extensional regional del sector sur del *Basin and Ranges* de Norteamérica (Aguirre-Díaz et al., 2008).

Numerosas evidencias demuestran la relación entre bloques de falla tipo rifting, formación de calderas y volcanismo alcalino asociado, controlado por tectónica extensional. Este esquema se adapta a la región SO de Cerdeña, donde no se han observado fallas inversas que puedan indicar una caldera clásica por hundimiento de un pistón.

13.2 Sobre las Estructuras Tipo Caldéricas en la Región del Sulcis

Mediante una evaluación de la topografía actual y con los datos recolectados durante la cartografía, se intentaron reconstruir fracturas que pueden corresponder a una caldera postulada previamente por Gimeno (1991, inédito). Este autor menciona la existencia de una caldera elíptica de 10 km de diámetro en su eje máximo, y dirección aproximada NNO-SSE al norte del Entrotierra Sulcitano (entre Seruci-Cortoghiana-Monte Ulmus) con un sistema de fracturación radial sinvolcánico, centrado aproximadamente en Nuraxi Figus. También interpreta que esta caldera desaparece en el periodo eruptivo de Nuraxi y posteriormente se reactiva extendiéndose hacia Sant'Antioco y San Pietro con la actividad magmática asociada a las rocas comendíticas, relacionando el desarrollo de domos y coladas en San Pietro con dirección hacia el O. Esta nueva caldera tendría un diámetro de 15 km de extensión máxima (elíptica) y dirección SO-NE aproximada, con una falta de continuidad o definición estructural por estar cubierta por el mar actual. Tempranamente

Gimeno (1991) también postula que algunas mineralizaciones de manganeso explotadas en el pasado en San Pietro y Sant'Antioco están asociadas a esta fractura pericaldérica. Estas apreciaciones son bien fundadas para el conocimiento que se tenía de la zona en esa fecha, y posterior a esto, pocos trabajos mencionan una posible caldera (Mulas, 2012). Un motivo importante de iniciar la etapa de modelamiento en la región del Sulcis (empezando por el Entrotterra Sulcitano) se debió al intento de corroborar esta hipótesis de Gimeno (1991), a través de toda la información tectono-volcánica expuesta en esta tesis (sección 6.6.1.4). Las nuevas evidencias para postular la existencia de una caldera se detallan a continuación:

1. patrón estructural en forma de anillo con fracturas perpendiculares mostrando tendencia radial,
2. sistema de horst, graben y hemigraben con bloques que se hundan hacia el centro de la región,
3. presencia de riolitas de la parte inferior de la serie LRH con la Unidad Corona Maria en Sant'Antioco,
4. domos y coladas lávicas comendíticas y pantelleríticas muy próximos a grandes fracturas, en San Pietro,
5. domo-colada comendítico en el sondeo FS22 a 104 m de profundidad, en el Entrotterra Sulcitano, con una potencia de 41 m marcando un canal alimentador que no se manifiesta en superficie, pero que coincide con la extensión de fracturas de tendencia anular (falla Matzaccara),
6. direcciones de flujo de las unidades ignimbríticas mostrando patrones radiales de dirección opuesta, como es común para muchos flujos piroclásticos en posiciones de intra y extracaldera,
7. buzamientos pronunciados de vitrófiros basales hacia zonas de menor pendiente,
8. vitrófiro negro perlítico de la Unidad Nuraxi correlacionable en las 3 áreas de estudio, en posición perimetral a fracturas anulares,
9. estructuras de desgasificación (*Blisters*) próximas a fracturas importantes, y en algunos casos sobre ellas, en general los *blisters* se concentran entre la estructura principal de la caldera y el primer sistema anular paralelo hacia el borde externo,
10. identificación de conductos eruptivos y brechas asociadas a fluidos hidrotermales,
11. importante número de mineralizaciones de manganeso que muestran un control estructural muy marcado,
12. intensa silicificación de flujos piroclásticos en las áreas de influencia de las fracturas más importantes,

13. brechas a techo de la Unidad Nuraxi en posición próxima a fracturas principales en San Pietro, Sulcis y próxima a fracturas radiales en Sant'Antioco. Estas brechas líticas de ignimbritas están sobre los conductos de las fallas en anillo o circulares y acompañaron el colapso de la caldera,
14. brechas en la Unidad Comendita en la zona de La Piramide, en San Pietro, próxima a la falla principal que delimita el bloque que se hunde al este hacia las salinas de Carloforte. En este sector la brecha marca también la zona de conducto de las fallas circulares, y se asocia con la mineralización de Mn en el mismo sector,
15. diques con direcciones paralelas a las grandes fracturas principales, como se observa en San Pietro, donde diques comendíticos cortan la Unidad Nuraxi o en Sant'Antioco, entre Cala Lunga y Cala Saboni con diques y *sills* entre la Unidad Monte Ulmus,
16. eventos eruptivos simultáneos distantes entre sí, de tipo piroclásticos en algunos lugares mientras que en otros se están produciendo extrusión de domos y coladas,
17. evidencias de regiones inundadas, como posibles lagos que podrían corresponder perfectamente con lagos pericárdicos muy característicos en calderas actuales (por ejemplo, en Yellowstone. MT, USA y Cerro Galán, NO, Argentina),
18. los relieves positivos en Matzaccara, Monte Ulmus y Monte Sirai marcan los bordes de los anillos de caldera en las distintas etapas de hundimiento (topografía elevada que controla el depósito de las unidades).

El patrón estructural de toda la región del Sulcis sugiere que las fracturas principales, con tendencias generales N-S (direcciones que van desde NNO hasta NNE), se relacionan con los anillos de la caldera, mientras que las estructuras secundarias corresponderían al sistema radial asociado (varias direcciones) y con un fuerte control estructural y volcanológico de aquellas con direcciones dominantes ONO y ENE. Las fracturas radiales juegan un papel muy importante en este contexto, generando una configuración de escalones (horst-graben) paralelos también a sus direcciones. Los sistemas de fracturas poligonales y radiales según Martí et al. (1994) pueden ser poco profundas, pero tener una influencia importante en la ubicación de los conductos o respiraderos; tal es el caso de la caldera del Sulcis, donde este segundo sistema controla las erupciones de varias unidades ignimbríticas, e incluso la circulación de fluidos hidrotermales.

Se puede delimitar un anillo pericárdico y una serie de estructuras paralelas hacia el margen interior de este anillo y el anillo principal; estas estructuras intermedias también funcionaron como conductos durante las erupciones. El sistema en general parece estar controlado por las estructuras previas del basamento, y esto es muy notorio en el Sulcis y

parte de Sant'Antioco donde el basamento paleozoico y mesozoico respectivamente, puede seguirse en superficie.

Según Lipman (1984, 1997) un modelo de caldera simplificado incluye elementos estructurales y morfológicos tales como, un borde topográfico externo que limita el área hundida de una caldera, un borde topográfico interno, fallas de delimitación, piso de la caldera, relleno intracaldera y cámara de magma subyacente o un plutón solidificado. En este sentido en el Sulcis está muy bien desarrollado lo que correspondería con el borde topográfico o zona pericaldérica, delimitado por las zonas elevadas que siguen la línea de afloramiento de Monte Sirai hacia el norte y el límite con los materiales pre-volcánicos del Eoceno-Oligoceno. Hacia el S el límite podría corresponder con las rocas andesíticas que también se han identificado en sondeos y por geofísica. Esta zona pericaldérica también podría tener su límite externo en Sant'Antioco bajo el control previo del basamento mesozoico, y el sector topográficamente más elevado de andesitas. En San Pietro el límite pericaldérico podría estar al oeste, atravesando la falla que separa los domos con direcciones de flujos opuestas en la zona de Cala Fico, o estar más hacia el oeste sobre el mar. El borde interno en general se puede señalar en las tres áreas. Y queda muy bien delimitado en el Entrotterra Sulcitano por el alto topográfico sobre la falla de Matzaccara, en Sant'Antioco por el límite brusco entre las ignimbritas de la Unidad Nuraxi y Unidad Calasetta, continuando por el sector de Cala Vinagra; y en San Pietro desde el norte en el sector de La Punta, bajando por Monte Tortoriso, Mandria y en el extremo sur el sector de Geniò. Las brechas líticas juveniles desarrolladas en las ignimbritas de Nuraxi y Comenditas son trazadoras de los colapsos de la caldera, en sus distintas etapas de erupción y hundimiento. Según los modelos analógicos de Roche et al. (2000), las calderas de grandes dimensiones y cámaras someras suelen presentar un patrón de brechas en los bordes de las fracturas de colapso y los flujos ignimbríticos hacia el piso; mientras que, en calderas muy pequeñas y cámaras profundas, las brechas se presentan en el sector central. En este caso las brechas identificadas en San Pietro corresponden siempre a los bordes entre fracturas dentro del anillo central y la zona de extensión. El piso de la caldera correspondería a la depresión donde está el mar actual que rodea a las tres áreas, aquí también se observan dos estructuras circulares que podrían conectarse entre San Pietro y Sant'Antioco, y que podrían marcar un hundimiento asimétrico en los últimos estadios de la serie riolítica superior (URH). El relleno intracaldera, está relacionado con actividad multicíclica de los sucesivos flujos de riolitas. El tamaño de la caldera de la región del Sulcis alcanzaría las dimensiones de 18x12 km en el borde topográfico interno, y 30x20 km en el borde externo.

Según Kennedy et al. (2018) numerosas simulaciones numéricas y modelos analógicos muestran que la migración de magma en las calderas puede involucrar un transporte lateral considerable a través de diques o *sills* hasta el lugar de la erupción. Estas intrusiones comúnmente ocurren a través de las estructuras producidas por el hundimiento de la caldera, pero también pueden seguir estructuras tectónicas regionales que se extienden fuera del borde de la caldera. Como se mencionó anteriormente existen varios diques y algunas intrusiones que parecen *sills* y algunas que se presentan como secciones similares a lacolitos y que han sido poco estudiadas en la región del Sulcis, entre ellas un set de diques cartografiados desde Garbarino et al. (1990a) en San Pietro y otro grupo no presente en la cartografía por sus dimensiones inferiores a los 3 m, bien expuestos en Sant'Antioco (Fig. 13.1).

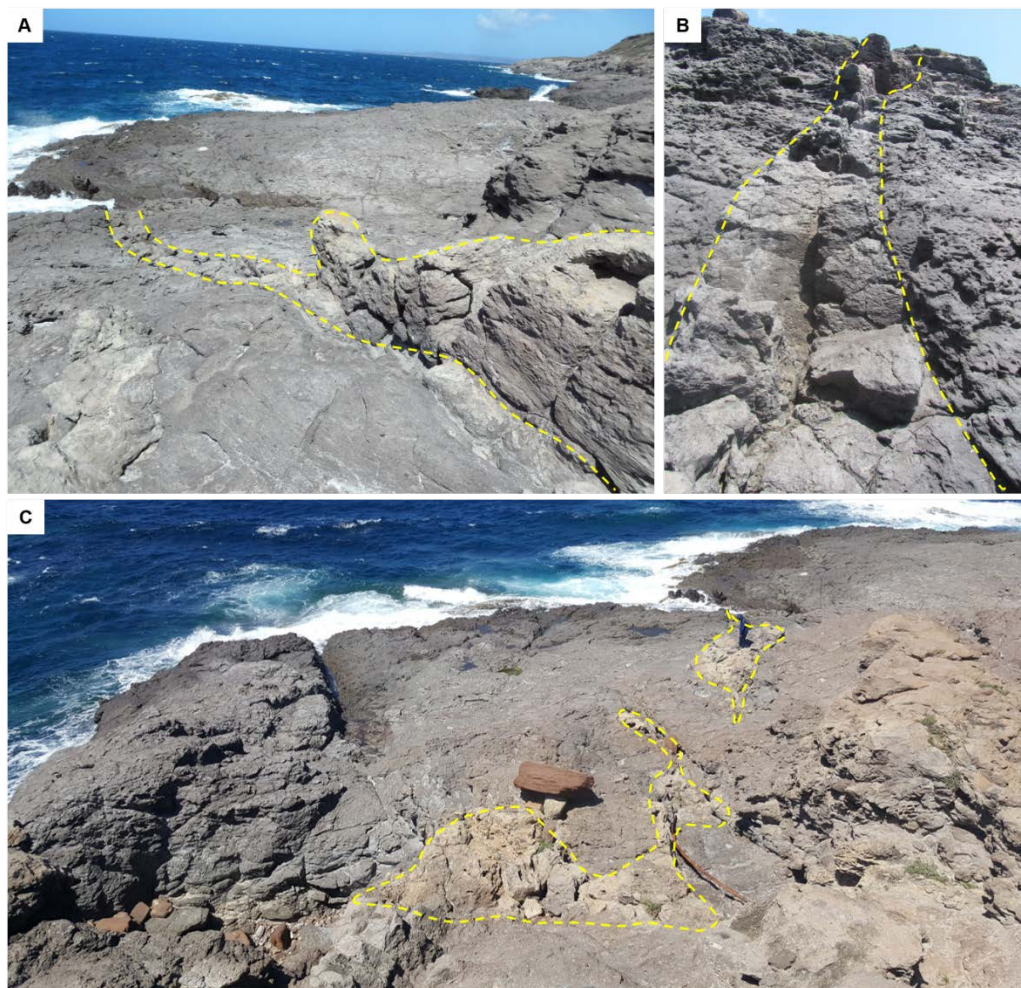


Fig. 13.1: Diques presentes entre Cala Lunga y Cala Saboni, próximo al centro vacacional I Ciclopi. A y B) vistas diferentes del mismo dique, que tiene una potencia de 2-3 m, intruido en la subunidad UCO3-A (Unidad Monte Ulmus). C) Sector cercano al dique en A y B, donde la forma es más globosa y en algunos sectores aparece más como *sills*. En esta foto nótese la escala humana. En general los espesores para estos intrusivos van de 1-5 m. Esta zona corresponde también con la mayor cantidad de *blisters* cartografiados.

Estos diques se encuentran siempre en la zona de extensión entre la fractura interna de la caldera y el límite pericaldérico y siguen el patrón de fracturas circulares intermedias entre ambos anillos. En consecuencia, podrían responder a momentos de máxima distorsión del sigmoide que genera la caldera durante la evolución de los esfuerzos senestrales. Es bastante común que los domos o intrusiones de lava posteriores al colapso, así como la mineralización, se ubiquen en estructuras post-colapso por resurgencia (Howelles et al., 1991; Holohan, 2020 com. pers).

Todas las evidencias presentadas y discutidas a lo largo de esta tesis permiten definir una caldera de tipo depresión volcano-tectónica para la región del Sulcis. Esta caldera de forma elíptica tiene 30 km en su eje mayor y 22 en su eje menor. La forma elíptica estaría relacionada con esfuerzo generados por transcurrancia (Fig. 13.2) a través de los lineamientos tectónicos a escala regional paralelos a la Fosa Sarda y que son expuestos en los trabajos de Carmignani et al. (2004); Guerrero et al. (2004); Oggiano et al. (2009) y Barca y Costamagna (2010); y que tuvieron actividad tectónica de tipo transpresivo hasta el Oligoceno superior y luego transtensivo en el Burdigaliense inferior hasta el Plioceno (Carmignani et al., 2004).

En Holohan et al. (2005) se han producido experimentalmente, a partir de cámaras magmáticas circulares, con aplicación de esfuerzos de compresión y extensión, calderas elípticas alargadas paralelas a la dirección de menor esfuerzo (que los autores llaman ShMin). En el modelo analógico de compresión regional la dirección de ShMin es perpendicular a la dirección de compresión regional. Cuando el entorno tectónico es transtensional el eje largo de la caldera elíptica tiende a ser ligeramente oblicuo al esfuerzo mínimo regional y se generan esfuerzos más localizados relacionados con los movimientos tectónicos de segundo orden. Esto es lo que se puede apreciar en la Fig. 13.2 (4), para el eje de longitud máxima de la caldera del Sulcis, de dirección NE-SO, ligeramente oblicuo a los esfuerzos menores. Otras observaciones de modelos analógicos en Holohan et al. (2005) señalan que la influencia de un campo de tensión regional en la orientación de la falla de la caldera durante y después de su formación puede influir fuertemente en la generación de calderas elípticas con una relación lineal positiva entre la deformación regional total y la elipticidad de la caldera modelo, esto genera que la elipticidad de la intracaldera sea más pronunciada que la de la zona periférica.

Cuando la deformación regional pasa a un ambiente totalmente extensional, las fallas preexistentes se convierten en fallas delimitadas por calderas, donde se genera un truncamiento o distorsión significativo de la expresión de superficie elíptica subcircular preferente, con el consecuente desplazamiento a lo largo de las fracturas de anillos en

función de estos lineamientos regionales (Holohan et al., 2005, Holohan; 2007, Holohan et al., 2008). Estos fenómenos de distorsión se ven claramente en las estructuras intermedias cartografiadas en la región del Sulcis dentro de la zona de extensión (entre el límite pericaldérico y el anillo de caldera), evidenciando truncamiento y falta de continuidad de estas estructuras que son importantes conductos de eventos eruptivos desde la serie inferior a media de las riolitas, e incluso sirviendo aún de canal alimentador en las series peralcalinas. Esto es más evidente en el Entrotierra Sulcitano y Sant'Antioco. Las distorsiones también generan deformación posterior al colapso, provocando variaciones en los ángulos de buzamientos de la falla anular que va de altos ángulos cuando se enfrenta al esfuerzo mínimo a bajos ángulos cuando se enfrenta al esfuerzo máximo. Estas variaciones de buzamientos pueden desempeñar un papel importante en la localización de erupciones o intrusiones a lo largo de las fallas elípticas de la caldera (Holohan et al., 2005; Holohan, 2007), y esto se ha podido comprobar en las etapas de modelamiento implícito en el Entrotierra Sulcitano, algo que deberá tenerse muy en cuenta a la hora de modelar la isla de Sant'Antioco, ya que en esta posición las fallas estarían enfrentando el esfuerzo máximo, y es claramente el sector donde más cuesta seguir a las fallas circulares de la caldera. Por otro parte, en este esquema tectónico de esfuerzos regionales, se plantea la revisión (de cara a estudios futuros) de una posible estructura de tipo caldera inferida en el sector de Giba, que tiene unas dimensiones aproximadas de 11 x 8 km, y que está separada de la caldera del Sulcis por 10 km en línea recta. Allí afloran las ignimbritas alcalinas de transición de la serie media MRH y las ignimbritas peralcalinas de la serie LCO y UCO. Parece poco probable que la serie LRH esté en subsuelo debido a que el contacto con las rocas andesíticas es evidente. La serie URH no está presente y queda restringida sólo a la caldera del Sulcis. La serie MRH parecería ser la más voluminosa al menos en afloramiento, y una posible interpretación sobre la pequeña caldera del sector de Giba se debería a que una cámara de gran tamaño es reactivada por fracturas diferentes, si en ese momento aún continuaban algunos esfuerzos regionales asociados con la subducción. La presencia de calderas en el volcanismo cenozoico de la isla de Cerdeña no fue tomada en consideración, por ningún trabajo previo, e incluso en el N la presencia de grandes mantos ignimbríticos fue tradicionalmente relacionada con la actividad eruptiva simplemente fisural a partir de grandes fallas rectilíneas.

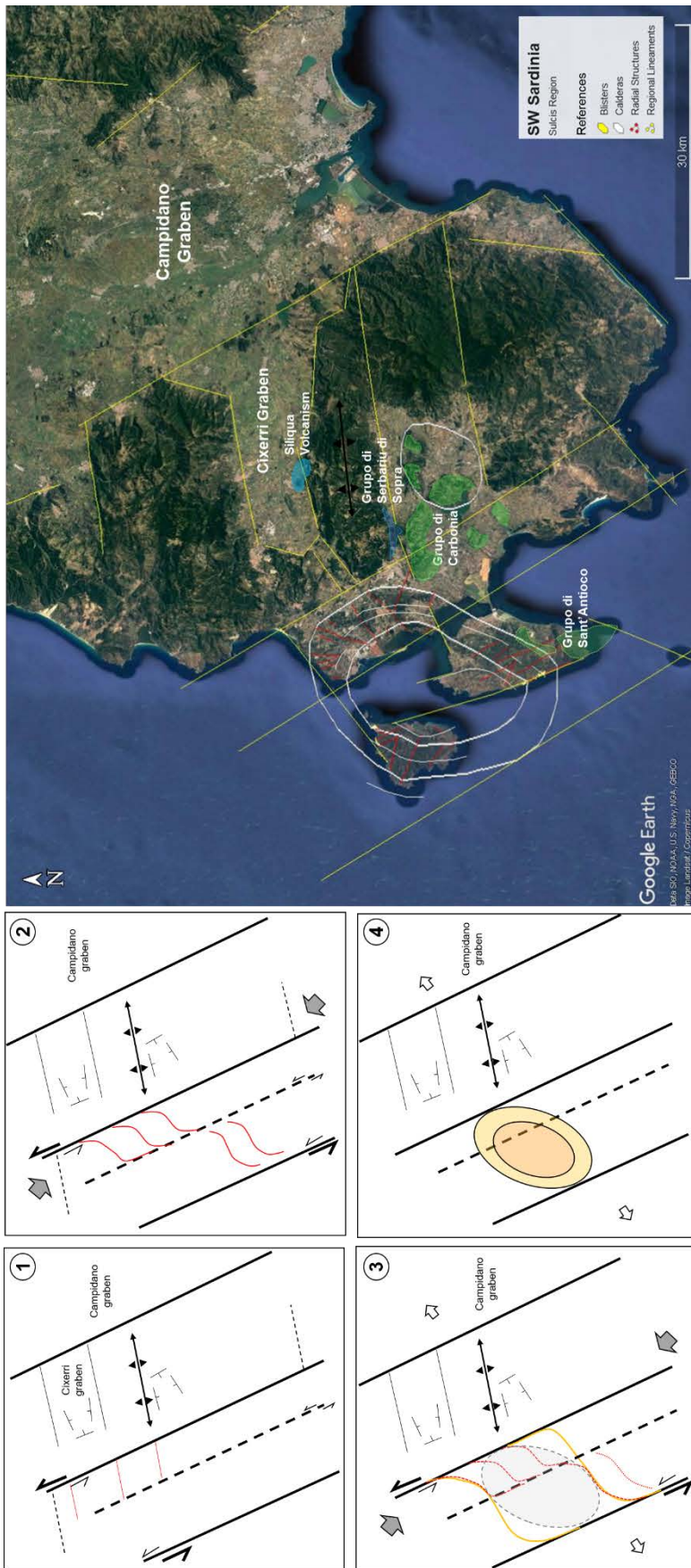


Fig. 13.2: Esquema sugerido para la formación de la Caldera del Sulcis. En 1 el control estructural está caracterizado por las estructuras previas del basamento.

En 2 predominan esfuerzos compresivos relacionados con los estadios finales de la subducción. Estos esfuerzos tienen dirección NO-SE. Se generan movimientos de fallas transcurrentes de tipo senestral que generan que los lineamientos previos, principalmente en el Entrotterra Sulcitano, se deformen. Las flechas en color gris indican la dirección de esfuerzo principal. En 3 a medida que continúan los esfuerzos se produce una mayor deformación y avance de un sigmoide más grande que abarca también a las islas menores. Los esfuerzos menores son perpendiculares a las flechas grises. En esta etapa se insinúa el área de caldera con el círculo gris en líneas de puntos.

En 4 se muestra la generación de una caldera elíptica con su eje más largo ligeramente oblicuo al esfuerzo menor. La caldera queda comprendida por las fracturas más externas que delimitan el sector pericaldérico. La elipse menor corresponde al área interna de la caldera. Entre ambas se genera una zona extensional con fracturas discontinuas paralelas.

El estudio realizado en esta tesis, apoyándose no sólo en el modelado presentado en el capítulo 12, sino en el conjunto de todos los criterios derivados de la cartografía de las unidades, la descripción de sus características petrológicas y eruptivas, la geocronología, etc., permite afirmar que el volcanismo estudiado en el Sulcis está relacionado con una caldera del tipo *piecemeal* o de apertura gradual, donde las interacciones con las fracturas antiguas del substrato han condicionado enormemente, en cada momento, el desarrollo de los procesos volcanotectónicos.

A pesar del enorme volumen bibliográfico disponible sobre calderas, se observa que en la mayoría de los casos gran parte de los estudios se refieren estrictamente a hechos tales como la morfología de la caldera y del sistema de fracturas asociadas, y los mecanismos eruptivos asociados con las erupciones de ellas derivadas. Por lo que se refiere a los modelos analógicos, los estudios de Holohan et al. (2008, véase p.e. su fig. 8) tienen el interés de considerar la formación de las calderas en ambiente de transcurrencia y en relación con la actividad tectónica sinvolcánica. Estos estudios demuestran que bajo esas condiciones la morfología de la cámara magmática adopta una morfología sigmoide, condicionada por el movimiento de componente direccional que en el caso de sus experimentos es dextral, y para la propuesta planteada en esta tesis, para la región del Sulcis, es senestral. Se puede por tanto inferir que esa morfología, y su relación con la tipología de fracturas concomitantes generadas durante el movimiento de las fracturas de zócalo principales (situación local distensiva o compresiva) por encima de la cámara magmática, condicionarán gradualmente tanto la formación como el ensanchamiento de la caldera, y también los focos eruptivos activos en cada momento; en especial en los estadios iniciales de la formación de la caldera, en los que se supone que la emisión de productos piroclásticos o lávicos se produjo de un modo mucho más circunscrito arealmente que cuando la caldera adquirió su mayor desarrollo. De todos modos, la descripción detallada y secuencial de los sucesivos mecanismos eruptivos que se han ido produciendo durante la actividad de la caldera del Sulcis es algo que por el momento sobrepasa los objetivos de esta tesis.

Las diferencias principales en el modelo analógico del trabajo de Holohan et al. (2008) respecto a la caldera del Sulcis es que se trata de un modelo excesivamente sencillo, en el que se emplea una única fractura en dirección, mientras que en el Sulcis existe una banda de deformación situada entre dos sistemas de fracturas senextras principales (y otras intermedias, del mismo *set*). Tampoco se incluye un *set* de fracturas de zócalo conjugado con la fractura de dirección, como el del Sulcis (a unos 60° aprox.). Una singularidad del estudio realizado aquí (y en especial en el modelado) es la información

procedente de los sondeos realizados por la Carbosulcis S.p.A. La mayoría de los estudios de calderas se ciñen a datos de superficie, y por lo tanto la subdivisión interna en bloques de la caldera sólo es posible en aquellas que aún, preservándose lo suficiente hayan sido ampliamente disectadas por la erosión.

Una de las primeras (si no la primera) de las calderas estudiadas y emplazadas en el contexto de una zona de transcurrencia senextra es la de Glencoe en Escocia (Jacques y Reavy, 1994) y ha sido ampliamente estudiada en tiempos recientes (Moore y Kokelaar, 1997, 1998), quienes describen claramente la preexistencia de dos sistemas de fracturas de zócalo a unos 90° que condicionan el desarrollo de la caldera de tipo *piecemeal* y su estructura interna en bloques. El estadio de erosión de la caldera ha permitido una reconstrucción que sin ser estrictamente igual a la del Sulcis, por su estructura en bloques internos y sucesión de eventos eruptivos admite una buena comparación con el resultado obtenido mediante el modelado presentado aquí (Moore & Kokelaar 1998; Holohan et al., 2008, fig. 12). Por lo tanto, vale la pena resaltar que este modelado, aún limitado arealmente al Entrotierra Sulcitano, aporta un valor como ejemplo útil para su comparación con otras calderas en las que se disponga de una buena información 3D.

El volumen eruptivo en el Entrotierra Sulcitano, en área emergida, calculado mediante el modelamiento 3D se determinó en 21 km³, si se asume que en las dos islas restantes este volumen no puede ser menor y seguramente está por encima de este valor, se podría aproximar ligeramente un volumen de (21 x 3) 63 km³ sin contabilizar los flujos ignimbríticos que estarían bajo el mar. Se podría suponer con estimaciones muy groseras, que los productos eruptivos del SO de Cerdeña podrían rondar al menos los 100 km³. Este volumen de magma no situaría a la caldera del Sulcis como un supervolcán, pero evidentemente constituye una de las mayores calderas de la región del Mediterráneo Occidental. Las evidencias tanto en subsuelo como en superficie permiten interpretar que la caldera estuvo activa desde el inicio en las tres áreas del SO de Cerdeña (Entrotierra Sulcitano, San Pietro y Sant'Antioco).

Es posible determinar al menos 3 colapsos de la caldera, el primero ocurre con los eventos eruptivos de la serie MRH, por lo que el anillo intermedio discontinuo, señalado como fracturas paralelas a la caldera principal, podrían haber sido en ese momento el sistema preferente de funcionamiento, como lo evidencian también los depósitos ignimbríticos de la serie LRH, y que posterior al colapso podría haber quedado desmembrado y formando parte del anillo más interno (Fig. 13.3). El segundo colapso se produce con la erupción de los flujos peralcalinos hacia el final de la serie LCO cuando se extruyen las pantelleritas de Monte Tortoriso, claramente desde el anillo más interno de la caldera. Este hundimiento es

acompañado por las erupciones de la serie UCO principalmente desde este anillo más interno y desde la intersección con fracturas radiales (Fig. 13.4). Las fracturas intermedias siguen activas en algunos sectores y aportan flujos piroclásticos como se observa al NE del Entrotierra Sulcitano. Finalmente, el tercer colapso más localizado se genera entre Sant'Antioco y San Pietro luego de la erupción al menos de la Unidad Post-Calasetta generando un área deprimida al SE de la caldera y de donde es posible que también hayan tenido su punto de emisión los flujos piroclásticos de Punta Mingosa, Le Colonne y Geniò (Fig. 13.5).

En Kennedy et al. (2018), los autores sostienen que la mayor complejidad estructural que se produce a medida que evoluciona una caldera aumenta la permeabilidad de la corteza lo que promueve erupciones de pequeño volumen y almacenamiento superficial de magma en la fase posterior al colapso. Esto podría explicar los menores volúmenes eruptivos de la serie comendítica inferior LCO, los cuales suceden con posterioridad a una serie de eventos eruptivos de gran extensión areal y volumétrica como es la serie MRH y como puede verse por ejemplo con la Unidad NUR, que parece corresponder con un agotamiento de la cámara magmática, que terminaría de colapsar con los últimos flujos representados por MCR (localmente) y MZ (extensión areal más reducida). Y también podría explicar los menores productos eruptivos del final de la serie URH representados por PM, LC y GN, puesto que estos flujos se depositan posteriormente al importante volumen eruptivo representado por la Unidad CT.

El tiempo aproximado de funcionamiento de esta caldera sería de alrededor de 2 Ma infiriendo una edad de 17 Ma para la unidad basal de la serie riolítica inferior (aunque pudiera ser ligeramente más vieja) y 15.1 Ma para la unidad a techo de la serie riolítica superior. La actividad magmático-eruptiva fue continua al menos desde los 16 Ma con las series superiores de la secuencia volcánica (LCO-UCO-URH) como se demostró con las edades obtenidas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U-Th-Pb, además de la falta de interrupciones, discontinuidades y escaso desarrollo de paleosuelos.

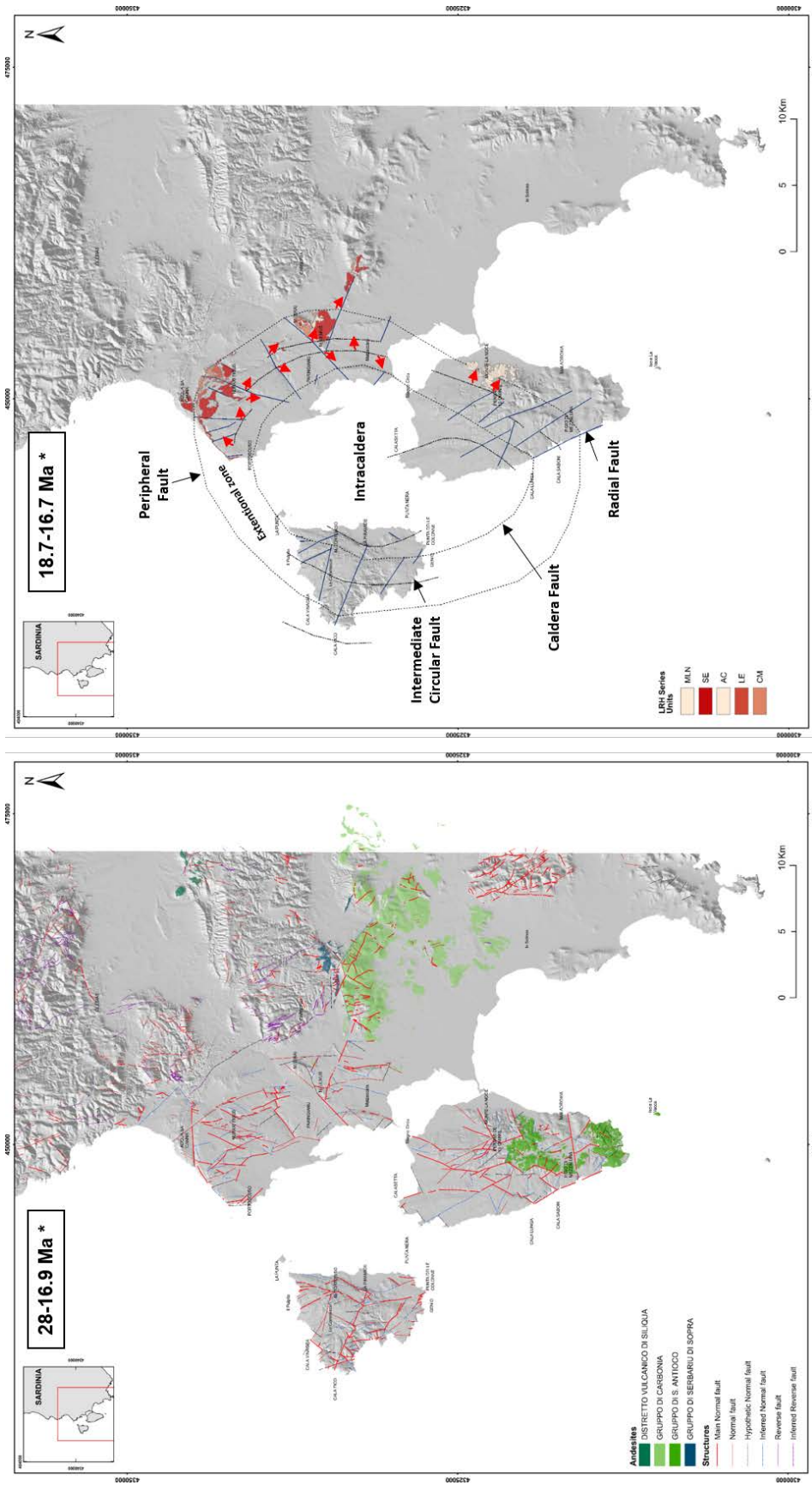


Fig. 13.3: Evolución de la Caldera del Sulcis. El primer mapa corresponde a los ciclos andesíticos previos. Se exponen también las fracturas de la cartografía para visualización de los sistemas principales que controlan la Caldera. Las felchas rojas son direcciones de flujo. El segundo mapa muestra la primera serie riolítica LRH, que en afloramientos es reducida, pero con importante continuidad en todo el subsuelo del Entroterra Sulcitano Las edades con (*) se refieren a los valores corregidos de K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Notar que no hay edades confiables para el inicio del volcanismo riolítico en el Sulcis.

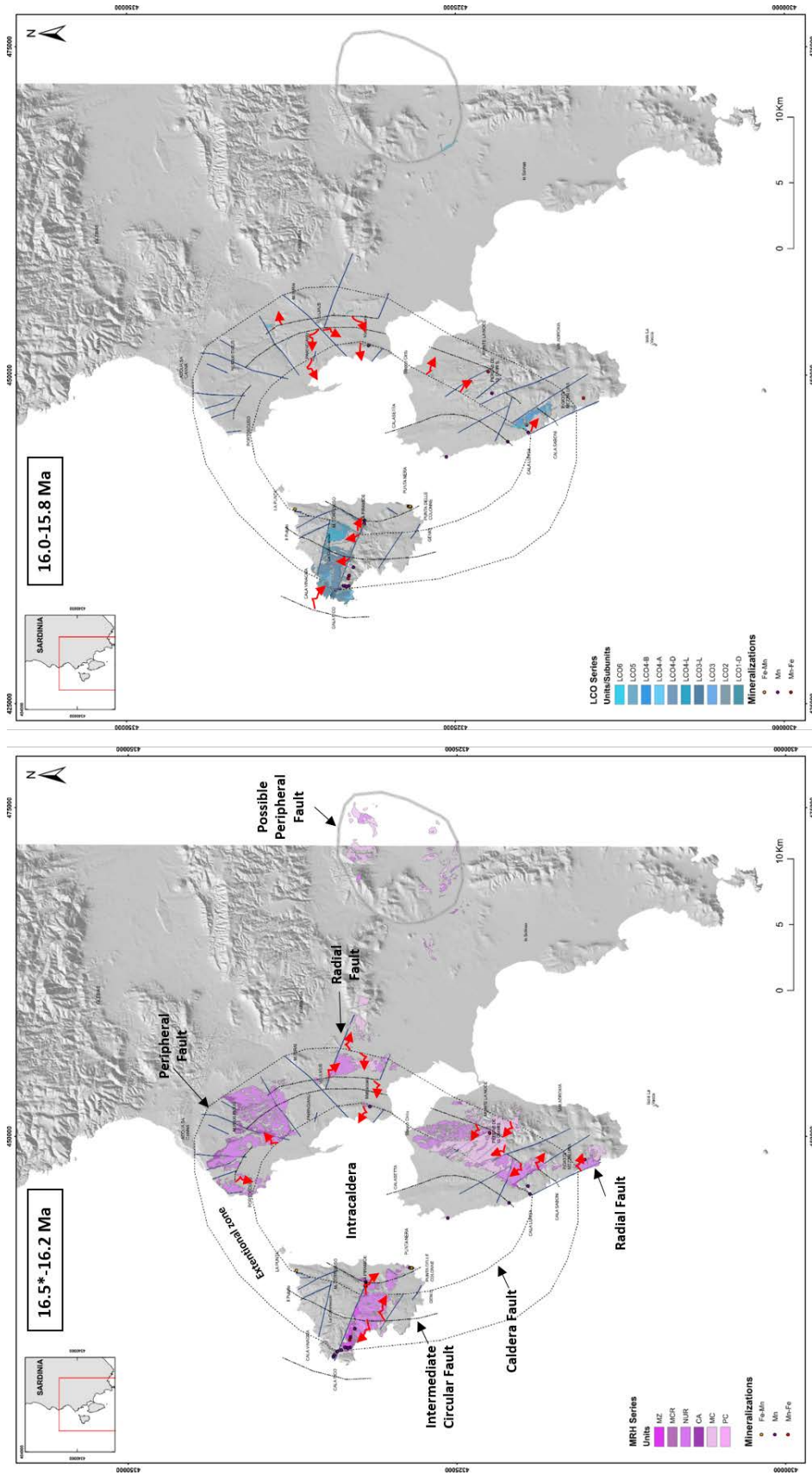


Fig. 13.4: Evolución de la Caldera del Sulcis. El primer mapa corresponde a la serie de riolitas medias MRH, de mayor distribución areal; con la erupción de PC que marca el inicio de la serie ya se tienen evidencias de que la Caldera ocupa su máxima extensión. En esta etapa existen las mayores manifestaciones de mineralización de Mn-Fe entre la Unidad NUR y MZ. Las felchas rojas son direcciones de flujo. El segundo mapa muestra la serie peralcalina inferior LCO con mineralizaciones asociadas a la base de la serie. Las edades con (*) se refieren a los valores corregidos de K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La edad de inicio 16.5 corresponde a la Unidad MC, porque no hay edades confiables para la base de la serie.

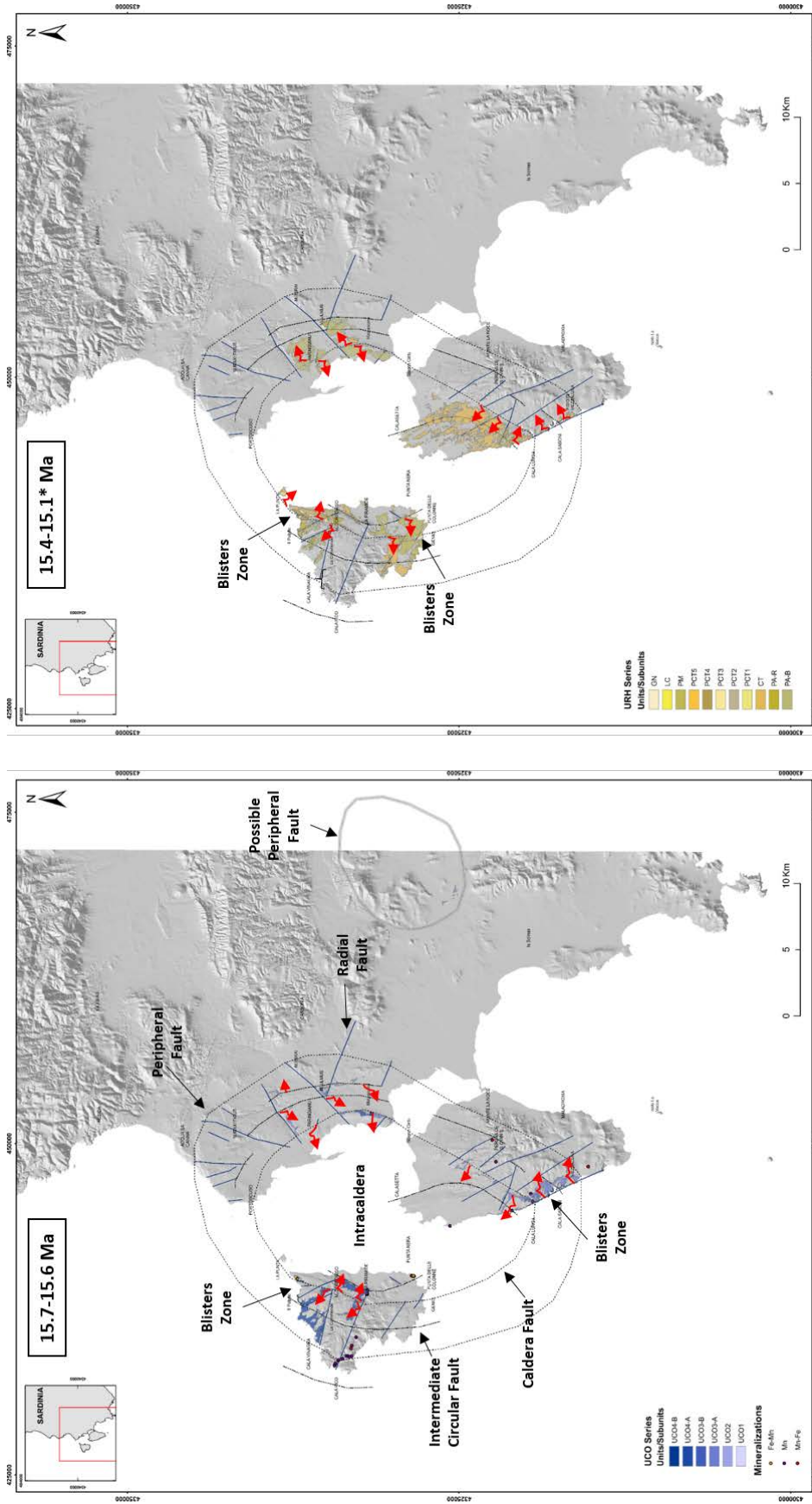


Fig. 13.5: Evolución de la Caldera del Sulcis. El primer mapa corresponde a la serie peralcalina superior UCO, que está asociada a importantes áreas con desarrollo de blisters y mineralización de Mn remanente por removilización. Las felchas rojas son direcciones de flujo. El segundo mapa muestra la serie riolítica superior URH, también con zonas de blisters y alteraciones de óxidos de Fe. Las edades con (*) se refieren a los valores corregidos de K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. El valor de 15.1 corresponde a la edad recalculada de Punta Mingosa.

13.3 Sobre la Influencia Marina en la Caldera del Sulcis

El volcanismo de la región del Sulcis ha sido hasta el momento exclusivamente atribuido a un ambiente deposicional subaéreo. Sin embargo, hay que señalar que la presencia de algún episodio subacuático, principalmente de tipo submarino, con una lámina de agua relativamente más importante; puede tener gran significado tanto desde el punto de vista de los mecanismos petrogenéticos y eruptivos, como de los procesos metalogenéticos presentes en esta región. La atribución a un ambiente emergido en el Sulcis tiene su razón de ser debido tanto a la presencia de un ambiente continental dominante en la Fm Cixerri, (Casula et al., 2001; Barca y Costamagna, 2010) de edad más antigua que el volcanismo; como a la ausencia de niveles miocenos característicos con carbonatos y fauna marina en los niveles suprayacentes intercalados con el volcanismo. Sin embargo, estudios recientes sobre estos materiales sedimentarios del Eoceno-Oligoceno, consideran que los afloramientos más orientales pueden representar una posible evolución a ambientes costeros influenciados por mareas (Costamagna y Schäfer, 2018).

En el conjunto de la isla de Cerdeña es bien conocida la presencia de fenómenos transgresivos marinos datados paleontológicamente a partir del momento del rifting y formación de la Fosa Sarda (Cherchi y Montadert, 1982a; Cherchi et al., 2008), distinguiéndose tanto una transgresión tardo-oligocena (Chattiense) más antigua que los materiales objetos de estudio, como una Burdigaliense-Langhiense, que en la Fosa Sarda aparece a veces desglosada en dos episodios, siendo el Langhiense el más escasamente expresado. Lógicamente estos eventos transgresivos han sido relacionados con la formación y deriva antihoraria del bloque Sardo-Corso y las reconstrucciones paleogeográficas disponibles indican que en diferentes momentos la Fosa Sarda debió de ser un brazo de mar continuo. Esto induce a pensar que en la región del Sulcis, donde algunos buzamientos de los depósitos piroclásticos y direcciones de flujo frecuentemente van dirigidos hacia la costa occidental (p.e., en San Pietro y Sant'Antioco) es razonable plantearse si se han podido producir fenómenos transgresivos comparables.

La posible presencia de niveles que representan eventos transgresivos en la costa occidental de Cerdeña, relacionados con episodios volcánicos de afinidad calcoalcalina, se han estudiado hacia la parte centro-occidental de la isla, en la Fosa de Funtanazza (al E del complejo volcánico del Arcuentu), y en el norte, sobre el área de Bosa. Así, Gimeno y Onnis (1986) describieron en la Fosa de Funtanazza, la presencia de ignimbritas riolíticas con moldes de bivalvos y calizas formadas en ambiente litoral en el sector de Case Masalingia directamente superpuestas a calizas lacustres oligocenas atribuibles al episodio Chattiense (tardo-oligoceno) y en Assorgia y Gimeno (1994) describen sobre la playa de

Guardia Marina *pillow-lavas* basálticos emplazados en un ambiente litoral de baja profundidad por encima de depósitos de edad Burdigaliense, que se podrían atribuir al final del Burdigaliense o quizás al Langhiense inferior (intervalo de edad que interesa en este estudio). En la fosa de Bosa, con afloramientos mucho más reducidos arealmente, Assorgia et al. (1992e) sólo detectan la presencia de la transgresión más antigua tardo-oligocena o miocena inferior.

Por lo que se refiere a la región del Sulcis, es llamativo que, conociéndose la existencia de numerosos aparatos volcánicos submarinos al oeste de la zona emergida, estudiada mediante geomorfología submarina y geofísica (Lecca et al., 1986), autores previos no se hayan planteado la posible presencia de volcanismo submarino. Aunque no ha sido estudiado en detalle en esta tesis, en el sector andesítico al S de Sant'Antioco, en los alrededores del Porto de S'Acqua de Sa Canna existen niveles epiclásticos palagonitizados y evidencias de texturas perlíticas observadas petrográficamente durante la confección de los mapas volcanoestratigráficos (revisión de muestras de andesitas de Rodríguez-López, 2009) que, en función del marco geocronológico definido en esta tesis podrían corresponder al inicio del periodo transgresivo Burdigaliense.

Las evidencias de texturas de contacto con agua para el vitrófiro basal perlítico de la Unidad Nuraxi (NUR), determinado en las tres áreas de estudio, pueden indicar que la subsidencia de los bloques dentro y en los márgenes de la caldera, podría haber condicionado la entrada y presencia de niveles de agua de profundidades variables (existen saltos de falla verticales asociados al movimiento sineruptivo de esta unidad de hasta casi 200 m) en los grabens de manera intermitente al menos hasta el depósito de los flujos ignimbríticos de Matzaccara, y tal como se ha presentado en el esquema propuesto para las mineralizaciones, el agua marina parece estar directamente relacionada con estas, mediante su implicación en circuitos hidrotermales (véase capítulo 11).

Por su parte, de las deducciones petrogenéticas relativas a la presencia de abundantes biotitas en la Unidad Matzaccara (MZ), esta singularidad paragenética indica un incremento de agua en la cámara magmática, que se puede inferir está controlada por el ingreso externo de agua de mar a través de la acción de las fracturas sinvolcánicas de componente normal (véase Fig. 11.78) y difusión en la cámara mientras el magma está cristalizando. Esta agua externa, también ha podido impulsar o inducir los mecanismos explosivos relacionados con la Unidad MZ.

La aparición de las primeras unidades comendíticas, tal como se explicó en la sección 6.5.2.2 del capítulo 6, se da en un contexto claramente subacuático en el norte de isla de San Pietro, tanto en forma de facies dómicas como en depósitos piroclásticos de caída y

flujo y sus removilizaciones epiclásticas sineruptivas. Estas litofacies son las que presentan las evidencias más prominentes tanto macroscópicas como texturales, de emplazamiento del magma en ambiente subacuático (Fig. 13.6).

También como se ha mostrado con los resultados de las relaciones isotópicas ^{34}S , ^{13}C y ^{18}O , durante el estudio de las mineralizaciones, la composición del agua indica un ambiente marino predominante, por lo que se podría asumir que pueden seguir existiendo estadios de regresión y transgresión del nivel de mar en el SO de Cerdeña hasta al menos 15.9 Ma. Los niveles de agua más locales para la base de la Unidad Paringianu, podrían estar relacionados a ambientes más restrictivos, por influencia de las mareas sobre la costa en torno a una edad aproximada de ~15.5 Ma.

En conjunto, todas estas evidencias indican la presencia de una transgresión Burdigaliense final-Langhiense, quizás con pulsaciones dispares o registros arealmente discontinuos en relación con la diferente incidencia local de la actividad tectónica sinvolcánica, hecho que marca otra contribución original de esta tesis.

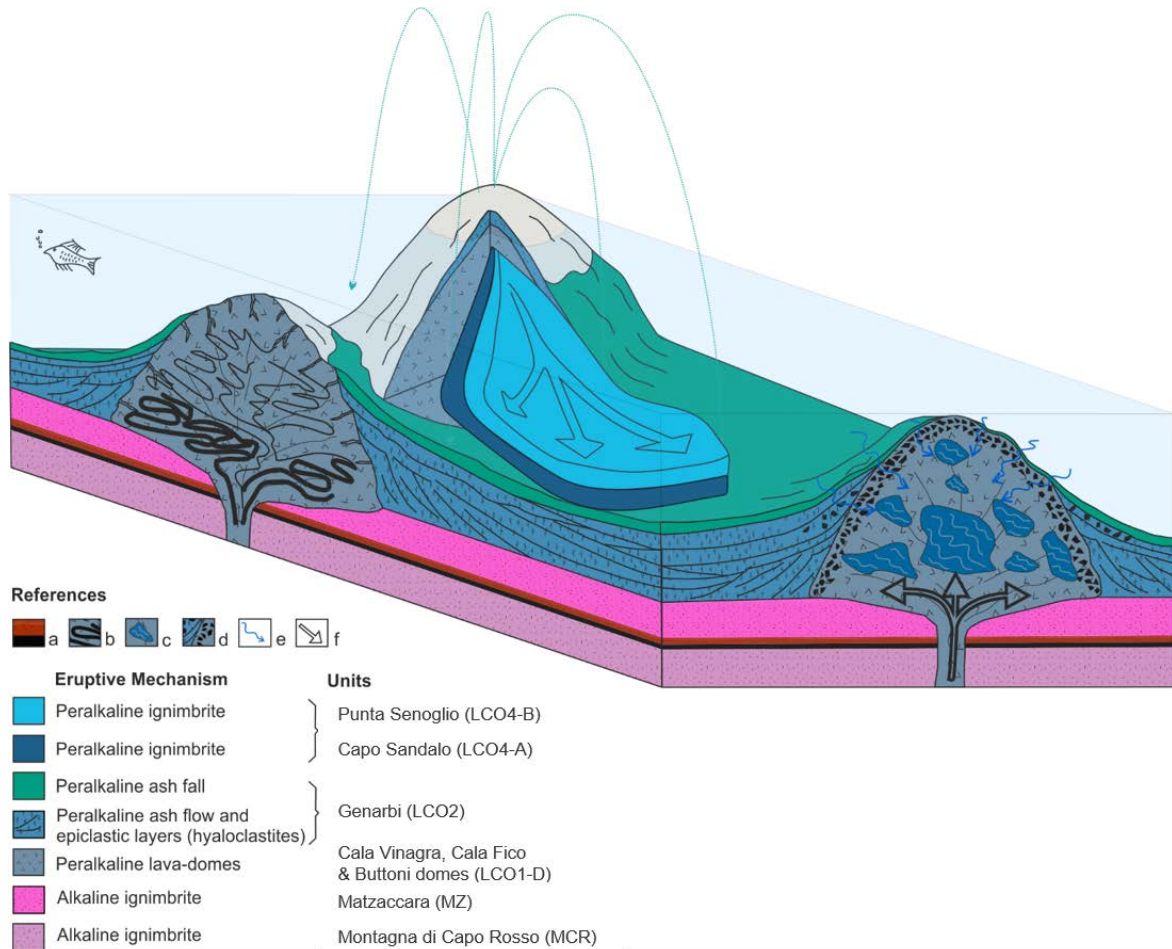


Fig. 13.6: Esquema interpretativo (no a escala) del volcanismo submarino en las unidades peralkalinas del Sulcis, donde se observa el crecimiento de domos submarinos con interacción hidroclástica con el agua de mar y formación de zonas alteradas hidrotermalmente en los domos e hialoclastitas de granulometría gruesa en los márgenes (dcha.), domos menos afectados por la actividad hidroclástica pero más por la presencia de hidrotermalismo con mineralizaciones de Mn que resiguen miméticamente de manera local los pliegues de flujo magmático (izda.) y situaciones en las que el techo del domo puede llegar a emerger, con la formación de productos piroclásticos de caída de alta energía y, por fracturación que puede estar asociada con la tectónica sinvolcánica, expansiones laterales en ambiente exclusiva o predominantemente submarino de flujos piroclásticos (domo central). Referencias: a) mineralizaciones de Mn-ox y jaspes, b) mineralizaciones de Mn-ox en pliegues de flujo, c) clastos de autobrecha del domo durante su crecimiento, d) niveles epiclásticos laminados con fragmentos de brechas del domo y hialoclastitas, e) interacción de agua de mar con la superficie del domo y migración hacia el interior generando la matriz hialoclastítica de estas brechas, f) dirección de flujo de ignimbritas y dirección de expansión en el crecimiento del domo.

14. CONCLUSIONES FINALES

Esta tesis se ha focalizado en el estudio de los materiales volcánicos de la región del Sulcis, en el SO de la isla de Cerdeña, Italia. El volcanismo oligo-mioceno de la isla de Cerdeña ha sido caracterizado a lo largo de los últimos decenios como el producto de actividad orogénica por la subducción de una placa oceánica situada aproximadamente hacia el SE de la situación actual de la isla de Cerdeña, bajo esta isla, durante el proceso relacionado con la migración antihoraria del bloque sardo-corsio y la simultánea creación del espacio oceánico nordbaleárico. La singularidad de esta región del Sulcis reside en el hecho de que además del volcanismo orogénico existen unidades peralcalinas bien caracterizadas (incluyendo la localidad tipo de definición de las comenditas en la isla de San Pietro), que son reconocidas en todo el mundo como el producto de un ambiente geodinámico anorogénico distensivo. El equipo de trabajo en el que se realizó esta tesis también dirigió el trabajo de Gisbert (2012) en el mismo sector, esencialmente restringido a aspectos petrogenéticos a nivel de grandes unidades, y enfocados con mayor profundidad en definir las unidades inferiores y medias; excluyendo aspectos de detalle de las unidades peralcalinas. De manera simplificada se puede decir que esta tesis contribuye en la resolución de las líneas de investigación planteadas a continuidad de aquellos trabajos. Los principales aportes están enfocados en los siguientes aspectos:

1. Cartografía detallada y refinamiento de la volcanoestratigrafía, incluyendo no sólo correlación entre las islas menores de San Pietro, Sant'Antioco y el Entrotterra Sulcitano, sino además la división de cada unidad volcánica en diferentes subunidades con significado volcanológico, geoquímico y volcanoestratigráfico en términos de correlación litológica.
2. Petrogénesis de las unidades peralcalinas, en el contexto de la sucesión volcánica estudiada.
3. Geocronología basada en los métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en feldespatos, y de U-Th-Pb en zircones, precedida de un recálculo (con las nuevas constantes) y estudio crítico de la totalidad de las dataciones disponibles para estas unidades en bibliografía.
4. Estudio petrológico de los xenolitos presentes hacia la base de algunas unidades piroclásticas, los fenómenos de pirometamorfismo que presentan, sus posibles protolitos mediante el estudio de la isotopía de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, y su posible génesis

mediante síntesis dirigida a obtener análogos de los xenolitos, con estudio de los tiempos de generación de la paragénesis.

5. Estudio de las mineralizaciones de Mn contenidas en la secuencia volcánica, principalmente centrado en la isla de San Pietro.
6. Modelado implícito 3D y análisis volcanoestructural, con la identificación de una caldera de crecimiento gradual (*piecemeal*).

Por lo que se refiere al estudio cartográfico, se aportan 3 nuevos mapas volcanológicos para el SO de Cerdeña, en la región del Sulcis con especial atención en la delimitación detallada de las rocas peralcalinas y alcalinas de la parte superior de la secuencia volcánica del Mioceno. Un mapa para la Isla de San Pietro a escala 1:30000, otro para la Isla de Sant'Antioco a escala 1:50000 y un tercero para el Entrotterra Sulcitano a escala 1:45000. En función de la afinidad magmática y geoquímica de las rocas del Sulcis, se divide la secuencia volcánica en 6 series. Estas series se denominan de base a techo de la secuencia (según denominación en inglés) como: andesitas (*basaltic-andesites and andesites*, AND), riolitas inferiores (*lower rhyolites*, LRH), riolitas medias (*middle rhyolites*, MRH), comenditas inferiores (*lower comendites*, LCO), comenditas superiores (*upper comendites*, UCO) y riolitas superiores (*upper rhyolites*, URH).

A partir de la cartografía de detalle, la correlación estratigráfica, el control litogeoquímico y petrográfico, se presenta una columna volcanoestratigráfica actualizada con 25 unidades representadas en los nuevos mapas. Se definen 3 nuevas unidades (traquiandesita de Cala Fico, comendita de Acquedotto y riolita de Post-Calasetta). Se modifica la cronoestratigrafía de la Unidad Punta dei Cannoni, pasando de estar representada en la parte media de la serie MRH a ser la unidad basal que muestra un carácter menos evolucionado que las unidades sucesivas. Además, a partir de las observaciones de campo se crean 42 subunidades para detallar los eventos eruptivos y efusivos dentro de cada unidad de enfriamiento, de las cuales 23 se han incorporado a la cartografía. En total se trata de una secuencia acumulada de unos 1300 m de rocas volcánicas, aunque raramente se puede distinguir la acumulación, sea en afloramiento o en sondeo, de más de 500 m en total en un mismo depocentro.

Se redefine formalmente la Unidad Pantellerita (PT), en el tramo medio de la serie comendítica inferior. Estas pantelleritas corresponden a domos lávicos y un flujo ignimbrítico moderadamente soldado, sólo aflorantes en la Isla de San Pietro.

El estilo tectono-volcánico de la zona de carácter extensional está delimitado por dos grupos importantes de fracturas, el primero con fracturas N-NE y tendencias curvas que controlan bloques de tipo horst-graben y semigrabens en la dirección E-O, y un segundo

grupo con fracturas O-NO mostrando un patrón radial respecto del primer grupo y un escalonamiento de bloques que se hundan hacia el N. Se evidencia un fuerte control estructural sineruptivo en la geometría de los depósitos volcánicos, principalmente asociados a la extrusión de domos y lavas y a la terminación abrupta de algunos cuerpos de ignimbritas. La tectónica tiene un control fundamental, también en el patrón de distribución de las mineralizaciones de manganeso.

La existencia de *blisters* en las unidades superiores de la secuencia volcánica (desde Monte Ulmus hasta Punta Mingosa) indican un período de desgasificación importante de la cámara magmática en los estadios terminales relacionados con el magmatismo de la región del Sulcis.

Importantes evidencias de volcanismo de tipo subacuático se presentan por vez primera para la base de las comenditas inferiores, con la descripción de hialoclastitas y brechas en las subunidades Cala Vinagra y Genarbi, y el mismo ambiente caracteriza la extrusión del domo de pantellerita en el sector de La Piramide, aunque sin tener evidencias claras de si el nivel de agua era continuo en el tiempo entre las unidades inferiores y las medias. El lineamiento estructural de dirección aproximada E-O, en donde esta situación es evidente, tiene un papel importante en cuanto a restringir la expansión de este entorno acuático hacia el norte.

La Isla de San Pietro representa un entorno particular dentro del volcanismo de la región del Sulcis, ya que es el único sitio en donde se encuentran aflorando unidades de carácter traquiandesítico, además de estar presentes unidades menos evolucionadas como Punta dei Cannoni o la particularidad de la Unidad Montagna di Capo Rosso en la base de las mineralizaciones de óxidos de manganeso más importantes. También en esta isla es donde hay mayor extrusión de domos y coladas comendíticas y la única zona que presenta rocas de tipo pantellerita. Finalmente, marcando aún más su singularidad es el único sector donde se pueden estudiar los eventos eruptivos finales del ciclo magmático del Mioceno Medio de la región, representados por las Unidades Punta Mingosa, Le Colonne y Geniò. El análisis volcanotectónico del Sulcis permite finalmente demostrar que la mayor parte del volcanismo presente a partir de la serie LRH se ha formado en el seno de una caldera de apertura gradual (de tipo *piecemeal*). Los argumentos a favor de la caldera, además de la estricta disposición tridimensional de los materiales y sus sentidos de reconocible flujo, son muy abundantes y convergentes: patrón estructural en forma de anillo con fracturas perpendiculares mostrando tendencia radial, sistema de horst, graben y hemigraben con bloques que se hundan hacia el centro de la región; presencia de riolitas de la parte inferior de la serie LRH con la Unidad Corona Maria en Sant'Antioco; domos y coladas lávicas

comendíticas y pantelleríticas muy próximos a grandes fracturas limitantes de la misma caldera, en San Pietro, domo-colada comendítico en el sondeo FS22 a 104 m de profundidad, en el Entrotterra Sulcitano, con una potencia de 41 m marcando un canal alimentador que no se manifiesta en superficie, pero que coincide con la extensión de fracturas de tendencia anular (falla Matzaccara); direcciones de flujo de las unidades ignimbríticas mostrando patrones radiales de dirección opuesta, como es común para muchos flujos piroclásticos en posiciones de intra y extracaldera; buzamientos pronunciados de vitrófiros basales hacia zonas de mayor pendiente, vitrófiro negro perlítico de la Unidad Nuraxi correlacionable en las 3 áreas de estudio, en posición perimetral a fracturas anulares; estructuras de desgasificación (*Blisters*) próximas a fracturas importantes, y en algunos casos sobre ellas, en general los *blisters* se concentran entre la estructura principal de la caldera y el primer sistema anular paralelo hacia el borde externo; identificación de conductos eruptivos y brechas asociadas a fluidos hidrotermales; importante número de mineralizaciones de manganeso que muestran un control estructural muy marcado, intensa silicificación de flujos piroclásticos en las áreas de influencia de las fracturas de la caldera más importantes, brechas a techo de la Unidad Nuraxi en posición próxima a fracturas principales en San Pietro, Entrotterra Sulcitano y próxima a fracturas radiales en Sant'Antioco, siendo que estas brechas líticas de ignimbríticas están sobre los conductos de las fallas en anillo o circulares y acompañaron el colapso de la caldera, brechas en la Unidad Comendita en la zona de La Piramide, en San Pietro, próxima a la falla principal que delimita el bloque que se hunde al este hacia las salinas de Carloforte, y que en este sector la brecha marca también la zona de conducto de las fallas circulares, y se asocia con la mineralización de Mn en el mismo sector; diques con direcciones paralelas a las grandes fracturas principales, como se observa en San Pietro, donde diques comendíticos cortan la Unidad Nuraxi o en Sant'Antioco, entre Cala Lunga y Cala Saboni con diques y sills entre la Unidad Monte Ulmus; eventos eruptivos simultáneos distantes entre sí, de tipo piroclásticos en algunos lugares mientras que en otros se están produciendo extrusión de domos y coladas; evidencias de regiones inundadas, como posibles lagos que podrían corresponder perfectamente con lagos pericaldéricos muy característicos en calderas actuales (por ejemplo: en Yellowstone en USA y Cerro Galán en Argentina); y los relieves positivos en Matzaccara, Monte Ulmus y Monte Sirai marcan los bordes de los anillos de caldera en las distintas etapas de hundimiento (topografía elevada que controla el depósito de las unidades).

Por lo que se refiere a la petrogénesis de las rocas volcánicas, y en particular las peralcalinas, la principal novedad que ofrece esta tesis es la demostración, mediante el estudio de geoquímica isotópica de elementos radiogénicos Sr-Nd-Pb, de que existe una cierta estratificación en las fuentes mantélicas que aportan los magmas implicados en el estudio. La parte más superficial de la cuña mantélica implicada en la generación de los materiales (AND, LRH) presenta una señal caracterizada por una mezcla de componentes DMM, EM1 y en menor medida EM2, mientras que los magmas peralcalinos y los previos (MRH) muestran una componente creciente del componente EM2, en detrimento del EM1. Finalmente, cuando la fase distensiva principal cesa, se observa un retorno (URH) hacia fuentes más superficiales (aparición de nuevo del componente EM1, gradualmente cada vez más importante). El estudio comparado de elementos traza seleccionados y geoquímica isotópica de elementos radiogénicos (p.e. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Zr/Nb) muestra claramente que se produce un enriquecimiento radiogénico en la isotopía del Sr a medida que los magmas peralcalinos evolucionan por cristalización fraccionada, hecho que además permite trazar los aportes de magmas prístinos que llegan sucesivamente mostrando una señal mantélica más prístina. También, esa evolución volcanoestratigráfica de los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ permiten inferir que el mecanismo de vaciado de las cámaras magmáticas peralcalinas es desde el techo hacia la base, proporcionando dos secuencias isotópicas invertidas en los diferentes productos eruptados (en LCO y UCO, respectivamente), mientras que las pantelleritas y el final de la UCO marcan la llegada de magmas más prístinos desde ambientes crustales más profundos.

El estudio de los xenolitos calcosilicatados ha permitido demostrar que en la escala local existen fenómenos de asimilación de las rocas de caja carbonáticas presentes en el substrato somero de la secuencia, y que estas rocas pertenecen a los materiales carbonáticos cámbricos. También, que la influencia petrogenética real de esos procesos de asimilación referidos a la génesis de los magmas peralcalinos es muy acotada y que, por lo tanto, no pueden ser interpretados como el mecanismo principal que generaría estos magmas peralcalinos mediante un “efecto plagioclasa” directamente originado por el proceso de asimilación del techo carbonático cámbrico de la cámara magmática.

En los apartados de Geocronología, en el capítulo referido al estudio de las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se ha procedido a una revisión y refinado de todas las edades disponibles en la bibliografía, de procedencia y calidad muy desigual. En primer lugar, se han reasignado las dataciones a las unidades establecidas en el apartado de volcanoestratigrafía de esta tesis,

se han recalculado de acuerdo a las constantes actuales, y se ha obtenido un cuadro resumen de las que se consideran aún válidas; entendiendo que éste era un trabajo necesario y que servirá de referencia a todos los investigadores que trabajen en el futuro en esta zona.

Por otra parte, mediante el estudio de geocronología isotópica en U-Th-Pb en zircones se han obtenido nueve edades (que son las primeras para todo el Mioceno del SO de Cerdeña) que, junto con las cuatro nuevas edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidinas (Fig. 9.43 del capítulo 9, reproducida de nuevo a continuación) permiten constreñir suficientemente, tanto el evento magmático peralcalino como la edad de las principales mineralizaciones de Mn.

Method	Series	Place	Unit/ Subunit	Best Age (Ma)	$\pm\sigma$	Igneous activity (ka)	Peralkaline event time
	↑		PM			↑	
U-Th-Pb	URH	SP	PCT4	15.26	0.12		~0.35 ± 0.09 (Ma)
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$		SA	CT	15.35	0.02	~90	
U-Th-Pb	UCO	SA	UCO3-A	15.61	0.15	~110	
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$		SP	UCO1-C	15.72	0.02		
U-Th-Pb	LCO	SA	LCO3	15.88	0.19		
U-Th-Pb		SP	LCO1-D (CF)	15.89	0.06		
U-Th-Pb	TRQ	SP	LCO2	15.94	0.09	~80	
U-Th-Pb		SP	TRQA	15.94	0.09		
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	LCO	SP	LCO1-D (CV)	15.96	0.02		
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$		SP	MZ		16.18	0.02	
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	MRH	SP	MCR				
		SP	NUR				↓
	↓					↓	

Fig. 9.43: Estratigrafía que resume los eventos volcánicos del SO del Cerdeña desde las riolitas alcalinas de transición de la serie media, hasta las riolitas alcalinas de la serie superior. Se restringe la actividad ígnea relacionada con las rocas peralcalinas del Sulcis y se presenta una visión global del tiempo acotado en el que suceden los procesos eruptivos.

Las mejores edades que representan el volcanismo del tramo superior de la serie MRH hasta el tramo medio de la serie URH en la región del Sulcis se han definido en primer lugar por el menor error asociado según el método geocronológico utilizado. Esto sitúa a las dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidinas como el método óptimo para determinar los períodos eruptivos dentro del refinamiento volcanoestratigráfico abordado en esta tesis en comparación con el método U-Th-Pb en zircones a través de SHRIMP-IIe/MC.

El estudio detallado de las edades individuales en cada cristal de zircón demostró la complejidad de los sistemas magmáticos relacionados con rocas volcánicas jóvenes, y permitió interpretar las posibles fuentes parentales de los productos piroclásticos y lávicos

expresados en superficie. Se postula un origen de los magmas peralcalinos como productos de cristalización fraccionada de magmas de composición riolítica alcalina intermedia que dieron origen a la Unidad Monte Crobu. Esto se concluye de las evidencias cronológicas y texturales de antecristales de zircón de edades entre 16.5 Ma y 16.4 Ma en las rocas comendíticas.

Se pudo correlacionar el volcanismo calcoalcalino andesítico por debajo del subsuelo en la isla de San Pietro a través de los xenocristales de zircón presentes en las Unidades Montagna di Capo Rosso, Matzaccara y Post-Calasetta, y se plantea la posibilidad de que la serie riolítica inferior LRH también esté en el subsuelo de la isla a partir de las mismas evidencias.

Se resolvieron los problemas estratigráficos en la base de la serie comendítica inferior y se demuestra que la extrusión de los domos lávicos y las ignimbritas asociadas ocurren sincrónicamente. Mientras en algunos sectores la subunidad Genarbi se está depositando sobre Matzaccara, en otro sector se está extruyendo el domo de Cala Fico que va deformando y empujando estos flujos piroclásticos, se producen oleadas piroclásticas y retrabajo de la subunidad Genarbi incorporando fragmentos líticos del propio domo a medida que este sigue creciendo durante su expansión. La Unidad traquiandesita extruye mientras todo esto ocurre, creciendo entre el domo de Cala Fico y también empujando los niveles piroclásticos de la subunidad Genarbi. Esta historia geológica queda acotada en un lapso temporal de ~70 ka.

Se produce una contribución importante al asignar temporalidad a los diferentes domos comendíticos, siendo el domo de Cala Vinagra (15.96 ± 0.02 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, 1σ en sanidina) el primero en surgir, seguido del domo de Cala Fico (15.89 ± 0.06 Ma U-Th-Pb, 1σ en zircón). Las dataciones por U-Th-Pb en zircones a través de SHRIMP-IIe/MC no permiten una resolución inferior a 90 ka, en comparación con 39 ka del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sanidinas; por eso resulta importante una interpretación detallada de los eventos volcánicos a través de la cartografía, puntualmente para las muestras del Sulcis. Este margen de tiempo podría refinarse mediante ID-TIMS (*isotope-dilution thermal ionization mass spectrometry*) en estos zircones ya medidos o con termometría de Ti en zircones (Watson et al. 2006).

Las edades que marcan uno de los eventos más significativos en la actividad magmática del SO de Cerdeña comprenden el espacio temporal de 16.18 Ma a 15.89 Ma en el que se produce un cambio de condiciones en la actividad ígnea de la región del Sulcis. En este período la cámara magmática que da origen a la Unidad Matzaccara (final de la serie alcalina de transición) se ve afectada por un importante aporte de fluidos externos, que generan un inusual contenido de agua y volátiles, como lo atestiguan las unidades

emplazadas en ambiente subacuático y sus paragénesis asociadas. Este aporte externo de agua en la cámara magmática sirve de disparador de eventos eruptivos fuertemente explosivos, como lo atestiguan los flujos y oleadas piroclásticas en la subunidad Genarbi, y la emisión de importantes volúmenes de productos efusivos como los domos del sector de Cala Fico y Cala Vinagra. Aquí también se produce la intrusión del domo traquiandesítico que corresponde a los productos menos diferenciados de origen mantélico. En este lapso temporal de ~290 ka, además, se produce el mayor volumen de mineralizaciones de óxidos de manganeso y un cambio en la geoquímica de los magmas con el resultado del volcanismo peralcalino.

A pesar de lo comentado respecto al mejor refinamiento de edades ofrecido por la datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, una conclusión importante obtenida en esta tesis, es que los dos métodos son complementarios, y ofrecen mucha mayor información unidos que por separado, por lo que ha sido un acierto llevarlos a cabo en paralelo. Del mismo modo, como se ha visto, hay una gran cantidad de información petrogenética y sobre la dinámica de las cámaras magmáticas implicadas que se ha podido deducir gracias al estudio realizado sobre los zircones.

Las mineralizaciones se pueden contextualizar dentro de cuatro grandes eventos tectono-magmáticos-hidrotermales en la secuencia volcánica de la región del Sulcis.

El primer evento hidrotermal está determinado por las mineralizaciones estratiformes de óxidos de manganeso, jaspes y ocreas asociados. Este evento es el más importante de la región del Sulcis, y ocurre principalmente en la isla de San Pietro. Está genéticamente relacionado con procesos tectono-volcánicos de colapso de la caldera, posterior al gran evento eruptivo de la Unidad Nuraxi. Buena parte de la cámara magmática está implicada en la erupción con el importante vaciado consiguiente, y un colapso tan marcado, que produce un cambio en las condiciones locales del nivel del mar con la reactivación de fallas que limitan los horst y graben de la caldera, provocando la circulación de fluidos, tanto de origen magmáticos como de origen marino. Esto produce mezcla de aguas y procesos de hidrotermalismo que afectan a las rocas de caja y producen la precipitación de metales en los planos de fallas principales que controlan la caldera; un ejemplo de esto es la mineralización tipo stockwork de Punta Nera en la Unidad Nuraxi, y también a través de respiraderos hidrotermales que generan penachos (*plumes*) mineralizantes cargados principalmente con Mn, Fe, Si, Ba, que se depositan de manera estratiforme y/o lenticular. El estudio microscópico y textural de las mineralizaciones de jaspes (>2 m de potencia) permiten definir su formación por reemplazo de niveles o estratos preexistentes de barita.

Este sistema hidrotermal está activo durante la erupción y el depósito de las Unidades Montagna di Capo Rosso (MCR) y Matzaccara (MZ), y la circulación de fluidos por los conductos (fallas de la caldera) y planos de estratificación entre las unidades produce la alteración de las rocas de caja con importantes procesos de silicificación y argilización hacia los halos más externos del sistema. Los procesos de mineralización relacionados con la actividad volcanotectónica de la serie riolítica media (MRH) permiten interpretar que los niveles estratiformes de jaspes y óxidos de manganeso de la Mina Capo Becco son de tipo Sedex proximal. Las dataciones U-Th-Pb en zircones, en estas dos unidades, indican un período de ~10 ka según las edades promedio obtenidas, aunque el error analítico no permite confirmar esta interpretación, consideramos que es una buena aproximación. Yacimientos económicos de clase mundial, como por ejemplo los pórfidos cupríferos, demuestran que este rango temporal para la circulación de fluidos hidrotermales y precipitaciones de metales en un entorno volcánico, es suficiente (Buret et al., 2016, 2017). Un segundo evento hidrotermal se produce junto con los productos peralcalinos en las primeras unidades comendíticas, particularmente como impregnaciones, pliegues de flujo, nódulos, rellenos de brechas y planos de fallas durante los procesos eruptivos asociados a los domos basales de la serie LCO y sus ignimbritas asociadas. Las mineralizaciones asociadas a la actividad volcanotectónica de la serie comendítica inferior (LCO) son de tipo hidrotermal-epigenético. Este evento se separa temporalmente del primero en aproximadamente 220 ka. La traquiandesita extruida en esta serie, en contacto directo con zonas mineralizadas, presenta una fuerte alteración hidrotermal, sin precipitación de mineralizaciones de manganeso.

Un tercer evento hidrotermal de menor magnitud ocurre durante la erupción de la Unidad Monte Ulmus, donde el contenido de óxidos de manganeso sólo representa impregnaciones poco regulares en el vitrófiro basal y precipitación de óxidos de Mn-Fe en pliegues de flujo o en planos producidos por reomorfismo intenso de la subunidad UCO3-A (nivel central de la unidad). El espacio temporal que separa este tercer evento del segundo es de aproximadamente 140 ka. En este escenario magmático-eruptivo cobran relevancia procesos de pirometamorfismo entre el magma y el techo de la cámara de origen carbonático, produciendo un importante incremento de CO₂ que podría ser el responsable (al menos en parte) del gran volumen de *blisters* en la unidad, no solo por cantidad sino también por tamaño. Aquí también ocurren fenómenos hidrotermales asociados a intensa silicificación como lo atestigua el nivel de bombas y pumitas intensamente silicificadas en la subunidad UCO3-B (a techo de la unidad). Evidentemente todos estos procesos podrían producir la removilización de Mn de los niveles inferiores.

Un cuarto y último evento hidrotermal identificado en San Pietro, se produce en el sector norte próximo a La Punta, y en el sector sur de la isla próximo a Geniò, también en asociación con *blisters* sobre la Unidad Post-Calasetta y Unidad Punta Mingosa respectivamente. El rango temporal entre este evento y el anterior es de aproximadamente 229 ka. Este sistema también está fuertemente controlado por las estructuras de la caldera y sus fallas asociadas. Los productos del hidrotermalismo y circulación de fluidos se traducen en precipitación de óxidos de hierro y argilización, principalmente en los *blisters* de Post-Calasetta (proceso similar al que ocurre en los *blister* de UCO3-A) y con argilización y silicificación de la riolita ignimbrítica de Punta Mingosa, con productos arcillosos y ópalos (Fig. 11.79 del capítulo 11, reproducida de nuevo a continuación).

Method	SERIES	UNIT	SUBUNIT	Best Age (Ma)	±σ	Hydrothermal Events	Environment features	Time (ka)	Igneous activity (ka)	Time between Series (ka)	Anorogenic Period
K/Ar ¹ U-Th-Pb ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	URH	GN	GN								
		LC	LC								
		PM		15.14	0.71	Sil+Arg	Blisters	180	-360	-110	
		PCT	PCT4	15.32	0.09	Fe-ox (Arg)	Blisters				
CT		15.35	0.02								
PA		15.50			Subaqueous						
U-Th-Pb ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	UCO	ACQ									
		CF									
		MU	UCO3-B	15.61	0.15	Sil		110	-220		
U-Th-Pb U-Th-Pb U-Th-Pb U-Th-Pb ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	LCO	CO	LCO5			Mn-ox + <<Fe-ox (Sil+Arg)					
		CO	LCO4-B								
		PT	LCO4-D								
		CO	LCO4-L								
		CO	LCO4-A								
		CO	LCO3-L								
		CO	LCO3	15.86	0.19				-240		
U-Th-Pb U-Th-Pb U-Th-Pb	TRQ	CO	LCO1-D (CF)	15.89	0.06						
		CO	LCO2	15.94	0.09						
		TRQA	TRQA	15.94	0.09	Mn-ox + <<Fe-ox (Sil+Arg)		70			
⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	LCO	CO	LCO1-D (CV)	15.96	0.02		Submarine				
⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar ² ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar ²	MRH	MZ		16.18	0.02	Mn-ox + Fe-ox + Jasper (Sil+Arg)		-10*			
		MCR									
		NUR		16.40	0.010	Fe-ox + <<Mn-ox (Sil+Arg)	Subaqueous				
		CA									
		MC		16.51	0.03					-550	
		PC									

Fig. 11.79: Actividad ígnea del SO de Cerdeña y eventos hidrotermales asociados en la caldera del Sulcis para el Burdigaliense superior-Langhiniense. Características del medio en el que se producen los eventos e intervalos de tiempo aproximados para cada serie volcánica. Se restringen por edad algunos períodos de mineralizaciones de óxidos de manganeso. En negrita todas las edades obtenidas en esta tesis (¹edad en Boni et al., 1990; ²edad en Pioli, 2003). *Los eventos hidrotermales del intervalo para óxidos y jaspes se estiman con las fechas reportadas en la sección 9.5 de dataciones con U-Th-Pb (ver discusiones allí). Sólo una edad es inferida según datos disponibles para la Unidad Paringianu (valor en gris). La flecha en la base de la columna indica continuidad de la secuencia hacia la serie de riolitas inferiores (LRH) y andesitas (AND). Abreviaturas de mineralizaciones en la lista de la sección 22.

Por lo que se refiere al modelo geológico 3D realizado para el Entroterra Sulcitano con metodología de modelamiento implícito, éste abarca un área de 416.32 km² restringió a este sector porque es allí donde se dispone de una densa red de sondeos mineros realizados a testigo continuo, estudiados en la primera mitad de los 90's, y reestudiados en esta tesis.

Los materiales geológicos modelados incluyen el basamento (conjunto de rocas de edad paleozoica y mesozoica); los materiales pre-volcánicos (rocas sedimentarias del Eoceno-Oligoceno), la secuencia volcánica del Sulcis, con modelamiento de andesitas sólo hacia el sector SE y en detalle las series volcánicas riolíticas desde LRH hasta URH. Por último, se incluyen los depósitos sedimentarios cuaternarios. Para la realización del modelo se partió de la geología volcánica de superficie, del análisis foto-estructural por teledetección de esta zona; se definió un modelo estructural limitado por 9 fallas principales que controlan la evolución tectonovolcánica del sector. Estas fallas representan un régimen extensional, por lo tanto, son normales y están caracterizadas por un *set* principal casi N-S, paralelo a los lineamientos que controlan la Fosa Sarda y el Graben del Campidano, y otro secundario E-O, que en un contexto local representa un *set* radial, pero a escala regional viene condicionado por los lineamientos paralelos al Graben del Cixerri. La mayoría de las fallas tienen buzamientos entre 75°-78° y su rumbo es variable según la continuidad del plano de falla.

Se modelaron geológicamente 11 bloques de manera independiente en función de la interacción de los planos de falla, sus relaciones temporales y la continuidad lateral de las unidades ignimbríticas de los 27 sondeos existentes. El modelo en su parte alta está controlado por la topografía y alcanza una profundidad de 740 m con información de sondeos hasta 520 m. Estos bloques muestran un estilo estructural de Horst, Graben y Hemigraben que pueden presentar hundimientos de hasta 200 m, como es el caso del salto de la falla de Paringianu, en la zona del Canal de Paringianu. La tendencia general de la zona es de hundimiento de bloques al oeste controlados por las fallas principales N-S, y un escalonamiento general también hacia el SE controlado por las fallas secundarias E-O. La mayor depresión se produce en la parte central entre las fallas de Paringianu y Monte Ulmus. Este graben ha canalizado gran parte de los flujos piroclásticos comendíticos en el Entroterra Sulcitano.

El sector central del Entroterra Sulcitano presenta una gran complejidad estructural, y esto pone de manifiesto el fuerte control de las estructuras preexistentes, coincidentes con la continuidad de lineamientos del graben del Cixerri, hacia la costa. Los afloramientos y la posición estratigráfica en profundidad de las riolitas de la serie inferior (LRH) permitieron

determinar el límite topográfico de la actividad volcánica hacia el norte y noreste del Entrotierra Sulcitano, controlado principalmente por la falla de Nuraxeddu, que atraviesa de N-S todo el sector. Estas riolitas, aunque en superficie son menos volumétricas, en profundidad tienen una importante distribución.

Se definieron tres altos topográficos que marcan los límites de las fracturas de caldera. El primero y más externo corresponde con la zona de Monte Sirai, mientras que el interno corresponde con el sector de Matzaccara, un alto topográfico intermedio puede seguirse entre el Cerro Monte Ulmus y elevaciones en la misma línea hacia el sur. De acuerdo al hundimiento relativo de los bloques y las direcciones de los niveles ignimbríticos se pueden interpretar algunos centros eruptivos en el Entrotierra Sulcitano, con mayor evidencia para las series comendíticas LCO y UCO, las cuales muestran patrones radiales con direcciones intra y extra-caldera desde la intersección de 3 fracturas en las proximidades del Cerro Monte Ulmus. Finalmente, los volúmenes eruptivos obtenidos mediante el modelo indican que los productos magmáticos en el Entrotierra Sulcitano ocupan aproximadamente 21 km^3 de flujos ignimbríticos, concentrados en un período de tiempo aproximado de 1.5 Ma, según las edades más confiables por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (sanidina). Las series de mayor volumen (Fig. 12.25 del capítulo 12, reproducida nuevamente) corresponden a las riolitas inferiores (LRH= 11.54 km^3), seguida de riolitas medias (MRH= 5.78 km^3) y comenditas superiores (UCO= 2.22 km^3) mientras que un volumen menor se calcula para las riolitas superiores (URH= 1.04 km^3), y por último las comenditas inferiores (LCO= 0.91 km^3).

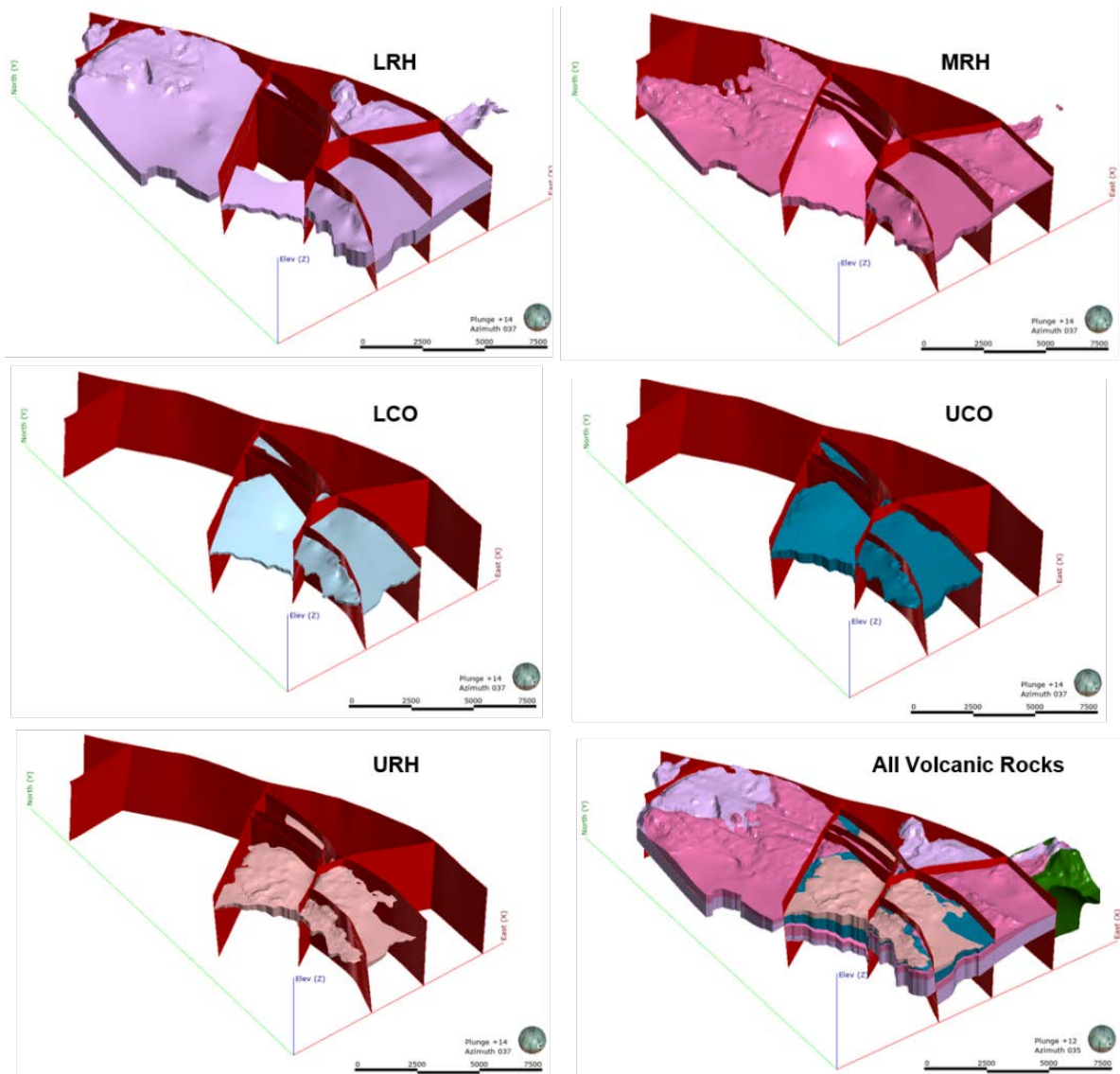


Fig. 12.25: Modelo geológico 3D final de las series que conforman la secuencia volcánica del Entrotterra Sulcitano, SO de Cerdeña, Italia.

14.1 Líneas de investigación futuras

- Datación U-Th-Pb en el grupo de unidades de la serie MRH. Las unidades y subunidades que ya poseen concentrados de zircones y están en proceso de montaje y medición son: PC, MC, CA, NUR, LCO4-B, LCO5 y AQD. Poder determinar las edades de las unidades de la serie MRH resulta clave para comprender el periodo de tiempo evolutivo de esta gran cámara magmática que muestra interacciones complejas con magmas más profundos de origen mantélico. Los minerales como el zircón resultan claves en estas unidades que carecen de sanidinas (con excepción de la Unidad NUR), y que una vez revisados los datos geocronológicos disponibles en la literatura, para los métodos K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasas y anortoclasas, aún carecen de datación válida (ver sección 8.5 del capítulo 8). Las restantes 3 unidades de las series comendíticas permitirán aportar un valor cronoestratigráfico a las definiciones de unidades obtenidas durante la cartografía de detalle y marcar el fin del evento de máxima peralcalinidad.
- Estudio de REE en zircones para comprender las edades más jóvenes y revisar los procesos de alteración hidrotermal en estas fases minerales.
- Refinar el esquema de edades con datación de titanitas por SHRIMP para conocer la edad de las rocas pantelleríticas.
- Estudio petrológico y geoquímico sistemático de diques y *sills* para evaluar y comprender como funcionan los conductos debajo de la caldera y como éstos están relacionados con las cámaras magmáticas.
- Modelamiento implícito 3D de la geología de San Pietro y Sant'Antioco
- Modelamiento implícito numérico 3D de variables geoquímicas, principalmente contenido de TREO ppm como marcador de anomalías de tierras raras.
- Estudio detallado de las fases minerales correspondiente a anfíboles, principalmente en las series peralcalinas, para comprender mejor el sistema volátiles-magma. Uso de modelos de termobarometría para sistemas ricos en flúor.
- Estudio de inclusiones fluidas en paragénesis de rocas comendíticas, ya que se han documentado numerosas inclusiones bifásicas y trifásicas en cuarzos y feldespatos principalmente de domos y lavas de la serie inferior LCO. Particularmente las comenditas LCO1-D y LCO3-L, presentan inclusiones fluidas con dos fases gaseosas, una que parece corresponder a CO_2 y la otra con F.

- Estudio detallado de biotitas en la Unidad Matzaccara para poder determinar la fugacidad de oxígeno de los magmas en la transición de series alcalinas y peralcalinas.
- Estudio con Espectroscopía Mössbauer para comprender como funciona el sistema redox en la mineralización de jaspes.
- Isotopía de oxígeno en silicatos para restringir la interacción del magma con el agua externa del sistema y calcular el grado de canibalización y reciclado en las unidades riolíticas, como p.ej. se ha realizado recientemente en la caldera de Yellowstone.
- Isotopía de oxígeno en óxidos para evaluar la proporción de fluidos magmáticos vs agua marina y/o meteórica en las mineralizaciones.
- Isotopía radiogénica de Nd en xenolitos calcosilicatados para poder concretar si existe asimilación de facies arcillosas o son exclusivamente carbonatadas.
- Uso de aprendizaje automático como *machine learning* o *deep learning* para intentar formular nuevos diagramas de clasificación de las rocas riolíticas, ya que durante esta tesis se ha logrado poner en valor una base de datos de más de 1000 muestras. La línea de trabajo debería abarcar tanto a ignimbríticas como productos lávicos, que se puedan ajustar dentro de los diferentes contextos geodinámicos a nivel mundial.

14.2 Final Conclusions

This Ph.D. thesis focus on the study of volcanic materials in the Sulcis region, SW Sardinia Island, Italy. The Oligo-Miocene volcanism of Sardinia Island has been characterized over the last decades as the product of orogenic activity due to the subduction of an oceanic plate placed somewhere at SE of the current Sardinia margin and dipping towards NW. This occurred during the anti-clockwise migration of the Corsica-Sardinia block and the coeval generation of the Nordbalearic/Liguro-Provençal oceanic space. The Sulcis region has a singularity, that is, the occurrence of peralkaline rocks at the upper part of the volcanic pile over the orogenic-like ones, including the locality-type of comendites from Le Commende on San Pietro Island. It is well-known that peralkaline rocks are recognized worldwide as markers of a distensive anorogenic geodynamic environment.

The main subjects developed as follows:

- Detailed mapping and volcanostratigraphy upgrading, the correlation between the Sulcis Mainland and the minor islands of Isola di San Pietro and Isola di Sant'Antioco, and the subdivision of each volcanic unit into different subunits considering their volcanological, geochemical and volcanostratigraphic features in terms of lithological correlation.
- Geochronology: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in feldspar and U-Th-Pb isotopic zircon studies have been conducted, preceded by a recalculation (with new decay constants) of all available dating and deperation of these units. In this way, an important number of old available inconsistent data have been refined, keeping only the coherent ones and offering a large set of new dating as well.
- These new data allow for establishing the precise chronological lapse of the peralkaline event, around 350 ka. Also, the interpolation of data and volcanostratigraphy allow for the temporal constriction of the Mn metallogenetic event related to the volcanism.
- Petrogenesis of the peralkaline units, in the framework of the studied volcanic succession and taking into account previous works referred to the petrogenesis of the Sulcis AND, LRH and MRH series.
- Petrological study of the calc-silicate xenoliths occurring at the bottom of some pyroclastic units, their pyrometamorphism phenomena, their potential protoliths as shown by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and their possible production by synthetic analog experiments, taking into account the kinetic of the paragenesis production.

- Mn mineralizations study included in the volcanic succession mainly focused on those of the Isola di San Pietro.
- Volcanostructural analysis, leading to the identification of a piecemeal caldera and implicit 3D modeling in the Sulcis Mainland over an area of 416.32 km², including a first quantitative evaluation of erupted volcanic materials on this sector.
- Regarding to the volcanological mapping. Three (3) new volcanological maps are provided for SW Sardinia, with special attention to the detailed delimitation of the peralkaline and alkaline rocks of the upper part of the Miocene volcanic succession (Isola di San Pietro at 1:30.000 scale, Isola de Sant'Antioco at 1:50.000 scale and Sulcis Mainland at 1:45.000 scale). The volcanic succession has been classified from bottom to top in 6 series: basaltic-andesites and andesites (AND), Lower Rhyolites (LRH), Middle Rhyolites, (MRH), Lower Comendites (LCO), Upper Comendites (UCO), and Upper Rhyolites (URH). An updated volcanostratigraphic log comprise 25 units drawn in the new maps. This includes 3 new units (Cala Fico Trachyandesite, Acquedotto Comendite, and Post-Calasetta (alkali) Rhyolite), and the formal description of the Pantellerite unit. Punta dei Cannoni Unit is chronostratigraphically moved from the middle part of the MRH to the bottom showing a less evolved character than the successive ones. In addition, field observations allow for the creation of 42 subunits in order to describe each eruptive and effusive event involved in each cooling unit, of which 23 of them are large enough to be represented in the maps. All these units comprise a cumulative pile of around 1300 m of volcanic rocks in thickness, although is rare to find more than 500 m in the same depocenter, both by surface geology and in the boreholes.
- A number of conclusive evidence for subaqueous volcanism are shown for the first time: hyaloclastite and hydroclastic breccias in Cala Vinagra and Genarbi subunits (LCO); thermal shock textures of the pantellerite dome in the Piramide zone, although with no clear evidence that this is affecting the dome upperparts and if the water column was a continuous fact all along lower and middle subunits. A clear E-W structure played a critical role in the restriction of these water-controlled environments towards the north.
- Blister occurrence in the upper units of the volcanic succession (from Monte Ulmus unit until Punta Mingosa one) provides evidence of several main degassing periods at the magmatic chamber, clearly related to the terminal magmatism period at Sulcis region.

- A large number of criteria have been accumulated in order to identify the caldera, starting from the tridimensional disposition of the materials and their evident flow pattern. It is can notice among others: ring structural pattern with a perpendicular to radial inner fault disposition; horst, graben, and half-graben within the caldera; the presence of rhyolites from the bottom of the LRH series with the Corona Maria Unit in Sant'Antioco; dome and lava-dome flows placed over the main faults of the caldera (also in the underground, in Sulcis Mainland); divergent extra and intra-caldera disposition of pyroclastic flows of the same unit; pronounced dipping at basal vitrophyres concomitant with main caldera collapse episodes; perimetral disposition of large degasification structures (blisters) overlapping or close to caldera main faults; vertical feeder dikes in the caldera fault areas; widespread silicification, argilification and Mn mineralization close to the caldera faults, etc.
- Petrogenesis of the peralkaline units, in the framework of the studied volcanic succession: the main news is the demonstration by the petro-geochemical study including radiogenic Sr-Nd-Pb isotopy, that some vertical stratification is present in the mantle wedge above the subduction plate. The uppermost mantle wedge related to the generation of AND LRH units has an isotopic signature marked by DMM, EM1, and in a much lesser degree EM2, while the peralkaline magma shows an EM2 signature, as well as the previous MRH units in a lesser degree. Finally, when the main distensive anorogenic phase leaves, a return (URH) to uppermost magmatic mantle sources is shown (reappearance of the EM1 source). The combined use of some selected trace element and radiogenic isotope geochemistry (i.e. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Zr/Nb) clearly demonstrate that peralkaline magmas evolve by fractional crystallization in the upper crust, as well as it allows for the detection of new batches of more pristine and deep sourced magma. Last but not least, the volcanostratigraphic upwards $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evolution clearly indicates that the peralkaline magmatic chambers erupt from top to bottom, while the Pantellerites and the last episode of UCO mark the arrival of more pristine magma from deeper crustal cameras.
- Mineralizations can be contextualized within four major events of tectonic-magmatic and hydrothermal activity in the volcanic succession of the Sulcis region.
- The first event is related to stratiform mineralizations of manganese oxides, jaspers, and ochres. It is the most important event in the Sulcis region and occurs mainly on the San Pietro island. It is genetically related to the tectonic-volcanic processes of caldera collapse after the great eruptive event of the Nuraxi Unit. A good part of the

magmatic chamber is involved in the eruption with a marked collapse, which produces a change in the local conditions of sea level, reactivation of faults limiting the horst and graben of the caldera, and circulation fluids of magmatic and marine origin. The associated hydrothermal processes affect the host rocks and produce metals precipitation in the main fault planes controlling the caldera, for example, the Punta Nera mineralizations in the Nuraxi Unit. In turn, hydrothermal vents are generated with mineralizing plumes loaded mainly with Mn, Fe, Si, Ba, which are deposited in a stratiform and/or lenticular manner. This hydrothermal system is active during the eruption, and the deposition of the Montagna di Capo Rosso (MCR) and Matzaccara (MZ) Units and U-Th-Pb zircon ages indicate a ~10 ka period. The mineralization processes related to the volcano-tectonic activity of this middle rhyolite series (MRH) let to interpret that the stratiform levels of jasper and manganese in the Capo Becco Mine are of Sedex-proximal vent type, with the average temperature range about 196^o-210^oC.

- The second hydrothermal event occurs with the peralkaline products of the first comenditic units, such as disseminated mineralizations, flow folds, nodules, breccia cement, and fault planes during the eruptive processes on domes at the bottom of the LCO series and in their associated ignimbrites. This activity is temporarily detached from the first event at about 220 ka. Mineralizations are hydrothermal-epigenetic type. The extruded Trachyandesite series, in contact with mineralized areas, presents a strong hydrothermal alteration with no Mn oxide precipitation.
- A third hydrothermal event of lesser magnitude occurs during the eruption of the Mount Ulmus Unit, with concentrations of manganese oxides limited to unusual disseminations in the basal vitrophyre and precipitation of manganese and iron oxides in magmatic flow folds or planes produced by the intense reomorphism of the UCO3-A subunit (unit central level). The temporal gap separating this third event from the second is ~140 ka. In this scenario, the pyrometamorphism processes between the top of the carbonate chamber become relevant, producing a significant increase in CO₂. Hydrothermal phenomena occur mainly in the UCO3-B subunit (at the unit top).
- A fourth and last hydrothermal event occurs both north and south of the San Pietro island in association with blisters on the Post-Calassetta and Punta Mingosa Units. The time range between this event and the previous one is ~229 ka. This system is heavily controlled by the caldera structures and their associated faults. Hydrothermalism products and fluid circulation translate into precipitation of iron

oxides and argillization, mainly in Post-Calasetta blisters (a process similar to the one occurring in UCO3-A blisters) and intense alteration of a Punta Mingosa (Geniò) area with clay products and opal.

- The 3D implicit geological model starts from the volcanic surface geology and the photostructural remote sensing analysis. A structural model controlled by 9 main extensional faults rules the tectovolcanic evolution of Sulcis Mainland. A dominant N-S set (parallel to the one of the Sardinian trough) and a secondary E-O set locally close to a radial one, but parallel to the Cixerri Graben on a large scale, control most of tectonic expression in the surface, with an overall dip of 75°-78° for most faults. Geologically, 11 blocks were modelled taking into account fault interactions, temporal relationships expressed by volcanic units, and underground lateral continuity of the ignimbrite flows testified in 27 mining boreholes. This model is controlled by topography in its upper part and reaches 740 m, including borehole information since 520 m. The blocks show a structural pattern marked by Horst, Graben and Half-graben with vertical movements reaching some 200 m (e.g. Paringianu fault). The main trend is a gradual collapse of the blocks towards west, drawn by the main N-S faults, and it is associated to a SE similar succession of steps controlled by the minor W-O faults. The largest depression is placed in the central sector, in between Paringianu and Monte Ulmus faults. This graben channeled most of the pyroclastic comenditic flows in Sulcis Mainland.
- The central part of Sulcis Mainland displays a great structural complexity, a fact related to the basement faults of Cixerri Graben origin that continue until the current coast shoreline. The surface geology and the borehole record has allowed for the topographic delimitation towards north and northwestern in Sulcis Mainland; that is mainly related to the Nuraxeddu fault, crosscutting N-S all the region. The LRH series crop out in an apparent minor volume on the surface but are largely expressed underground. Up to three topographic highs mark the caldera faults, the outermost is at Monte Sirai and the innermost is placed at the Matzaccara sector. An intermediate high can be followed from Monte Ulmus hill towards the south. In the case of comenditic units, LCO and UCO, a radial pattern sometimes flowing in opposite senses provides a clear image of intra-caldera and extra-caldera flows (e.g. the radial pattern in the three faults crossing at Monte Ulmus hill).
- A consequence of the 3D geological model is the quantitative evaluation of magmatic volumes in Sulcis Mainland, around 21 km³ of ignimbrite flows erupted

over a period of 1.5 Ma (LRH= 11.54 km³, MRH= 5.78 km³, UCO= 2.22 km³ URH= 1.04 km³, LCO= 0.91 km³).

15. REFERENCIAS

Las referencias siguen el estilo APA 6th edición.

15.1 Bibliografía

- Acocella, V. (2007). Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews*, 85(3-4), 125-160. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.004>
- Acocella, V., Korme, T., Salvini, F., & Funicello, R. (2003). Elliptic calderas in the Ethiopian Rift: control of pre-existing structures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119(1-4), 189-203. doi: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00342-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00342-6)
- Adachi, M., Yamamoto, K., & Sugisaki, R. (1986). Hydrothermal chert and associated Siliceous Rocks from the northern Pacific: Their Geological significance as indication of ocean ridge activity. *Sedimentary Geology*, 47(1-2), 125-148. doi: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(86\)90075-8](https://doi.org/10.1016/0037-0738(86)90075-8)
- Aelion, C. M., Höhener, P., Hunkeler, D., & Aravena, R. (Eds.). (2009). *Environmental isotopes in biodegradation and bioremediation*. CRC Press. 464p. ISBN 9781566706612
- Aguirre-Díaz, G. J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J., & Gutiérrez-Palomares, I. (2008). *Chapter 4: The Ignimbrite Flare-Up and Graben Calderas of the Sierra Madre Occidental, Mexico*. In *Developments in Volcanology Vol. 10*, 143-180. doi: [https://doi.org/10.1016/S1871-644X\(07\)00004-6](https://doi.org/10.1016/S1871-644X(07)00004-6)
- Agus, M., Assorgia, A., Coccozza, T., De Candia, T., Fadda, A., Gandin, A., Gimeno, D., Ottelli, L., Salvadori, D., Sardu, G., Secchi, G., Tocco, S. (1994): Cap. II. Geologia, in Fadda, A. Ottelli, L & Perna, G. "*Il bacino carbonifero del Sulcis. Geologia, Hidrogeologia, Miniere*", Carbosulcis, Edisar, Cagliari. 26-72
- Aldega, L., Viola, G., Casas-Sainz, A., Marcén, M., Román-Berdiel, T., & van der Lelij, R. (2019). Unraveling Multiple Thermotectonic Events Accommodated by Crustal-Scale Faults in Northern Iberia, Spain: Insights from K-Ar Dating of Clay Gouges. *Tectonics*, 38(10), 3629-3651. doi: <https://doi.org/10.1029/2019TC005585>
- Aldrich, L. T., & Nier, A. O. (1948). Argon 40 in potassium minerals. *Physical Review*, 74(8), 876. doi: <https://doi.org/10.1103/PhysRev.74.876>

-
- Aldrich, L.T., & Wetherill, G.W. (1958). Geochronology by Radioactive Decay. *Annual Review of Nuclear Science*, 8, 257-298. doi: <https://doi.org/10.1146/annurev.ns.08.120158.001353>
- Anadón, P., Colombo, F., Esteban, M., Marzo, M., Robles, S., Santanach, P., & Solé Sugranyes, Ll. (1979). Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geológica Hispánica, Volum Homenatge a Lluís Solé i Sabaris*, 14, 242-270
- Andersen, N.L., Jicha, B.R., Singer, B.S., & Hildreth, W. (2017). Incremental heating of Bishop Tuff sanidine reveals pre-eruptive radiogenic Ar and rapid remobilization from cold storage. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114, 12407-12412. doi: <https://doi.org/10.1073/pnas.1709581114>
- Aramaki, S. (1984). Formation of the Aira caldera, southern Kyushu, approx 22 000 years ago. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10), 8485-8501. doi: <https://doi.org/10.1029/JB089iB10p08485>
- Argnani, A., & Savelli, C. (1999). Cenozoic volcanism and tectonics in the southern Tyrrhenian sea: Space-time distribution and geodynamic significance. *Journal of Geodynamics*, 27(4-5), 409-432. doi: [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(98\)00025-8](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(98)00025-8)
- Araña, V., Barberi, F., & Santacroce, R. (1974). Some data on the comendite type area of San Pietro and Sant'Antioco islands, Sardinia. *Bulletin Volcanologique*, 38(2), 725-736. doi: <https://doi.org/10.1007/BF02596905>
- Assorgia, A., Barca, S. & Spano C. (1997). A synthesis on the Cenozoic stratigraphic, tectonic and volcanic evolution in Sardinia (Italy). *Bollettino della Società Geologica Italiana. Roma*, 116, 407-420.
- Assorgia, A., Balogh, K., Lecca, L., Ibba, A., Porcu, A., Secchi, F., & Tilocca, G. (1995). Volcanological Characters and Structural Context of Oligo-Miocene Volcanic Successions from Central Sardinia (Italy). Ed. Polino Riccardo e Sacchi Rosalino. Accademia Nazionale delle Scienze, Roma. *Atti del Convegno. Rapporti Alpi-Appennino e Guide Alle Escursioni, Peveragno, 31 Maggio-1 Giugno 1994*, 14, 397-424.
- Assorgia, A., Cincotti, F., Fadda, E., Gimeno, D., Morra, V., Ottelli, L., & Secchi, F.A. (1994). Il complesso comenditico miocenico dell'entroterra sulcitano (Sardegna Sud-occidentale). Caratteri geologici, vulcanologici e petrochimici. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 49, 347-362.
- Assorgia, A., & Gimeno, D. (1994). Coeval genesis of pillow lava on the sea floor and under a thin cover of unlithified sediments (and associated formation of peperites). *Geologie En Mijnbouw*, 62. 363-373.
-

-
- Assorgia, A., Fadda, E. & Ottelli, L. (Eds). (1993). Carta Geologica del bacino carbonifero del Sulcis (Sardegna Sud Occidentale). CarboSulcis S.p.A., Escala 1:25.000. Mapa geológico impreso en hoja única a color. S.EL.CA. S.n.C., Firenze.
- Assorgia, A., Brotzu P., Callegari E. & Fadda E. (Eds) (1992) a. Carta geopetrografica in scala 1:50.000 del Distretto Vulcanico del Sulcis (Sardegna Sud-Occidentale). S.EL.CA. S.n.C., Firenze.
- Assorgia, A., Fadda, A., Gimeno, D., Morra, V., Otelli, L., Pujolriu, L. & Secchi, F.A. (1992) b. Tectono-sedimentary evolution of the Upper Tertiary volcanic succession of Sulcis area (SW Sardinia, Italy). *Paleontologia i Evolució*, (24–25), 307-320.
- Assorgia, A., Cincotti, F., Fadda, E., Gimeno, D., Morra, V., Ottelli, L., & Secchi, F.A. (1992) c. Caratteri vulcanologici e petrografici delle successioni “ignimbrtiche” terziarie del Sulcis (Sardegna sud-occidentale). *Guida alle escursioni sui depositi piroclastici cenozoici sardi. Riunione scientifica*, 32-60.
- Assorgia, A., Barca, S., Cocozza, T., Decandia, F. A., Fadda, A., Gandin, A. & Ottelli, L. (1992) d. Characters of the Cenozoic sedimentary and volcanic succession of western Sulcis (SW Sardinia). Contribution to the geology of Italy with special regard to the Palaeozoic basement: *International Geological Correlation Program*, 276, 17-20.
- Assorgia, A., Barca, S., Rizzo, R., Spano, C. (1992) e. The beginning of the lower Miocene marine sedimentation in western Sardinia (Italy) and its implication with the Oligocene-Miocene rift system. Prodeedings of the IX Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Global events and Neogene evolution of the Mediterranean, Barcelona, 19-24 Novembre 1990. *Paleontologia i evolució*, 24-25. 295-305.
- Assorgia, A., Fadda, A., Gimeno Torrente, D., Morra, V., Ottelli, L., & Secchi, F.A. (1990) a. Le successioni ignimbrtiche terziarie del Sulcis (Sardegna Sud-Occidentale). *Memorie della Società Geologica Italiana*, 45, 951-963.
- Assorgia, A., Fadda, A., Gimeno Torrente, D., Morra, V., Ottelli, L., Pujolriu, L.I., & Secchi, F.A. (1990) b. First data on the tertiary volcanic successions from Sulcis region (SW Sardinia, Italy). IAVCEI 90 Mainz (RFA), 3-8 settembre, 1990. *International Volcanological Congress 1990, Abstract Volume 5*.
- Assorgia, A., Fadda, A., Gimeno Torrente, D., Morra, V., Ottelli, L., & Secchi, F.A. (1990) c. Risultati preliminari sullo studio delle successioni vulcaniche terziarie del Sulcis (Sardegna sud_occidentale). *75° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, "La Geologia italiana degli anni'90". Milano (Italia), 10-12 settembre 1990, Volume Riassunti Posters: 3-5*.
-

-
- Assorgia, A. (1990) d. 1° Rapporto sullo studio Geologico/Vulcanologico dei Carottaggi effettuati nel corso delle campagne di prospezione (1979-1987) dalla Carbosulcis S.p.A. Parte 1^a e 2^a. Sett.89-Gen.90. (Unpublished). Università di Cagliari. Sardegna. Italia.
- Bachmann, O., Schoene, B., Schnyder, C., & Spikings, R. (2010). The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U/Pb dating of young rhyolites in the Kos-Nisyros volcanic complex, Eastern Aegean Arc, Greece: Age discordance due to excess ^{40}Ar in biotite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(8), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010GC003073>
- Bacon, C. R. (1983). Eruptive history of Mount Mazama and Crater Lake Caldera, Cascade Range, U.S.A. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 18(1–4), 57-115. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(83\)90004-5](https://doi.org/10.1016/0377-0273(83)90004-5)
- Bailey, J. C., Gwozdz, R. ., Rose-Hansen, J., & Sørensen, H. (2001). Geochemical overview of the Ílímaussaq alkaline complex. *Geology of Greenland Survey Bulletin*, 190(1), 35-53.
- Bailey D.K. (1989) *Peralkaline igneous rocks*. In: *Petrology*. Encyclopedia of Earth Science. Springer, Boston, MA. doi: https://doi.org/10.1007/0-387-30845-8_175
- Baksi, A.K., Archibald, D.A., & Farrar, E. (1996). Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards. *Chemical Geology*, 129(3-4), 307–324. doi: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00154-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00154-9)
- Balcaen, L., De Schrijver, I., Moens, L., & Vanhaecke, F. (2005). Determination of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotope ratio in USGS silicate reference materials by multi-collector ICP-mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry*, 242(2–3), 251–255. <https://doi.org/10.1016/j.ijms.2004.10.025>
- Barca, S., & Costamagna, L. G. (2010). New stratigraphic and sedimentological investigations on the Middle Eocene–Early Miocene continental successions in southwestern Sardinia (Italy): Paleogeographic and geodynamic implications. *Comptes Rendus Geoscience*, 342(2), 116–125. doi: <https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.01.009>
- Bau, M., Schmidt, K., Koschinsky, A., Hein, J., Kuhn, T., & Usui, A. (2014). Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium. *Chemical Geology*, 381, 1-9. doi: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.05.004>
- Bau, M., Romer, R. L., Lüders, V., & Dulski, P. (2003). Tracing element sources of hydrothermal mineral deposits: REE and Y distribution and Sr-Nd-Pb isotopes in fluorite from MVT deposits in the Pennine Orefield, England. *Mineralium Deposita*, 38(8), 992-1008. doi: <https://doi.org/10.1007/s00126-003-0376-x>
-

-
- Bautista CB (1996) The Mount Pinatubo disaster and the people of Central Luzon. In: Newhall CG, Punongbayan RS (eds) Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines. University of Washington Press, Seattle.
- Battaglia, S., & Gherardi, F. (2017). Pre-Variscan Ba Enrichment in Rocks Adjacent to the Sardinic Unconformity (SW Sardinia, Italy). *Procedia Earth and Planetary Science*, 17, 173-176. doi: <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2016.12.047>
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Mameli, P., & Natali, C. (2013). Miocene shoshonite volcanism in Sardinia: Implications for magma sources and geodynamic evolution of the central-western Mediterranean. *Lithos*, 180, 128-137. doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.006>
- Beccaluva, L., Bianchini, G., Natali, C., & Siena, F. (2011). Geodynamic control on orogenic and anorogenic magmatic phases in Sardinia and Southern Spain: inferences for the Cenozoic evolution of the western Mediterranean. *Lithos*, 123(1-4), 218-224. doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.01.007>
- Beccaluva, L., Brotzu, P., Macciotta, G., Morbidelli, L., Serri, G., & Traversa, G. (1989). Cainozoic tectono-magmatic evolution and inferred mantle sources in the Sardo-Tyrrhenian area. In A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo & G.B. Vai (Eds.). "The lithosphere in Italy. Advances in earth science research. A mid-term conference (5-6 may 1987)", *Atti dei Convegni Lincei 1989, Accademia Nazionale dei Lincei*, 80, 229-248.
- Beccaluva, L., Civetta, L., Macciotta, G., & Ricci, C.A.A. (1985). Geochronology in Sardinia: results and problems. *Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 40, 57-72.
- Bellon, H. (1976). Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour méditerranéen occidental, comparées dans leur cadre géochronométrique; implications géodynamiques. (Unpublished Ph.D. Thesis). Université Paris-Orsay, France. 367 p.
- Bellon, H., Coulon, C., & Edel, J.B. (1977). Le déplacement de la Sardaigne; synthèse des données géochronologiques, magmatiques et paleomagnétiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(4), 825-831. doi: <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.4.825>
- Belousov, A., Walter, T. R., & Troll, V. R. (2005). Large-scale failures on domes and stratocones situated on caldera ring faults: Sand-box modeling of natural examples from Kamchatka, Russia. *Bulletin of Volcanology*, 67(5), 457-468. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-004-0387-1>
- Benjamini, Y. (1988). Opening the Box of a Boxplot. *The American Statistician*, 42(4), 257-262. doi: <https://doi.org/10.2307/2685133>
-

-
- Bertolio, S. (1895). Sulle Comenditi, nuovo gruppo di rioliti con aegirina. *Rendiconti delle Sedute della Reale Accademia dei Lincei*. Memorie e Note del 4 agosto 1895, 48-49.
- Bertolio, S. (1896). Appunti geologico-minerari sull'isola di San Pietro (Sardegna). *Bollettino del Comitato Geologico d'Italia*, 27(4), 405-421.
- Bertolio, S. (1897). Sulle composizione chimica dell Comenditi. *Rendiconti delle Sedute della Reale Accademia dei Lincei*. Memorie e Note Sezione 5^o, 5 (4), 150-152.
- Bindeman, I. N., Leonov, V. L., Izbekov, P. E., Ponomareva, V. V., Watts, K. E., Shipley, N. K., & Schmitt, A. K. (2010). Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar-Ar and U- Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189(1-2), 57-80.
- Blatt, H., Middleton, G. y Murray, R. (1972). *Origin of sedimentary rocks*, Prentice-Hall Inc, Englewood Cliffs New Jersey, 634p.
- Bodnar, R. J. (1993). Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3), 683–684. doi: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(93\)90378-A](https://doi.org/10.1016/0016-7037(93)90378-A)
- Boehnke, P., Watson, E. B., Trail, D., Harrison, T. M., & Schmitt, A. K. (2013). Zircon saturation re-revisited. *Chemical Geology*, 351, 324-334. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.028>
- Böhlke, J.K., de Laeter, J.R., De Bièvre, P., Hidaka, H., Peiser, H.S., Rosman, K.J.R., & Taylor, P.D.P., (2005). Isotopic Compositions of the Elements. *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 34(1), 57-67. doi: <https://doi.org/10.1063/1.1836764>
- Boni, M., Del Vecchio, L., & Lirer, L. (1990). Considerazioni sul vulcanismo esplosivo Miocenico della Sardegna S-W. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 45, 989-1000.
- Borba, M. L., C. G. Tassinari, C., Kirk, J., & Ruiz, J. (2020). Ages and isotope evolution of the Agua Rica Cu-Au Porphyry-Epithermal Deposit, NW Argentina. *Ore Geology Reviews*, 103395. doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103395>
- Bohrson, W. A., & Reid, M. R. (1997). Genesis of silicic peralkaline volcanic rocks in an ocean island setting by crustal melting and open-system processes: Socorro Island, Mexico. *Journal of Petrology*, 38(9), 1137-1166. doi: <https://doi.org/10.1093/petroj/38.9.1137>
- Bohrson, W. A., Reid, M. R., Grunder, A. L., Heizler, M. T., Harrison, T. M., & Lee, J. (1996). Prolonged history of silicic peralkaline volcanism in the eastern Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B5), 11457-11474. <https://doi.org/10.1029/96JB00329>
-

-
- Bonatti, E., Kramer, T., Rydell, H. (1972). *Classification and genesis of sub-marine iron manganese deposits*, in: D. Horn (Ed.), *Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor*, National Science Foundation, Washington, D.C, 1972,. 146e165 pp.
- Bosworth, W., Burke, K., & Strecker, M. (2003). Effect of stress fields on magma chamber stability and the formation of collapse calderas. *Tectonics*, 22(4), 1-21. doi: <https://doi.org/10.1029/2002TC001369>
- Boynton, W. V. (1984). Chapter 3-Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In P.H.B.T.D. in Geochemistry (Ed.). *Rare Earth Element Geochemistry Volume 2*, 63-114. Elsevier. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- Branney, M. J., Kokelaar, P. (2002). *Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites*. Geological Society of London. *Memories*, 27. 152p. ISBN: 1-86239-097-5.
- Brugman, K. K., & Till, C. B. (2019). A low-aluminum clinopyroxene-liquid geothermometer for high-silica magmatic systems. *American Mineralogist*, 104(7), 996-1004. doi: <https://doi.org/10.2138/am-2019-6842>
- Bryan, W.B. (1972). Morphology of quench crystals in submarine basalts. *Journal of Geophysical Research Volume 77(29)*, 5812-5819. doi: <https://doi.org/10.1029/JB077i029p05812>
- Buret, Y., Wotzlaw, J.-F., Roozen, S., Guillong, M., VonQuadt, A., & Heinrich, C. A. (2017). Zircon petrochronological evidence for a plutonic-volcanic connection in porphyry copper deposits. *Geology*, 1-4. doi: <https://doi.org/10.1130/G38994.1>
- Buret, Y., VonQuadt, A., Heinrich, C. A., Selby, D., Wälle, M., & Peytcheva, I. (2016). From a long-lived upper-crustal magma chamber to rapid porphyry copper emplacement: Reading the geochemistry of zircon crystals at Bajo de la Alumbrera (NW Argentina). *Earth and Planetary Science Letters*, 450, 120-131. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.017>
- Bursik, M. (2009). A general model for tectonic control of magmatism: Examples from Long Valley Caldera (USA) and El Chichón (México). *Geofísica Internacional*, 48(1), 171-183. doi: <https://doi.org/10.22201/igf.00167169p.2009.1.106>
- Burt, J. B., Downs, R. T., & Costin, G. (2007). Single-crystal X-ray refinement of wilkinsonite, Na₂Fe₄₂+Fe₂₃+Si₆O₂₀. *Acta Crystallographica Section E Structure Reports Online*, 63(5), i122-i124. doi: <https://doi.org/10.1107/S1600536807015048>
- Busachi, A. (1913). Su alcuni giacimenti manganesiferi in Sardegna. *Iglesia*, 16p.
- Cabanis, B., Cochemé, J. J., Vellutini, P. J., Joron, J. L., & Treuil, M. (1990). Post-collisional Permian volcanism in northwestern Corsica: an assessment based on mineralogy and
-

- trace-element geochemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44(1–2), 51–67. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90011-4](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90011-4)
- Cabanis, B., & Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 309(20), 2023-2029.
- Cadoni, E. y Perna, G. (2007). Ocre dell'Isola di San Pietro. Sardegna. Atti del XX Congresso Nazionale di Speleologia, Iglesias. 27-30 aprile 2007. *Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia. s. II (XXI)*. 2008. 226-230.
- Canet, C., Anadón, P., Alfonso, P., Prol-Ledesma, R. M., Villanueva-Estrada, R. E., & García-Vallès, M. (2013). Gas-seep related carbonate and barite authigenic mineralization in the northern Gulf of California. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 147–165. doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.02.011>
- Canet, C., Prol-Ledesma, R. M., Torres-Alvarado, I., Gilg, H. A., Villanueva, R. E., & Cruz, R. L. S. (2005). Silica-carbonate stromatolites related to coastal hydrothermal venting in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*, 174(1–2), 97–113. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.12.001>
- Caron, C, Lancelot, J., Omenetto, P. y Orgeval, J.J. (1997). Role of the Sardinic tectonic phase in the metallogenesis of SW Sardinia (Iglesiente): lead isotope evidence, *European Journal of Mineralogy* 9(5), 1005-1016.
- Carmignani, L., Oggiano, G., Funedda, A., Conti, P., Pasci, S. (2016). The geological map of Sardinia (Italy) at 1:250,000 scale. *Journal of Maps* 12:5, 826-835.
- Carmignani, L., Funedda, A., Oggiano, G., & Pasci, S. (2004). Tectono-sedimentary evolution of southwest Sardinia in the Paleogene: Pyrenaic or Apenninic Dynamic? *Geodinamica Acta*, 17(4), 275-287.
- Carrazana, A., Novembre, D., & Gimeno, D. (2018). Pyrometamorphism in calc-silicate xenoliths of the Monte Ulmus pyroclastic comenditic unit, SW Sardinia, Italy: mineralogical and isotopic characterization. *Geogaceta*, 63, 103-106.
- Cas, R., & Wright, J. (2012). *Volcanic successions modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions*. First Edition 1987. Springer Science & Business Media. 531p.
- Castañares, L.M., Robles, S., Gimeno, D., & Vicente, J.C. (2001). The submarine volcanic system of the Errigoiti Formation (Albian-Santonian of the Basque-Cantabrian basin,

- Northern Spain): Stratigraphic framework, facies and sequences. *Journal of Sedimentary Research*, 71(2), 318-333.
- Casula, G., Cherchi, A., Montadert, L., Murru, M., & Sarria, E. (2001). The Cenozoic graben system of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data. *Marine and Petroleum Geology*, 18(7), 863-888. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0264-8172\(01\)00023-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0264-8172(01)00023-X)
- Charlier, B. L. A., Wilson, C. J. N., Lowenstern, J. B., Blake, S., Van Calsteren, P. W., & Davison, J. P. (2005). Magma Generation at a Large, Hyperactive Silicic Volcano (Taupo, New Zealand) Revealed by U–Th and U–Pb Systematics in Zircons. *Journal of Petrology*, 46(1), 3–32. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh060>
- Chen, H., Tian, Z., Tuller-Ross, B., Korotev, R.L., & Wang, K. (2019). High-precision potassium isotopic analysis by MC-ICP-MS: an inter-laboratory comparison and refined K atomic weight. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 34(1), 160-171. doi: <https://doi.org/10.1039/C8JA00303C>
- Cherchi, A., Mancin, N., Montadert, L., Murru, M., Putzu, M. T., Schiavinotto, F., & Verrubbi, V. (2008). The stratigraphic response to the Oligo-Miocene extension in the western Mediterranean from observations on the Sardinia graben system (Italy). *Bulletin de La Societe Geologique de France*, 179(3), 267-287. doi: <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.179.3.267>
- Cherchi, A. & Montadert, L. (1982). a. Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin. *Nature*, 298(5876), 736-739.
- Cherchi, A. & Montadert, L. (1982).b. Il sistema di rifting oligo-miocenico del mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul Terziario sardo. *Memorie della Società Geologica Italiana*, 24, 387-400.
- Cherniak, D. & Watson, E. (2001). Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 172(1-2), 5-24. doi: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00233-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00233-3)
- Choquette, P. W., & Pray, L. C. (1970). Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates: *Bulletin American Association Petroleum Geologists*, v.54, 207-250.
- Cincotti, F., Baloch, K., & Assorgia, A. (1994). Strongly explosive products-collapse column related- from Sulcis area (SW Sardinia, Italy). Volcanological and K/Ar geochronology data and implication for structural evolution. In: *15th IAS Regional Meeting Ischia, De Frede, Napoli*. 116-118.
- Cincotti, F., Assorgia, A., Fadda, A., Farns, M., Gimeno, D., Morra, V., Otelli, L., Rizzo, R., & Secci, F. A. (1992). Il Complesso Ignimbrico di Acqua Sa Canna (Sulcis, Sardegna

- SO), Riunione Scientifica. Ignim- briti Cenozoiche Sarde. Guida alle escursioni sui depositi piroclastici cenozoici sardi. Ricostruzione della storia evolutiva dei vulcani. Genesi ed evoluzione del magmatismo. Rapporti tra vulcanismo e tettonica. Sardegna, 9-12 Giugno 1992.
- Cioni, R. & Funedda, A. (2005). Structural geology of crystal-rich, silicic lava flows: A case study from San Pietro Island (Sardinia, Italy). *Special papers - Geological Society of America*, 396, 1-14. doi: [https://doi.org/10.1130/2005.2396\(01\)](https://doi.org/10.1130/2005.2396(01))
- Cioni, R., Salaro, L., & Pioli, L. (2001). The Cenozoic volcanism of San Pietro Island (Sardinia, Italy). *Rendiconti del Seminario della Facolta di Scienze dell'Universita di Cagliari*, 71(2), 149-163.
- Civetta, L., D'Antonio, M., Orsi, G., & Tilton, G. (1998). The Geochemistry of Volcanic Rocks from Pantelleria Island, Sicily Channel: Petrogenesis and Characteristics of the Mantle Source Region. *Journal of Petrology*, 39(8), 1453-1491. <https://doi.org/10.1093/petrology/39.8.1453>
- Civetta, L., Orsi, G., Scandone, P., & Pece, R. (1978). Eastwards migration of the Tuscan anatectic magmatism due to anticlockwise rotation of the Apennines. *Nature* 276(5688), 604-606.
- Claiborne, L. L., Miller, C. F., Gualda, G. A. R., Carley, T. L., Covey, A. K., Wooden, J. L., & Fleming, M. A. (2018). Zircon as Magma Monitor: Robust, Temperature-Dependent Partition Coefficients from Glass and Zircon Surface and Rim Measurements from Natural Systems. In D. E. Moser, F. Corfu, J. R. Darling, S. M. Reddy, & K. Tait (Eds.), *Microstructural Geochronology* (First Edit, p. 33). John Wiley & Sons, Inc.
- Cocozza, T. Jacobacci, A. Nardi, R. Salvadori, I. (1974). Shema stratigrafico-strutturale del Massiccio Sardo-Corso e minerogenesi della Sardegna. *Memorie della Società Geologica Italiana*, XIII(76), 85-186.
- Cohen, K.M., Harper, D.A.T., & Gibbard, P.L. (2020). ICS International Chronostratigraphic Chart 2020/01. *International Commission on Stratigraphy, IUGS*. Retrieved from: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2020-01.pdf> (Last access: 2020/01/10).
- Cole, R.B. & DeCelles, P.G. (1991). Subaerial to submarine transitions in early Miocene pyroclastic flow deposits, southern San Joaquin basin, California, *Geological Society American Bulletin* 103(2): 221–235. doi : [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0221:STSTIE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0221:STSTIE>2.3.CO;2)
- Conte, A. M., Cuccuru, S., D'Antonio, M., Naitza, S., Oggiano, G., Secchi, F., ... Cifelli, F. (2017). The post-collisional late Variscan ferroan granites of southern Sardinia (Italy):

- Inferences for inhomogeneity of lower crust. *Lithos*, 294–295(October), 263–282. doi : <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.09.028>
- Conte, A. M., Palladino, D. M., Perinelli, C., & Argenti, E. (2010). Petrogenesis of the high-alumina basalt-andesite suite from Sant'Antioco Island, SW Sardinia, Italy. *Periodico Di Mineralogia*, 79(1), 27–55. doi : <https://doi.org/10.2451/2010PM0002>
- Conticelli, S., Guarnieri, L., Farinelli, A., Mattei, M., Avanzinelli, R., Bianchini, G., Venturelli, G. (2009). Trace elements and Sr-Nd-Pb isotopes of K-rich, shoshonitic, and calc-alkaline magmatism of the Western Mediterranean Region: Genesis of ultrapotassic to calc-alkaline magmatic associations in a post-collisional geodynamic setting. *Lithos*, 107(1–2), 68–92. doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.07.016>
- Corbett, G.J., and Leach, T.M., (1998). Southwest Pacific rim gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization: *Economic Geology, Special Publication 6*, 238p. Society of Economic Geologists.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O., & Kinny, P. (2003). Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), 469-500. doi: <https://doi.org/10.2113/0530469>
- Costamagna, L. G., & Schäfer, A. (2018). Evolution of a Pyrenean molassic basin in the Western Mediterranean area: The Eocene-Oligocene Cixerri Formation in Southern Sardinia (Italy). *Geological Journal*, 53(1), 424–437. doi. <https://doi.org/10.1002/gj.2911>
- Costamagna, L.G. & Barca, S. (2008). Stratigraphy and Depositional Architecture of the continental Middle Eocene-Early Miocene successions of Southwestern Sardinia: changing tectostratigraphic significance of the “Cixerri Fm.” Auct. along times? *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana, Note Brevi*, 3, 270-271.
- Coulon, C. (1977). Le volcanisme calco-alkalin cénozoïque de Sardaigne (Italie): pétrographie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites, signification géodynamique. Mémoire ou thèse (Ph.D. Thesis). Université Paul Cézanne, Marseille, 2 vol. 385 p.
- Coulon, C., Demant, A., & Bellon, H. (1974). Premières datations par la méthode K/Ar de quelques laves cénozoïques et quaternaires de Sardaigne Nord-Occidentale. *Tectonophysics*, 22, 41-57. doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(74\)90034-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(74)90034-1)
- Crerar, D. A., Namson, J., Chyi, M. S., Williams, L., & Feigenson, M. D. (1982). Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage; I, General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers. *Economic Geology*, 77(3), 519-540. doi : <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.77.3.519>

-
- Crerar, D. A., & Barnes, H. (1974). Deposition of deep-sea manganese nodules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(2), 279–300. Ddi: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90111-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90111-2)
- Darling, R. S. (1991). An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions: Implications for P-T isochore location. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(12), 3869–3871. doi : [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90079-K](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90079-K)
- Davies, G.R. & Macdonald, R. (1987). Crustal influences in the petrogenesis of the Naivasha Basalt-Comendite Complex: combined trace elements and Sr-Nd-Pb isotope constraints. *Journal of Petrology*, 28 (6): 1009-1031. doi: <https://doi-org.sire.ub.edu/10.1093/petrology/28.6.1009>
- Dazé, A., Lee, J.K.W., & Villeneuve, M. (2003). An intercalibration study of the Fish Canyon sanidine and biotite ⁴⁰Ar/³⁹Ar standards and some comments on the age of the Fish Canyon Tuff. *Chemical Geology*, 199(1-2), 111-127. doi: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00079-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00079-2)
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (2013). *Rock-forming Minerals. Vol. 4A Frameworks silicates: Feldspars* (258-259 p). 3rd Edition. M. J. Wilson editor The Geological Society. doi: <https://doi.org/10.1180/DHZ>
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (1965) a. *Rock-forming Minerals. Vol. 1 Ortho- and Ring Silicates. Zircon* (418-443 p). 2nd Edition. M. J. Wilson editor. The Geological Society 2001.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (1965) b. *Rock-forming Minerals. Vol. 3C Sheet Silicate. Clay Minerals* (279-295 p). 2nd Edition. M. J. Wilson editor The Geological Society 2001.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. (1965) c. *Rock-forming Minerals. Vol. 3A Micas* (691-699 p). 2nd Edition. M. J. Wilson editor The Geological Society 2001.
- Deering, C. D., Keller, B., Schoene, B., Bachmann, O., Beane, R., & Ovtcharova, M. (2016). Zircon record of the plutonic-volcanic connection and protracted rhyolite melt evolution. *Geology*, 44(4), 267–270. doi: <https://doi.org/10.1130/G37539.1>
- D’Elia, L., & Martí, J. (2013). Caldera events in a rift depocentre: an example from the Jurassic Neuquén basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 170(4), 571-584. doi: <https://doi.org/10.1144/jgs2012-116>
- Deino, A., Gattacceca, J., Rizzo, R., & Montanari, A. (2001). ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating and paleomagnetism of the Miocene volcanic succession of Monte Furru (Western Sardinia):
-

- Implications for the rotation history of the Corsica-Sardinia Microplate. *Geophysical Research Letters*, 28(17), 3373-3376. doi: <https://doi.org/10.1029/2001GL012941>
- De Groot, A.J. (1964). Origin and Transport of mud (fraction <16 microns) in Coastal Waters from the Western Scheldt to the Danish Frontier. Deltaic and shallow marine deposits. Proceedings of the 6th International Sedimentological Congress, The Netherlands and Belgium, 1963. Ed. van Straaten, L. M. J. U. (1964). Elsevier. 93-100.
- De Jong, K.A., Manzoni, M., Stavenga, T., Van Dijk, F., Van Der Voo, R., & Zijdeveld, J.D.A. (1973). Palaeomagnetic evidence for rotation of Sardinia during the Early Miocene. *Nature*, 243(5405), 281-283.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R 1 R 2 -diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1-4), 183-210. doi: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- de Silva, S., & Lindsay, J. M. (2015). Primary Volcanic Landforms. In The Encyclopedia of Volcanoes (Second Ed. Elsevier). Chapter 15. 273-297p. *The Encyclopedia of Volcanoes*. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00015-8>
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E., & Hutton, D.H.W. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 265-283. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.045.01.15>
- DePaolo, D.J. (1988). *Neodymium Isotope Geochemistry. An Introduction (20)*. Springer, New York, 187p. doi: 10.1007/978-3-642-48916-7.
- Dieni, I., Massari, F., & Médus, J. (2008). Age, depositional environment and stratigraphic value of the Cuccuru 'e Flores Conglomerate: insight into the Palaeogene to Early Miocene geodynamic evolution of Sardinia. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 179(1), 51-72. doi: <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.179.1.51>
- Ding, L, Zhong, D. (1996). Characteristics of rare earth elements and cerium anomalies in cherts from the Paleo-Tethys in Changning-Menglian belt in western Yunnan, China. *Science in China (Series D-Earth Sciences)* 39, 35-45. doi: <https://doi.org/10.1360/yd1996-39-1-35>
- Dostal, J., Coulon, C., & Dupuy, C. (1982). Cainozoic andesitic rocks of Sardinia (Italy). *Andesites*, 353-370.
- Dreher, S. T., Eichelberger, J. C., & Larsen, J. F. (2005). The Petrology and Geochemistry of the Aniakchak Caldera-forming Ignimbrite, Aleutian Arc, Alaska. *Journal of Petrology*, 46(9), 1747-1768. doi: <https://doi.org/10.1093/petrology/egi032>

-
- Druitt, T. H., & Bacon, C. R. (1986). Lithic breccia and ignimbrite erupted during the collapse of Crater Lake Caldera, Oregon. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29(1–4), 1-32. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(86\)90038-7](https://doi.org/10.1016/0377-0273(86)90038-7)
- Duggan, M. B. (1990). Wilkinsonite, Na₂Fe₄₂+Fe₂₃+Si₆O₂₀, a new member of the aenigmatite group from the Warrumbungle Yolcano, New South Wales, Australia. *American Mineralogist*, 75, 694-701.
- Dunn, C. E. (2007). *Biogeochemistry in Mineral Exploration*. Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry. Volume 9. M. Hale series editor. Elsevier. Oxford. First edition. 461p. ISBN: 978-0-444-53074-5
- El-Gameel, K., Abdallah, S., Deevsalar, R., & Eliwa, H. (2020). New Insights into the Petrogenesis of Quaternary Peralkaline Volcanics, Jabal Al Abyad, Saudi Arabia. *Arabian Journal for Science and Engineering*, (0123456789). doi: <https://doi.org/10.1007/s13369-020-04658-5>
- Ehya, F. (2012). Rare earth element and stable isotope (O, S) geochemistry of barite from the Bijgan deposit, Markazi Province, Iran. *Mineralogy and Petrology*, 104(1–2), 81-93. doi: <https://doi.org/10.1007/s00710-011-0172-8>
- Endt, P. M. (1990). Energy levels of A= 21–44 nuclei (VII). *Nuclear Physics A*, 521, 1-400.
- Emsbo, P., Seal, R.R., Breit, G.N., Diehl, S.F., and Shah, A.K., (2016). Sedimentary exhalative (sedex) zinc-lead-silver deposit model: *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–N*, 57 p., doi: <http://dx.doi.org/10.3133/sir20105070N>
- Fadda, S., Fiori, M., Pretti, S., & Valera, P. (2010). Manganese Mineralization at the Base of Miocene Sediments in Northern Sardinia (Italy). Proceedings of the 12th International Congress. Patras May, 2010. XLIII. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 5, 2588–2596.
- Fais, S., Klingele, E., & Lecca, L. (1996). Oligo-Miocene half graben structure in Western Sardinian Shelf (western Mediterranean): reflection seismic and aeromagnetic data comparison. *Marine Geology*, 133(3–4), 203-222. doi: [https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(96\)00030-8](https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(96)00030-8)
- Faure, G. & Mensing T.M. (2005). *Isotopes: Principles and Applications*, 3rd Edition. John Wiley & Sons, Inc. ISBN: 978-0-471-38437-3. 928p.
- Faure, G. (2001) *Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 496 pp. eBook ISBN: 978-3-662-04474-2. doi: 10.1007/978-3-662-04474-2.
- Faure. (1986). *Principles of isotope geology*. 2nd edition. John Wiley & Sons Eds. Chapter 11: Isotope geology of strontium in sedimentary rocks. 589p. ISBN: 0471864129.
-

-
- Ferla, P., & Meli, C. (2006). Evidence of magma mixing in the “Daly Gap” of alkaline suites: A case study from the enclaves of Pantelleria (Italy). *Journal of Petrology*, 47(8), 1467-1507. doi: <https://doi.org/10.1093/petrology/egl015>
- Finn, C. A., & Morgan, L. A. (2002). High-resolution aeromagnetic mapping of volcanic terrain, Yellowstone National Park. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(1–2), 207-231. doi: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(01\)00317-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(01)00317-1)
- Flanagan, F. J., & Gottfried, D. (1980). USGS rock standards; III, Manganese-nodule reference samples USGS-Nod-A-1 and USGS-Nod-P-1. Professional Paper. *USGS Numbered Series 1155*. 39p. doi: <https://doi.org/https://doi.org/10.3133/pp1155>
- Folkes, C. B., de Silva, S. L., Wright, H. M., & Cas, R. A. F. (2011). Geochemical homogeneity of a long-lived, large silicic system; evidence from the Cerro Galán caldera, NW Argentina. *Bulletin of Volcanology*, 73(10), 1455-1486. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0511-y>
- Foerstner, E. (1881). Nota preliminare sulla geologia dell'isola di Pantelleria secondo gli studii fatti negli anni 1874 e 1881. *Bolletino del Reale Comitato Geologico d'Italia*, Vol (12), 523p.
- Francis, P. W., O'Callaghan, L., Kretzschmar, G. A., Thorpe, R. S., Sparks, R. S. J., Page, R. N., ... Gonzalez, O. E. (1983). The Cerro Galan ignimbrite. *Nature*, 301(5895), 51–53. doi: <https://doi.org/10.1038/301051a0>
- Francis, P. W., Thorpe, R. S., Moorbath, S., Kretzschmar, G. A., & Hammill, M. (1980). Strontium isotope evidence for crustal contamination of calc-alkaline volcanic rocks from Cerro Galan, northwest Argentina. *Earth and Planetary Science Letters*, 48(2), 257-267. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90189-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90189-2)
- Francis, P. W., Hammill, M., Kretzschmar, G., & Thorpe, R. S. (1978). The Cerro Galan Caldera, North-west Argentina and its tectonic setting. *Nature*, 274(5673), 749-751. doi: <https://doi.org/10.1038/274749a0>
- Funedda A., Oggiano G. & Pasci S. (2000). The Logudoro basin: a key area for the tectono-sedimentary evolution of North Sardinia. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 119(1), 31-38.
- Gaeta, M., & Mottana, A. (1991). Phase relations of aenigmatite minerals in a syenitic ejectum, wonchi volcano, Ethiopia. *Mineralogical Magazine*, 55(381), 529-534. doi: <https://doi.org/10.1180/minmag.1991.055.381.05>
- Galbraith, R. F., & Roberts, R. G. (2012). Statistical aspects of equivalent dose and error calculation and display in OSL dating: An overview and some recommendations. *Quaternary Geochronology*, 11, 1-27. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.04.020>
-

-
- Galbraith, R. F. (1990). The radial plot: Graphical assessment of spread in ages. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17(3), 207-214. doi: [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(90\)90036-W](https://doi.org/10.1016/1359-0189(90)90036-W)
- Galbraith, R. F. (1988). Graphical Display of Estimates Having Differing Standard Errors. *Technometrics*, 30(3), 271-281. doi: <https://doi.org/10.1080/00401706.1988.10488400>
- Garbán, G., Martínez, M., Márquez, G., Rey, O., Escobar, M., & Esquinas, N. (2017). Geochemical signatures of bedded cherts of the upper La Luna Formation in Táchira State, western Venezuela: Assessing material provenance and paleodepositional setting. *Sedimentary Geology*, 347, 130–147. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.11.001>
- Garner, E.L., Murphy, T. J., Gramlich, J.W., Paulsen, P.J., & Barnes, I.L., (1975). Absolute Isotopic Abundance Ratios and the Atomic Weight of a Reference Sample of Potassium. *Journal of Research of the National Bureau of Standards. Section A, Physics and Chemistry*, 79A(6), 713–725. doi: <https://doi.org/10.6028/jres.079A.028>
- Garbarino, C., Lirer, L., Maccioni, L., & Salvadori, I. (1990) a. *Carta vulcanologica dell'Isola di San Pietro* (Sardegna). 1:25,000. S.EL.CA, Firenze.
- Garbarino, C., Lirer, L., Maccioni, L., Salvadori, I., (1990) b. *Isola di San Pietro, Carloforte. Cenni di geología e vulcanología*. ISBN:88 734 3212 1. Cagliari. 65 p.
- Garbarino, C., & Maccioni, L. (1970).a. Contributo alla conoscenza delle vulcaniti dell'Isola di S. Pietro (Sardegna sud-occidentale). Nota III: le rioliti di base (tau4 di Taricco). *Periodico di Mineralogia*, 39, 33-102.
- Garbarino, C., & Maccioni, L. (1970).b. Contributo alla conoscenza delle vulcaniti dell'Isola di S. Pietro (Sardegna sud-occidentale). Nota IV: sopra una particolare facies riolitica pre-tau4(r-g). *Periodico di Mineralogia*, 39,103-124.
- Garbarino, C., & Maccioni, L. (1968).a. *Contributo alla conoscenza delle vulcaniti dell'Isola di S. Pietro* (Sardegna sud-occidentale). Nota I: le commenditi. *Periodico di Mineralogia*, 37, 895-1018.
- Garbarino, C., & Maccioni, L. (1968).b. Contributo alla conoscenza delle vulcaniti dell'Isola di S. Pietro (Sardegna sud-occidentale); Nota II: Le commenditi filoniane. *Rendiconti della Facoltà di Scienze della Università di Cagliari*, 39(1-2), 187-206.
- Garbarino, C., Maccioni, L., Salvadori, I. 1985. *Carta geopetrografica dell'isola di S. Pietro* (Sardegna). Scala 1:25.000. Regione Autonoma della Sardegna, Assessorato all'Industria. S.EL.CA., Firenze.
-

-
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., & Vadeboin, F. (2007). Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 258(3-4), 359–377. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.003>
- Geisler, T., Rashwan, A. A., Rahn, M. K. W., Poller, U., Zwingmann, H., Pidgeon, R. T., ... Tomaschek, F. (2003). Low-temperature hydrothermal alteration of natural metamict zircons from the Eastern Desert, Egypt. *Mineralogical Magazine*, 67(3), 485-508. doi: <https://doi.org/10.1180/0026461036730112>
- Gervasoni, F., Klemme, S., Rocha-Júnior, E. R. V., & Berndt, J. (2016). Zircon saturation in silicate melts: a new and improved model for aluminous and alkaline melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(3), 21. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1227-y>
- Gèze, B. (1949). Étude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 62, 1-125.
- Gibson, I. L. (1974). A review of the geology, petrology and geochemistry of the volcano Fantale. *Bulletin Volcanologique*, 38(2), 791-802. doi: <https://doi.org/10.1007/BF02596908>
- Gimeno, D., Diaz, N., García-Vallés, M., & Martínez-Manent, S. (2003). Genesis of bottom vitrophyre facies in rhyolitic pyroclastic flows: a case study of syneruptive glass welding (Nuraxi unit, Sulcis, SW Sardinia, Italy). *Journal of non-crystalline solids*, 323(1-3), 91-96. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-3093\(03\)00295-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-3093(03)00295-3)
- Gimeno, D., Assorgia, A., Balogh, K., Díaz, N., Marongiu, F., Rizzo, R., Secchi, F.A., & Lecca, L. (2000). Actividad volcánica explosiva de tipo peleano en el umbral de Siliqua, sector oriental del valle del Cixerri, Oligoceno del Suroeste de la isla de Cerdeña, Italia. *Geotemas*, 1(3), 321-324.
- Gimeno, D., Assorgia, A., Diaz, N., & Segura, C. (1996). Vitrófiros basales en rocas piroclásticas riolíticas: el caso de la Unità di Nuraxi (Sulcis, SW de la isla de Cerdeña, Italia). *Geogaceta*, 20(3), 564-567.
- Gimeno, D. (1994). Genesis of crystal-rich epiclastic rocks from subaqueous silicic lava domes: role of thermal shock on quartz phenocrysts. *Sedimentary Geology* 90(1-2): 33-47. doi: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90015-9](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90015-9)
- Gimeno, D. (1991). El Volcanisme Mioce del Sulcis, SW de L'Illa de Sardenya, Italia. Working Paper (Unpublished). Informe de recerca de la CIRIT, Generalitat de Catalunya al laboratori de Volcanologia del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Cagliari. 61p.
-

-
- Gimeno, D. (1989). *Estudio Geológico y Metalogenético de los materiales de la Cuenca Paleozoica de la Región del Sarrabus (SE de la Isla de Cerdeña, Italia). Aplicación de los modelos elaborados en la prospección de recursos minerales en el ámbito del Mediterraneo Noroccidental*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, Facultat de Ciències Geològiques. Departament de geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica. 883p.
- Gimeno, D. y Onnis, G. (1986): Procesos de asimilación de bioclastos (y su preservación) por parte de materiales piroclásticos en medio subacuático: dos ejemplos y un modelo genético. *Acta Geològica Hispànica*, 21-22, 569-575.
- Gioncada, A., Pitzalis, E., Cioni, R., Fulignati, P., Lezzerini, M., Mundula, F., & Funedda, A. (2019). The Volcanic and Mining Geoheritage of San Pietro Island (Sulcis, Sardinia, Italy): The Potential for Geosite Valorization. *Geoheritage*, 11(4), 1567-1581. doi: <https://doi.org/10.1007/s12371-019-00418-6>
- Gisbert, G., Cai, Y., & Gimeno, D. (2019). Geodynamic history and mantle evolution recorded in Cenozoic lavas of Sardinia. *Journal of the Geological Society*, 176(4), 689-703. doi: <https://doi.org/10.1144/jgs2018-183>
- Gisbert, G. & Gimeno, D. (2017). Ignimbrite correlation using whole-rock geochemistry: an example from the Sulcis (SW Sardinia, Italy). *Geological Magazine*, 154(4) 740-756. doi: <https://doi.org/10.1017/S0016756816000327>
- Gisbert, G. (2012). The Miocene volcanism of the Sulcis area (SW Sardinia, Italy): Petrology, petrogenesis and geodynamic significance (Ph.D. thesis). Universitat de Barcelona. 345p.
- Goodenough, K. M., Schilling, J., Jonsson, E., Kalvig, P., Charles, N., Tuduri, J., ... Keulen, N. (2016). Europe's rare earth element resource potential: An overview of REE metallogenetic provinces and their geodynamic setting. *Ore Geology Reviews*, 72, 838-856. doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.09.019>
- Goff, F., & Grigsby, C. O. (1982). Valles Caldera geothermal systems, New Mexico, U.S.A. *Journal of Hydrology*, 56(1-2), 119-136. doi: [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(82\)90061-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(82)90061-0)
- Grapes, R. (2011) *Pyrometamorphism*, 2nd Edition, Springer, Berlin, 365p.
- Grocke, S. B., Andrews, B. J., & de Silva, S. L. (2017). Experimental and petrological constraints on long-term magma dynamics and post-climactic eruptions at the Cerro Galán caldera system, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 347, 296–311. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.021>
-

-
- Groppelli G., Martí J. (2013). Volcanic stratigraphy-state of the art. Proceedings of STRATI 2013, First International Congress on Stratigraphy, vol. 18, Ciências de la Terra (UNL), Lisboa (2013), 99-104.
- Groppelli, G., & Viereck-Goette, L. (Eds.). (2010). *Stratigraphy and geology of volcanic areas* (Vol. 464). Geological Society of America.
- Grune, J. W. (1943). The chemical relationship of cryptomelane (psilomelane), hollandite, and coronadite. *American Mineralogist*, 28(9–10), 497–506.
- Guerin, H. (1982). *Geochimie du Manganese dans le Volcanisme Aerien et Gisements-Manganesiferes Associes*. Thèse (Ph.D. Thesis). Faculté des Sciences d'Orsay. Grade Docteur es Sciences. Université de Paris-Sud, Université de Reims, France. 285p. <http://www.sudoc.fr/042578310>
- Guerin, H. (1979). Distribution du manganèse dans les séries volcaniques: un guide de la genèse des gisements manganésifères volcanogènes. *Physics and Chemistry of the Earth*, 11(C), 717–725. [https://doi.org/10.1016/0079-1946\(79\)90067-3](https://doi.org/10.1016/0079-1946(79)90067-3)
- Guerin, H. (1973). Dispersion et concentration du manganèse dans les roches volcaniques. *Mineralium Deposita*, 8(2), 192–199. <https://doi.org/10.1007/BF00206129>
- Guerrera, F., Mattioli, M., Serrano, F., Tramontana, M., & Raffaelli, G. (2004). Stratigraphy of the Miocene syn-rift volcano-sedimentary succession in a sector of the Central-Southern Sardinia Trough (Italy). *Geologica Carpathica*, 55(1), 51-63.
- Guichard, F., Church, T. M., Treuil, M., & Jaffrezic, H. (1979). Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(7), 983-997. doi: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90088-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90088-7)
- Halas, S. & Szaran, J. (2001). Improved thermal decomposition of sulfates to SO₂ and mass spectrometric determinations of δ³⁴S of IAEA-SO-5, IAEA-SO-6 and NBS-127 sulfate standards. *Rapid Communication Mass Spectrom.* 15 (17), 1618-1620.
- Hall, C.M. (2014). Direct measurement of recoil effects on ⁴⁰Ar/³⁹Ar standards. *Geological Society, London, Special Publications*, 378(1), 53-62. doi: <https://doi.org/10.1144/SP378.7>
- Harrison, T. M., & McDougall, I. (1981). Excess ⁴⁰Ar in metamorphic rocks from Broken Hill, New South Wales: implications for ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectra and the thermal history of the region. *Earth and Planetary Science Letters*, 55(1), 123-149. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90092-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90092-3)
- Hedberg, H. D. (1980). *Guía Estratigráfica Internacional: guía para la clasificación, terminología y procedimientos estratigráficos*. Subcomisión Internacional de
-

- Clasificación Estratigráfica de la Comisión de Estratigrafía de la UICG. Editorial Reverté S.A. ISBN: 84-2591-4604-0.
- Hickey, J., Gottsmann, J., Nakamichi, H., & Iguchi, M. (2016). Thermomechanical controls on magma supply and volcanic deformation: application to Aira caldera, Japan. *Scientific Reports*, 6(1), 32691. doi: <https://doi.org/10.1038/srep32691>
- Hill, D. P., Bailey, R. A., & Ryall, A. S. (1985). Active tectonic and magmatic processes beneath Long Valley Caldera, eastern California: an overview (USA). *Journal of Geophysical Research*, 90(B13), 111-120. doi: <https://doi.org/10.1029/jb090ib13p11111>
- Hofmann, A. W. (1997). Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*, 385(6613), 219-229. doi: <https://doi.org/10.1038/385219a0>
- Holohan, E. P., Van Wyk de Vries, B., & Troll, V. R. (2008). Analogue models of caldera collapse in strike-slip tectonic regimes. *Bulletin of Volcanology*, 70(7), 773-796. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0166-x>
- Holohan, E. P. (2007). An Experimental Study of the Geometry and Kinematics of Caldera Collapse. Ph.D. Thesis. September 2007. University of Dublin, Trinity College. 231p.
- Holohan, E. P., Troll, V. R., Walter, T. R., Münn, S., McDonnell, S., & Shipton, Z. K. (2005). Elliptical calderas in active tectonic settings: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(1-4), 119-136. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.11.020>
- Holland, H.D. (1959). Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits I. Stability relations among the oxides, sulfides, sulfates and carbonates of ore and gangue metals. *Economic Geology* 54: 184-233.
- Houghton, B. F., Weaver, S. D., Wilson, C. J. N., & Lanphere, M. A. (1992). Evolution of a Quaternary peralkaline volcano: Mayor Island, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51(3), 217-236. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(92\)90124-V](https://doi.org/10.1016/0377-0273(92)90124-V)
- Howells, M.F., Reedman, A.J. & Campbell, S.D.G. (1991). *Ordovician (Caradoc) marginal basin volcanism in Snowdonia (North-West Wales)*. British Geological Survey, HMSO, London, 191 pp. On line in: <http://pubs.bgs.ac.uk/publications.html?pubID=B07315>
- Hut, G. (1987). Consultants' group meeting on stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations, *Report to the Director General, International Atomic Energy Agency*, Vienna, Austria (1987).
- Hutchison, W., Pyle, D. M., Mather, T. A., Yirgu, G., Biggs, J., Cohen, B. E., ... Lewi, E. (2016). The eruptive history and magmatic evolution of Aluto volcano: new insights into

- silicic peralkaline volcanism in the Ethiopian rift. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 328, 9–33. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.09.010>
- Iddon, F., Jackson, C., Hutchison, W., Fontijn, K., Pyle, D. M., Mather, T. A., ... Edmonds, M. (2019). Mixing and Crystal Scavenging in the Main Ethiopian Rift Revealed by Trace Element Systematics in Feldspars and Glasses. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(1), 230–259. doi: <https://doi.org/10.1029/2018GC007836>
- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S., & Ando, A. (1999). 1998 compilation of analytical data for five GSJ geochemical reference samples: The “instrumental analysis series.” *Geostandards Newsletter*, 23(2), 223-250. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1999.tb00576.x>
- Imai, N., Terashima, S., Itoh, S., & ANdo, A. (1995). 1994 Compilation of Analytical Data for Minor and Trace Elements in Seventeen Gsj Geochemical Reference Samples, “Igneous Rock Series”. *Geostandards Newsletter*, 19(2), 135-213. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00158.x>
- Ireland, T. (1999). Isotope Geochemistry: New Tools for Isotopic Analysis. *Science*, 286(5448), 2289-2290. doi: <https://doi.org/10.1126/science.286.5448.2289>
- Irvine, T. N. J., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523-548.
- Janoušek, V., Moyer, J. F., Martin, H., Erban, V., & Farrow, C. (2016). *Geochemical modelling of igneous processes—principles and recipes in R language*. Springer, Berlin, 346p. doi: 10.1007/978-3-662-46792-3
- Janoušek V., Farrow C.M., & Erban V. (2006). Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, 47(6), 1255-1259. doi: <https://doi.org/10.1093/petrology/egl013>
- Jacques, J. M., & Reavy, R. J. (1994). Caledonian plutonism and major lineaments in the SW Scottish Highlands. *Journal of the Geological Society*, 151(6), 955-969. doi: <https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.6.0955>
- Jeffery, A. J., & Gertisser, R. (2018). Peralkaline Felsic Magmatism of the Atlantic Islands. *Frontiers in Earth Science*, 6(November). doi: <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00145>
- Jeffery, A. J., Gertisser, R., O’Driscoll, B., Pacheco, J. M., Whitley, S., Pimentel, A., & Self, S. (2016). Temporal evolution of a post-caldera, mildly peralkaline magmatic system: Furnas volcano, São Miguel, Azores. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(5), 42. doi: <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1235-y>
- Jicha, B.R., Singer, B.S., & Sobol, P. (2016). Re-evaluation of the ages of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sanidine standards and supereruptions in the western U.S. using a Noblesse multi-collector mass

- spectrometer. *Chemical Geology*, 431, 54-66. doi: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.03.024>
- Jones, S. A. (2017). Geology and geochemistry of fault-hosted hydrothermal and sedimentary manganese deposits in the Oakover Basin, east Pilbara, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 64(1), 63–102. doi: <https://doi.org/10.1080/08120099.2017.1272492>
- Jones, B.F & Conko, K.M. (2011). Chapter 3: Environmental Influences on the Occurrences of Sepiolite and Palygorskite: A Brief Review. *Developments in Clay Science, Vol 3*, 69-83. Doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53607-5.00003-7>
- Jordan, N. J., Rotolo, S. G., Williams, R., Speranza, F., McIntosh, W. C., Branney, M. J., & Scaillet, S. (2018). Explosive eruptive history of Pantelleria, Italy: Repeated caldera collapse and ignimbrite emplacement at a peralkaline volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349, 47-73. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.013>
- Josso, P., Pelleter, E., Pourret, O., Fouquet, Y., Etoubleau, J., Cheron, S., & Bollinger, C. (2017). A new discrimination scheme for oceanic ferromanganese deposits using high field strength and rare earth elements. *Ore Geology Reviews*, 87, 3-15. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.003>
- Jourdan, F., & Renne, P.R. (2007). Age calibration of the Fish Canyon sanidine $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standard using primary K–Ar standards. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(2), 387-402. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.09.002>
- Kamata, H. (1989). Volcanic and structural history of the Hohi volcanic zone, central Kyushu, Japan. *Bulletin of Volcanology*, 51(5), 315-332.
- Kay, S. M., Coira, B., Wörner, G., Kay, R. W., & Singer, B. S. (2011). Geochemical, isotopic and single crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the evolution of the Cerro Galán ignimbrites. *Bulletin of Volcanology*, 73(10), 1487-1511. Doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-010-0410-7>
- Kennedy, B. M., Holohan, E. P., Stix, J., Gravley, D. M., Davidson, J. R. J., & Cole, J. W. (2018). *Magma plumbing beneath collapse caldera volcanic systems. Earth-Science Reviews*, 177, 404-424. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.12.002>
- Kennedy, B., Stix, J., Vallance, J. W., Lavallée, Y., & Longpré, M. A. (2004). Controls on caldera structure: Results from analogue sandbox modeling. *Bulletin of the Geological Society of America*, 116(5–6), 515-524. doi: <https://doi.org/10.1130/B25228.1>

-
- Kim, S.-T., Coplen, T. B., & Horita, J. (2015). Normalization of stable isotope data for carbonate minerals: Implementation of IUPAC guidelines. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 158, 276–289. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.02.011>
- Koppers, A. A. (2002). ArArCALC-software for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age calculations. *Computers & Geosciences*, 28(5), 605-619.
- Kozlovsky, A. M., Yarmolyuk, V. V., Kovalenko, V. I., Savatenkov, V. M., & Velivetskaya, T. A. (2007). Trachytes, comendites, and pantellerites of the Late Paleozoic bimodal rift association of the Noen and Tost ranges, southern Mongolia: Differentiation and contamination of peralkaline salic melts. *Petrology*, 15(3), 240-263. <https://doi.org/10.1134/S0869591107030034>
- Kuiper, Y. D. (2002). The interpretation of inverse isochron diagrams in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1), 499-506. doi: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00833-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00833-6)
- Kuiper, K. F., Deino, A., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Renne, P. R., & Wijbrans, J.R. (2008). Synchronizing Rock Clocks of Earth History. *Science*, 320(5875), 500-504. doi: <https://doi.org/10.1126/science.1154339>
- Kullerud, G. & Yund, R. A. (1962). The Ni-S System and Related Minerals, *Journal of Petrology*, (3) 1; 126-175
- Kunzendorf, H., & Gwozdz, R. (1984). U, As and W, in USGS Manganese Nodule Standards Nod-A-1 and Nod-P-1. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 8(2), 169-170. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1984.tb00424.x>
- Kwoun, O. I., Lu, Z., Neal, C., & Wicks, C. (2006). Quiescent deformation of the Aniakchak Caldera, Alaska, mapped by InSAR. *Geology*, 34(1), 5. doi: <https://doi.org/10.1130/G22015.1>
- Lagabrielle, Y. & Bodinier J.L. (2008). Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, 20(1), 11-21.
- Lavallée, Y., Stix, J., Kennedy, B., Richer, M., & Longpré, M. A. (2004). Caldera subsidence in areas of variable topographic relief: Results from analogue modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 129(1–3), 219-236. doi: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00241-5](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00241-5)
- Leake, B. E., Hendry, G. L., Kemp, A., Plant, A. G., Harrey, P. K., Wilson, J. R., ... Howarth, R. J. (1969). The chemical analysis of rock powders by automatic X-ray fluorescence. *Chemical Geology*, 5(1), 7-86. doi: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(69\)90002-3](https://doi.org/10.1016/0009-2541(69)90002-3)
-

-
- Leat, P. T., Jackson, S. E., Thorpe, R. S., & Stillman, C. J. (1986). Geochemistry of bimodal basalt-subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the Southern British Caledonides. *Journal of the Geological Society*, 143(2), 259-273. doi: <https://doi.org/10.1144/gsjgs.143.2.0259>
- Le Bas, M.J, Le Maitre, R.W, Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Lecca, L., Lonis, R., Luxoro, S., Melis, E., Secchi, F.A., & Brotzu, P. (1997). Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review. *Periodico di Mineralogia*, 66, 7-61.
- Lecca, L., Carboni, S., Scarteddu, R., Sechi, F., Tilocca, G. Pisano, S. (1986). Schema stratigrafico della piattaforma continentale occidentale e meridionale della Sardegna, *Memorie della Società Geologica Italiana*, 36, 31-40.
- Lee, J.Y., Marti, K., Severinghaus, J.P., Kawamura, K., Yoo, H.-S., Lee, J.B., & Kim, J.S. (2006). A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70(17), 4507-4512. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.1563>
- Lee, J. K. W., Williams, I. S., Ellis, D. J. (1997). Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, 390(6656), 159-162. doi: <https://doi.org/10.1038/36554>
- Lipman, P. W. (1997). Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology*, 59(3), 198-218. doi: <https://doi.org/10.1007/s004450050186>
- Lipman, P. W. (1984). The roots of ash flow calderas in western North America: Windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10), 8801. doi: <https://doi.org/10.1029/JB089iB10p08801>
- Lloyd, R.M, & Hsü, K. J (2007). 30. *Stable isotope investigation of the Miocene Evaporites and Pliocene and Pleistocene sedimentary rocks and oozes*. Preliminary isotopic investigation of samples from deep-sea drilling in the Mediterranean Sea. EPR Publication N° 608. 783-787. doi:10.2973/dsdp.proc.13.130-1.1973.
- Loader, M. A., Wilkinson, J. J., & Armstrong, R. N. (2017). The effect of titanite crystallization on Eu and Ce anomalies in zircon and its implications for the assessment of porphyry Cu deposit fertility. *Earth and Planetary Science Letters*, 472, 107-119. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.05.010>
- Locock, A. J. (2014). An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *Computers and Geosciences*, 62, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.09.011>
-

-
- Lofgren, G. (1971) a. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass, *Geological Society of American Bulletin*, 82(1), 111-124. doi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[111:EPDTIN\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[111:EPDTIN]2.0.CO;2)
- Lofgren, G. (1971) b. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research* 76(23), 5635-5648. doi: <https://doi-org.sire.ub.edu/10.1029/JB076i023p05635>
- Lowenstern, J. B., Clynne, M. A., & Bullen, T. D. (1997). Comagmatic A-type Granophyre and Rhyolite from the Alid Volcanic Center, Eritrea, Northeast Africa. *Journal of Petrology*, 38(12), 1707–1721. doi: <https://doi.org/10.1093/petroj/38.12.1707>
- Lowenstern, J. B. (1994). Chlorine, fluid immiscibility, and degassing in peralkaline magmas from Pantelleria, Italy. *American Mineralogist*, 79(3–4), 353-369.
- Lozano, R., & Bernal, J. P. (2005). Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 329–344.
- Ludwig, K.R. (2003). a. Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, 4, 70.
- Ludwig K.R. (2003). b. Mathematical-Statistical Treatment of Data and Errors for $^{230}\text{Th}/\text{U}$ Geochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 52(1), 631-656. doi: <https://doi.org/10.2113/0520631>
- Ludwig, K. R. (1998). On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(4), 665-676. doi: [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00059-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00059-3)
- Lugmair, G. W., & Marti, K. (1978). Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 39(3), 349-357. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90021-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90021-3)
- Lustrino, M., Duggen, S., & Rosenberg, C.L. (2011). The Central-Western Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, 104(1-3), 1-40.
- Lustrino, M., Fedele, L., Melluso, L., Morra, V., Ronga, F., Geldmacher, J., Duggen, S., Agostini, S., Cucciniello, C., Franciosi, & L., Meisel, T. (2013). Origin and evolution of Cenozoic magmatism of Sardinia (Italy). A combined isotopic (Sr–Nd–Pb–O–Hf–Os) and petrological view. *Lithos*, 180, 138-158. doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.022>
- Lustrino, M., Morra, V., Fedele, L., & Serracino, M. (2007). The transition between orogenic and anorogenic magmatism in the western Mediterranean area: The Middle Miocene
-

- volcanic rocks of Isola del Toro (SW Sardinia, Italy). *Terra Nova*, 19(2), 148-159. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00730.x>
- Lustrino, M., Morra, V., Melluso, L., Brotzu, P., D'Amelio, F., Fedele, L., Franciosi, L., Lonis, R., & Petteruti Lieberchnecht, A.M. (2004). The Cenozoic igneous activity of Sardinia. *Periodico di Mineralogia* 73, 105-134.
- Lustrino, M., Melluso, L., & Morra, V. (2002). The transition from alkaline to tholeiitic magmas: A case study from the Orosei-Dorgali Pliocene volcanic district (NE Sardinia, Italy). *Lithos*, 63(1-2), 83-113. doi: [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00113-5](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00113-5)
- McArthur, J. M., Howarth, R. J. y Bailey T. R. (2001). Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0–509 Ma and Accompanying Look-up Table for Deriving Numerical Age. *The Journal of Geology*, 109, 155–170. doi: <https://doi.org/10.1086/319243>
- Macdonald, R., Sumita, M., Schmincke, H. U., Bagiński, B., White, J. C., & Ilnicki, S. S. (2015). Peralkaline felsic magmatism at the Nemrut volcano, Turkey: impact of volcanism on the evolution of Lake Van (Anatolia) IV. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 169(4), 1-22. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1127-6>
- Macdonald, R., Bagiński, B., & Upton, B. G. J. (2014). The volcano-pluton interface; The Longonot (Kenya) and KÛngnât (Greenland) peralkaline complexes. *Lithos*, 196-197(October 2018), 232-241. doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.03.009>
- Macdonald, R. (2012). Evolution of peralkaline silicic complexes: Lessons from the extrusive rocks. *Lithos*, 152, 11-22. doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.01.014>
- Macdonald, R., Navarro, J. M., Upton, B. G. J., & Davies, G. R. (1994). Strong compositional zonation in peralkaline magma: Menengai, Kenya Rift Valley. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60(3–4), 301-325. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(94\)90057-4](https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90057-4)
- Macdonald, R. (1974). Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks. *Bulletin Volcanologique*, 38(2), 498–516. doi: <https://doi.org/10.1007/BF02596896>
- Macdonald, R., & Bailey, K. D. (1973). *Chemistry of igneous rocks, Part 1: The chemistry of the peralkaline oversaturated obsidians*. In M. Fleischer (Ed.), Washington D.C. USGS Geological Survey Professional Paper. Sixth edit, Vol. 440-N-1, 117pp.
- Maccioni, L., & Marchi, M. (1994). Eocene magmatic activity in Sardinia, Italy. New occurrence of alkaline lamprophyre. *Mineralogica et Petrografica Acta*, 37, 199-210.

-
- Maccioni, L., Marchi, M., Padalino, G., & Pretti, S. (1992). Preliminary geochemical exploration in semiarid climate: The case of a porphyry-type occurrence in Sardinia (Italy). *Journal of Geochemical Exploration*, 42(2-3), 261-272.
- Maccioni, L., Marchi, M., & Assorgia, A. (1990) a. Carta geopetrografica dell'Isola di Santo Antioco (Sardegna). 1:25,000. S.EL.CA, Firenze.
- Maccioni, L., Marchi, M., & Salvadori, A. (1990) b. Eocene alkaline lamprophyre in southwestern Sardinia (Italy). New occurrence. *Rendiconti del Seminario della Facoltà di Scienze dell'Università di Cagliari*, 60(2), 217-231.
- Maghfouri, S., Rastad, E., Mousivand, F., Choulet, F., & Ye, L. (2017). Geological and geochemical constraints on the Cheshmeh-Frezi volcanogenic stratiform manganese deposit, southwest Sabzevar basin, Iran. *Ore Geology Reviews*, 89(June), 96–113. doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.06.015>
- Mahood, G. A., & Stimac, J. A. (1990). Trace-element partitioning in pantellerites and trachytes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(8), 2257–2276. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90050-U](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90050-U)
- Mahood, G. A. (1984). Pyroclastic rocks and calderas associated with strongly peralkaline magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10), 8540. doi: <https://doi.org/10.1029/JB089iB10p08540>
- Maloof, A.C., Porter, S.M., Moore, J.L., Dudás, F.O., Bowring, S.A., Higgins, J.A., Fike, D.A. y Eddy M.P. (2010). The earliest Cambrian record of animals and ocean geochemical change. *Geological Society of America Bulletin*; 122; 1731-1774. doi: <https://doi.org/10.1130/B30346.1>
- Marcello, A., Pretti, S., Valera, P., Agus, M., Boni, M. y Fiori, M. (2004) In 32nd International Geological Congress Florence, Italy: Field Trip Guide Book P30-Post-Congress, 4, 14-36.
- Marino, E., González, F. J., Kuhn, T., Madureira, P., Wegorzewski, A. V., Mirao, J., ... Lunar, R. (2019). Hydrogenetic, Diagenetic and Hydrothermal Processes Forming Ferromanganese Crusts in the Canary Island Seamounts and Their Influence in the Metal Recovery Rate with Hydrometallurgical Methods. *Minerals*, 9(7), 439. doi: <https://doi.org/10.3390/min9070439>
- Marino, E., González, F., Lunar, R., Reyes, J., Medialdea, T., Castillo-Carrión, M., ... Somoza, L. (2018). High-Resolution Analysis of Critical Minerals and Elements in Fe–Mn Crusts from the Canary Island Seamount Province (Atlantic Ocean). *Minerals*, 8(7), 285. doi: <https://doi.org/10.3390/min8070285>
-

-
- Markovic, S., Paytan, A., Li, H., & Wortmann, U. G. (2016). A revised seawater sulfate oxygen isotope record for the last 4 Myr. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 175, 239–251. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.12.005>
- Markl, G., Marks, M. A. W., & Ronald Frost, B. (2010). On the controls of oxygen fugacity in the generation and crystallization of peralkaline melts. *Journal of Petrology*, 51(9), 1831-1847. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq040>
- Marks, M.A.W. & Markl, G. (2017). A global review on agpaitic rocks. *Earth-Science Reviews*, 173, 229-258. doi: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.06.002>
- Marshall, A. S., Macdonald, R., Rogers, N. W., Fitton, J. G., Tindle, A. G., Nejbirt, K., & Hinton, R. W. (2009). Fractionation of Peralkaline Silicic Magmas: The Greater Olkaria Volcanic Complex, Kenya Rift Valley. *Journal of Petrology*, 50(2), 323-359. doi: <https://doi.org/10.1093/petrology/egp001>
- Martelli, A. (1922). I giacimenti di manganese nella Sardegna. *Rend. Lav. Uff. Inv. e Scop.* 29p.
- Martí, J., Groppelli, G., & Brum da Silveira, A. (2018). Volcanic stratigraphy: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 357, 68–91. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.04.006>
- Martí, J., Ablay, G. J., Redshaw, L. T., & Sparks, R. S. J. (1994). Experimental studies of collapse calderas. *Journal of the Geological Society*, 151(6), 919-929. doi: <https://doi.org/10.1144/gsjgs.151.6.0919>
- Martin, L., Duchêne, S., Deloule, E., & Vanderhaeghe, O. (2006). The isotopic composition of zircon and garnet: A record of the metamorphic history of Naxos, Greece. *Lithos*, 87(3–4), 174-192. doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.06.016>
- Masclé, G.H., Tricart, P., Torelli L., Bouillin, J.P., Rolfo F., Lapierre, H., Monié, P., Depardon, S., Masclé, J., & Peis, D. (2001). Evolution of the Sardinia Channel (Western Mediterranean): new constraints from a diving survey on Cornacya seamount off SE Sardinia. *Marine Geology*, 179(3-4), 179-202.
- Mattioli, M., Guerrera, F., Tramontana, M., Raffaelli, G., & D'Atri, M. (2000). High-Mg Tertiary basalts in Southern Sardinia (Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 179(1), 1-7. doi: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00103-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00103-5)
- Maynard, J. B. B. (2010). The chemistry of manganese ores through time: A signal of increasing diversity of earth-surface environments. *Economic Geology*, 105(3), 535–552. doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.535>
- McDonough, W. F. & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253. doi: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
-

-
- McDougall, I. (2014). Perspectives on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geological Society, London, Special Publications*, 378(1), 9-20. doi: <https://doi.org/10.1144/SP378.20>
- McDougall, I. & Wellman, P. (2011). Calibration of GA1550 biotite standard for K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology*, 280(1-2), 19-25. doi: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.10.001>
- McLennan, S.M. (1989). Chapter 7: Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes: *Reviews in Mineralogy*, 21. 169-200.
- Meister P, & Reyes C. (2019). The Carbon-Isotope Record of the Sub-Seafloor Biosphere. *Geosciences*, 9(12), 507; doi: <https://doi.org/10.3390/geosciences9120507>
- Mercer, C.M. & Hodges, K. V. (2016). ArAR-A software tool to promote the robust comparison of K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates published using different decay, isotopic, and monitor-age parameters. *Chemical Geology*, 440, 148-163. doi: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.020>
- Michard, G. (1969). Kinetics of manganese oxidation on the sea floor. *Trans. Amer. Geophya. Union* 50, 349.
- Min, K., Mundil, R., Renne, P.R., & Ludwig, K.R. (2000). A test for systematic errors in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology through comparison with U/Pb analysis of a 1.1-Ga rhyolite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(1), 73-98. doi: [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00204-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00204-5)
- Miller, J. S., Matzel, J. E. P., Miller, C. F., Burgess, S. D., & Miller, R. B. (2007). Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167(1-4), 282-299. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.04.019>
- Miller, T. P., & Smith, R. L. (1977). Spectacular mobility of ash flows around Aniakchak and Fisher calderas, Alaska. *Geology*, 5(3), 173. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1977\)5<173:SMOAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1977)5<173:SMOAF>2.0.CO;2)
- Millosevich, F. (1919) Giacimenti italiani di minerali accessori per la siderurgia. *Atti della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano*. 20p
- Mongelli, G., Mameli, P., Oggiano, G., & Sinisi, R. (2013). Generation of Ce anomalies in SW Sardinian Mn ores. *Journal of Geochemical Exploration*, 133, 42–49. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2012.10.002>
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., & Thuizat, R. (1986). KrAr study of cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: age and length of rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, 129(1-4), 257-273.
-

-
- Montigny, R., Edel, J.B., & Thuizat, R. (1981). Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. *Earth and Planetary Science Letters*, 54(2), 261-271. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90009-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90009-1)
- Moore, I., & Kokelaar, P. (1998). Tectonically controlled piecemeal caldera collapse: A case study of Glencoe volcano, Scotland. *Bulletin of the Geological Society of America*, 110(11), 1448-1466. Doi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1998\)110<1448:TCPCCA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110<1448:TCPCCA>2.3.CO;2)
- Moore, I., & Kokelarr, P. (1997). Tectonic influences in piecemeal caldera collapse at Glencoe Volcano, Scotland. *Journal of the Geological Society*, 154(5), 765-768. doi: <https://doi.org/10.1144/gsjgs.154.5.0765>
- Morgan, L.E., Santiago Ramos, D.P., Davidheiser-Kroll, B., Faithfull, J., Lloyd, N.S., Ellam, R.M., & Higgins, J.A. (2018). High-precision $^{41}\text{K}/^{39}\text{K}$ measurements by MC-ICP-MS indicate terrestrial variability of $\delta^{41}\text{K}$. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 33(2), 175-186. doi: <https://doi.org/10.1039/C7JA00257B>
- Morgan, L.A., Shanks, W.C.P., Lowenstern, J.B., Farrell, J.M., and Robinson, J.E. (2017). Geologic field-trip guide to the volcanic and hydrothermal landscape of the Yellowstone Plateau: *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2017-5022-P*, 100p. doi: <https://doi.org/10.3133/sir20175022P>
- Morgan, L.E., Mark, D.F., Imlach, J., Barfod, D., & Dymock, R. (2014). FCs-EK: a new sampling of the Fish Canyon Tuff $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ neutron flux monitor. *Geological Society, London, Special Publications*, 378(1), 63-67. doi: <https://doi.org/10.1144/SP378.21>
- Morgan, L., Shanks, W., Lovalvo, D., Johnson, S., Stephenson, W., Pierce, K., ... Balistrieri, L. (2003). Exploration and discovery in Yellowstone Lake: results from high-resolution sonar imaging, seismic reflection profiling, and submersible studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122(3-4), 221-242. doi: [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00503-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00503-6)
- Morra, V., Secchi, F. a. G., Melluso, L., & Franciosi, L. (1997). High-Mg subduction-related Tertiary basalts in Sardinia, Italy. *Lithos*, 40(1), 69-91. doi: [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(96\)00028-X](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(96)00028-X)
- Morra, V., Secchi, F.A., & Assorgia, A. (1994). Petrogenetic significance of peralkaline rocks from Cenozoic calc-alkaline volcanism from SW Sardinia, Italy. *Chemical Geology*, 118(1-4), 109-142.
- Mueller, W. U., Stix, J., Corcoran, P. L., & Daigneault, R. (2009). Subaqueous calderas in the Archean Abitibi greenstone belt: An overview and new ideas. *Ore Geology Reviews*, 35(1), 4-46. doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.12.003>
-

-
- Mueller, W. U. (2003). A subaqueous eruption model for shallow-water, small volume eruptions: Evidence from two Precambrian examples. *Explosive Subaqueous Volcanism*, 140, 189–204.
- Mulas, M. (2012). Depositional and welding processes in low aspect ratio ignimbrites: examples from the Sulcis Volcanic District (Sardinia, Italy). Dottorato di Ricerca Scienze della Terra Ciclo XXV (Ph.D. Thesis). Università degli Studi di Cagliari. 161p.
- Mulas, M., Mundula, F., & Cioni, R. (2011). Stratigraphy of the Rheomorphic, Densely Welded, Monte Ulmus Ignimbrite (Sw Sardinia, Italy). *Acta Vulcanologica*, 23(1-2), 2011/24 (1-2), 2012: 17-26.
- Mundula, F., Cioni, R., & Mulas, M. (2013). Rheomorphic diapirs in densely welded ignimbrites: The Serra di Paringianu ignimbrite of Sardinia, Italy. *Journal of volcanology and geothermal research*, 258, 12-23. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.03.025>
- Mundula, F., Cioni, R., & Rizzo, R. (2009). A simplified scheme for the description of textural features in welded ignimbrites: the example of San Pietro Island (Sardinia, Italy). *Italian Journal of Geosciences*, 128(3), 615-627. doi: <https://doi.org/10.3301/IJG.2009.128.3.615>
- Murphy, M. A., & Salvador, A. (1999). International Stratigraphic Guide — An abridged version. *Episodes*, 22(4), 255–271. doi: <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1999/v22i4/002>
- Murray, R. W. (1994). Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications. *Sedimentary Geology*, 90(3–4), 213–232. doi: [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90039-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90039-6)
- Nagaveena, S. & Mahadevan C.K. (2014). Preparation by a facile method and characterization of amorphous and crystalline nickel sulfide nanophases *Journal of Alloys and Compounds*, 582, (5) 447-456. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jallcom.2013.08.031>
- Navarrete, C., Butler, K. L., Hurley, M., & Márquez, M. (2020). An early Jurassic graben caldera of Chon Aike silicic LIP at the southernmost massif of the world: The Deseado caldera, Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 101(February), 102626. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102626>
- Naumenko, M.O., Mezger, K., Nägler, T.F., & Villa, I.M. (2013). High precision determination of the terrestrial ⁴⁰K abundance. *Geochimica et cosmochimica acta*, 122, 353-362. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.08.019>
- Németh, K., & Martin, U. (2007). *Practical volcanology*. Geological Institute of Hungary. 86p. ISBN: 978-963-671-259-4.
-

-
- Nicholson, K. (1992). Contrasting mineralogical-geochemical signatures of manganese oxides; guides to metallogenesis. *Economic Geology*, 87(5), 1253-1264. doi: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.87.5.1253>
- Nielson, D. L., & Hulen, J. B. (1984). Internal geology and evolution of the Redondo Dome, Valles Caldera, New Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10), 8695. doi: <https://doi.org/10.1029/JB089iB10p08695>
- Nier, A.O. (1950). A Redetermination of the Relative Abundances of the Isotopes of Carbon, Nitrogen, Oxygen, Argon, and Potassium. *Physical Review*, 77(6), 789. doi: <https://doi.org/10.1103/PhysRev.77.789>
- Niespolo, E.M., Rutte, D., Deino, A.L., & Renne, P.R. (2017). Intercalibration and age of the Alder Creek sanidine $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standard. *Quaternary Geochronology*, 39, 205-213. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.09.004>
- Norrish, K., & Hutton, J. . (1969). An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33(4), 431-453. doi: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(69\)90126-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(69)90126-4)
- Novarese, V. & Pullè, G. (1920). Tavoleta Geologica e Mineraria: Nébida. Carta Geologico-Mineraria del Igesiente. Carta Geologica d'Italia, E 1:25.000. *Reale Ufficio Geologico: Foglio 232*, Novara.
- Novarese, V., Taricco, M., & Pullè, G. (1933). Isola di San Pietro. Capo Sperone. Carta Geologica d'Italia, E 1:100.000. *Reale Ufficio Geologico: Foglio 232 and 232 bis*, Roma.
- Novembre, D., Carrazana, A., & Gimeno, D. (2019). *Solid-state synthesis of silicates that tries to reproduce rhyolitic-xenolith interaction in the Monte Ulmus peralkaline pyroclastic unit (Sardinia , Italy)*. In Goldschmidt 2019. Barcelona. Session 06f.
- Novembre, D., Gimeno, D., D'Alessandro, N., & Tonucci, L. (2018) a. Hydrothermal synthesis and characterization of kalsilite by using a kaolinitic rock from Sardinia, Italy, and its application in the production of biodiesel. *Mineralogical Magazine*, 82(4), 961-973. doi: <https://doi.org/10.1180/minmag.2017.081.080>
- Novembre, D., Pace, C., & Gimeno, D. (2018) b. Synthesis and characterization of wollastonite-2 M by using a diatomite precursor . *Mineralogical Magazine*, 82(1), 95–110. doi: <https://doi.org/10.1180/minmag.2017.081.025>
- Novembre, D., Gimeno, D., Brent Poe, B. (2018) c. Diatomite as natural precursor for the synthesis of $\text{KAISiO}_4\text{-O1}$. *European Journal of Mineralogy* ; 30 (6): 1127-1132. doi: <https://doi.org/10.1127/ejm/2018/0030-2782>
-

-
- Novembre, D., & Gimeno, D. (2017). The Solid-state Conversion of Kaolin to KAlSiO₄ Minerals: The Effects of Time and Temperature. *Clays and Clay Minerals*, 65(5), 355–366. doi: <https://doi.org/10.1346/CCMN.2017.064077>
- Novembre, D., Pace, C., & Gimeno-Torrente, D. (2014). Syntheses and characterization of zeolites K-F and W type using a diatomite precursor. *Mineralogical Magazine*, 78(5), 1209-1225. doi: <https://doi.org/10.1180/minmag.2014.078.5.08>
- Ogasawara, M., Mikoshiba, M., Geshi, N., Shimoda, G., & Ishizuka, Y. (2018). Optimization of analytical conditions for major element analysis of geological samples with XRF using glass beads. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 69(2), 91-103. doi: <https://doi.org/10.9795/bullgsj.69.91>
- Oggiano, G., Funedda, A., Carmignani, L., & Pasci, S. (2009). The Sardinia-Corsica microplate and its role in the Northern Apennine Geodynamics: New insights from the Tertiary intraplate strike-slip tectonics of Sardinia. *Bollettino Della Società Geologica Italiana*, 128(2), 527-539. doi: <https://doi.org/10.3301/IJG.2009.128.2.527>
- Oggiano G., Pasci S. & Funedda A. (1995). Il bacino di Chilivani- Berchidda: un esempio di struttura trastensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 114, 465-475.
- Okada, H., Yasuda, Y., Yagi, M., & Kai, K. (2000). Geology and fluid chemistry of the Fushime geothermal field, Kyushu, Japan. *Geothermics*, 29(2), 279–311. doi: [https://doi.org/10.1016/S0375-6505\(99\)00063-2](https://doi.org/10.1016/S0375-6505(99)00063-2)
- Olivas A., J. Cruz-Reyes, J, Avalos ,M., Petranovskii, V., Fuentes, S. (1999). Influence of preparation conditions on formation of crystalline phases of nickel sulfide, *Materials Letters*, 38: 141–144.
- Orsini, J.B., Coulon, C., Coccozza, T. (1980). Dérive cénozoïque de la Corse et de la Sardaigne et ses marqueurs géologiques. *Geologie en Mijnbown*,59(4), 385-396.
- Oudet, J, Münch, P, Verati, C, Ferrandini, M, Melinte-Dobrinescu, M, Gattacceca, J, Cornée, J.J, Oggiano, G., Quillévéré, F., Borgomano, J., & Ferrandini, J. (2010). Integrated chronostratigraphy of an intra-arc basin: ⁴⁰Ar/³⁹Ar datings, micropalaeontology and magnetostratigraphy of the early Miocene Castelsardo basin (northern Sardinia, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295(1-2), 293-306. doi: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.06.007>
- Pala, A., Pecorini, G., Porcu, A., 1977. Struttura idrogeologica della soglia di Siliqua fra la fossa del Campidano e la fossa del Cixerri. *Bollettino Della Società Geologica Italiana* 95, 705–724.
-

-
- Papoulis, D. Tsolis-Katagas, P., Tsikouras, B., Katagas, C. (2005). An FT-Raman, Raman and FTIR study of hydrothermally altered volcanic rocks from Kos Island (Southeastern Aegean, Greece). *Developments in Volcanology* 7, 239-304. doi: [https://doi.org/10.1016/S1871-644X\(05\)80046-4](https://doi.org/10.1016/S1871-644X(05)80046-4)
- Parfitt, L., & Wilson, L. (2009). *Fundamentals of physical volcanology*. John Wiley & Sons. 256p. ISBN: 978-0-632-05443-5. eBook ISBN: 978-1-444-30756-6.
- Paropkari, A. L., Ray D, Balaram, V, Prakash, L. S, Mirza, I. H, Satyanarayana, M, Rao, T. G, Kaisary, S (2010). Formation of hydrothermal deposits at Kings Triple Junction, northern Lau back-arc basin, SW Pacific: the geochemical perspectives. *Journal Asian Earth Science* 38, 21-130. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.12.003>
- Parsons, I. (Ed.). (1994). *Feldspars and their reactions* (Vol. 421). Springer Science & Business Media. 650p. eBook ISBN: 978-94-011-1106-5. Doi: 10.1007/978-94-011-1106-5.
- Pasci, S., Pioli, L., Pisanu, G., Rosi, M., Sale, V., Benvenuti, E., & Laurenzi, M. (2001). Tettonica e Vulcanismo Miocenici nel Sulcis (Sardegna SW). In *Abstract in Geitalia, III FIST Meeting, 5-8 September 2001, Chieti (Italy)*, 248-249.
- Pasci S., Oggiano G. & Funedda A. (1998). Rapporti tra tettonica e sedimentazione lungo le fasce trascorrenti cenozoiche della Sardegna centro-settentrionale. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 117, 443-453.
- Pasci S. (1997). Tertiary transcurrent tectonics of North-Central Sardinia. *Bulletin de la Société Géologique de France* 168, 301-312.
- Pearce, J. A. (1996). *A User's Guide to Basalto Discriminant Diagrams*. Geological Association of Canada, Short Course Notes.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., & Tindle, A. G. (1984). Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983. doi: <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Peccerillo, A., Donati, C., Santo, A. P., Orlando, A., Yirgu, A. & Ayalew, D. (2007). Petrogenesis of silicic peralkaline rocks in the Ethiopian rift: Geochemical evidence and volcanological implications. *Journal of African Earth Sciences* 48,161-173.
- Peccerillo, A. (2005). *Cenozoic Volcanism in the Tyrrhenian Sea Region*. Advances in Volcanology. 2nd Editicon (2017). Springer International Publishing. 399p. eBook ISBN 978-3-319-42491-0. doi: 10.1007/978-3-319-42491-0.
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63-81.
-

-
- Peng, S., Babcock, L. E., & Cooper, R. A. (2012). *The Cambrian Period*. In *The Geologic Time Scale 2012 (Vol. 1-2)*. Elsevier B.V. 437-488. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00019-6>
- Pietracaprina, A. (1966). La bentonite di Uri. Sardegna. *Bolletín di la Società Geologica Italiana*, 85. 625-637.
- Pillola, G. L. (2002). The Archaeocyathan-Calcimicrobes mounds of Rocca Bianca Quarry (Matoppa Fm., Early Cambrian, SW Sardinia, Italy). *Rendiconti della Società Paleontologica Italiana*, 1: 209-213. <http://hdl.handle.net/11584/4202>
- Pin, C., & Gannoun, A. (2017). Integrated Extraction Chromatographic Separation of the Lithophile Elements Involved in Long-Lived Radiogenic Isotope Systems (Rb-Sr, U-Th-Pb, Sm-Nd, La-Ce, and Lu-Hf) Useful in Geochemical and Environmental Sciences. *Analytical Chemistry*, 89(4), 2411-2417. doi: <https://doi.org/10.1021/acs.analchem.6b04289>
- Pin, C., & Zalduegui, J. S. (1997). Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta*, 339(1-2), 79-89. doi: [https://doi.org/10.1016/S0003-2670\(96\)00499-0](https://doi.org/10.1016/S0003-2670(96)00499-0)
- Pin, C., Briot, D., Bassin, C., & Poitrasson, F. (1994). Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta*, 298(2), 209-217. doi: [https://doi.org/10.1016/0003-2670\(94\)00274-6](https://doi.org/10.1016/0003-2670(94)00274-6)
- Pioli, L., Lanza, R., Ort, M., & Rosi, M. (2008). Magnetic fabric, welding texture and strain fabric in the Nuraxi Tuff, Sardinia, Italy. *Bulletin of Volcanology*, 70(9), 1123-1137. doi: <https://doi.org/10.1007/s00445-008-0194-1>
- Pioli, L. & Rosi, M. (2005). Rheomorphic structures in a high-grade ignimbrite: The Nuraxi tuff, Sulcis volcanic district (SW Sardinia, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(1-2), 11-28. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.10.011>
- Pioli L. (2003). High-grade ignimbrites from the Sulcis volcanic district (SW Sardinia, Italy): the example of Nuraxi tuff (Ph.D. Thesis). Dipartimento di Scienze della Terra, University of Pisa. 157p.
- Pitzalis, E., Fulignati, P., Lezzerini, M., Cioni, R., Pinarelli, L., Tamponi, M., & Gioncada, A. (2019). Origin of volcanic-hosted Mn-oxide mineralization from San Pietro Island (SW Sardinia, Italy): An integrated geochemical, mineralogical and isotopic study. *Journal of Geochemical Exploration*, 204(May), 206-223. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.05.010>
-

-
- Plank, T., & Langmuir, C. H. (1998). The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145(3–4), 325-394. doi: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00150-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00150-2)
- Pollock, S. G. (1987). Chert formation in an Ordovician volcanic arc. *Journal of Sedimentary Research*, 57(1), 75–87.
- Ponce, J. J., Carmona, N., y Montagna, A. O. (2018). Atlas de estructuras inorgánicas y biogénicas. descripción, análisis e interpretación a partir de afloramientos, testigos corona y registros de imágenes de pozo. 1a edición para el alumno. Ciudad Autónoma de Buenos Aires. Fundación YPF, 2018. 170p. ISBN 978-987-4153-07-4.
- Pretti, S. (1988). Mineralization related to Tertiary volcanism in Sardinia: opportuneness of a re-examination. Zuffar'days. Symposium held in Cagliari, October 10-15. 1988 Università di Cagliari. 89-100.
- Pringle, M.S., McWilliams, M., Houghton B.F., Lanphere, M.A., & Wilson, C.J.N. (1992). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Quaternary feldspar: Examples from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geology*, 20(6), 531-534.
- Pullè, G. (1926). Tavoleta Geologica e Mineraria: Portoscuso. Carta Geologico-Mineraria del Iglesiente. Carta Geologica d'Italia, E 1:25.000. *Reale Ufficio Geologico*: F° 232, Roma.
- Pullè, G. (1913). Il manganese della regione di Portoscuso. Sardegna e le formazioni trachitiche che l'accompagnano. *Bolletín Com. Geologica de Italia*, XLIII. 321-345
- Pupin, J. P. (1980). Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73(3), 207-220. doi: <https://doi.org/10.1007/BF00381441>
- Ramon-Sala, L. (2009). Estudi de la successió piroclàstica miocena de l'Oest de l'illa de Sant'Antioco al sector Cala Saboni-Sa Corona de Su Crobu (Tesis de Licenciatura inédita). Universitat de Barcelona, 52p.
- Redini, R. (1940). Sull Wolframio. Connesso a Minerali Manganesiferi e Sulleta di Talune Formazioni Terziarie della Sardegna Settentrionale. *Bollettino del R. Ufficio Geologico d'Italia*, vLXV. Nota III. XVIII-XIX.
- Réhault, J. P., Honthaas, C., Guennoc, P., Bellon, H., Ruffet, G., Cotten, J., Sosson, M., & Maury, R.C. (2012). Offshore Oligo-Miocene volcanic fields within the Corsica-Liguria Basin: Magmatic diversity and slab evolution in the western Mediterranean Sea. *Journal of Geodynamics*, 58, 73-95. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.02.003>
- Reiners, P.W., Carlson, R.W., Renne, P.R., Cooper, K. M., Granger, D. E., McLean, N. M., & Schoene, B. (2017). *Geochronology and thermochronology*. John Wiley & Sons, 464p-
-

-
- Renaudeau, J. (2019). Continuous formulation of implicit structural modeling discretized with mesh reduction methods. Thèse. Spécialité Géosciences. École doctorale SIRENa, Science et ingénierie des ressources naturelles. Docteur de l'Université de Lorraine. France. 190p.
- Renne, P.R., Balco, G., Ludwig, K.R., Mundil, R., & Min, K. (2011). Response to the comment by W.H. Schwarz et al. on "Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology" by P.R. Renne et al. (2010). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 5097-5100. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.06.021>
- Renne, P.R., Deino, A.L., Hames, W.E., Heizler, M.T., Hemming, S.R., Hodges, K. V., Koppers, A.A.P., Mark, D.F., Morgan, L.E., & Phillips, D. (2009). Data reporting norms for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Quaternary Geochronology*, 4(5), 346-352. doi: <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.06.005>
- Renne, P.R., Deino, A.L., Walter, R.C., Turrin, B.D., Swisher III, C.C., Becker, T.A., Curtis, G.H., Sharp, W.D., & Jaouni, A.R. (1994). Intercalibration of astronomical and radioisotopic time. *Geology*, 22(9), 783-786. doi: <https://doi.org/10.1130/0091-7613>
- Renne, P.R., Mulcahy, S.R., Cassata, W.S., Morgan, L.E., Kelley, S.P., Hlusko, L.J., & Njau, J.K. (2012). Retention of inherited Ar by alkali feldspar xenocrysts in a magma: Kinetic constraints from Ba zoning profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 93, 129-142. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.06.029>
- Renne, P.R., Mundil, R., Balco, G., Min, K., & Ludwig, K.R. (2010). Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(18), 5349-5367. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.06.017>
- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L., & DePaolo, D.J. (1998). Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology*, 145(1-2), 117-152. doi: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00159-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00159-9)
- Reolid, M., Nieto, L. & Luis, M. N. (2010). Jurassic Fe-Mn macro-oncoids from pelagic swells of the External Subbetic (Spain): Evidences of microbial origin. *Geologica Acta*, 8(2), 151–168. <https://doi.org/10.1344/105.000001525>
- Reyes, E., Huertas, F., & Linares, J. (1974). Alteraciones de tobas volcánicas a montmorillonita en el sector de Las Negras (Almería). *Estudios Geológicos*, XXX, 327-336.
-

-
- Rivera, T. A., Schmitz, M. D., Jicha, B. R., & Crowley, J. L. (2016). Zircon Petrochronology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Sanidine Dates for the Mesa Falls Tuff: Crystal-scale Records of Magmatic Evolution and the Short Lifespan of a Large Yellowstone Magma Chamber. *Journal of Petrology*, 57(9), egw053. doi: <https://doi.org/10.1093/petrology/egw053>
- Rivera, T.A., Storey, M., Zeeden, C., Hilgen, F.J., & Kuiper, K.A. (2011). Refined astronomically calibrated $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age for Fish Canyon sanidine. *Earth and Planetary Science Letters*, 311(3-4), 420-426. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.017>
- Rizvanova, N. G., Levchenkov, O. A., Belous, A. E., Bezmen, N. I., Maslenikov, A. V., Komarov, A. N., ... Levskiy, L. K. (2000). Zircon reaction and stability of the U-Pb isotope system during interaction with carbonate fluid: experimental hydrothermal study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(1), 101-114. doi: <https://doi.org/10.1007/s004100050576>
- Roche, O., Druitt, T. H., & Merle, O. (2000). Experimental study of caldera formation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B1), 395-416. doi: <https://doi.org/10.1029/1999JB900298>
- Rodríguez-Buiza, A. (2016). Estudi petrològic i geoquímic d'una successió piroclàstica del Sulcis, SO de l'illa de Sardenya, Itàlia (Tesis de Licenciatura inèdita). Universitat de Barcelona, 63p.
- Rodríguez-López A. (2009). *Cartografia i anàlisi geoquímic al Sud-oest de l'illa de Santo Antioco* (Tesis de Licenciatura inèdita). Universitat de Barcelona, 48p.
- Roelandts, I. (1996). Geochemical reference materials: Update 1996. *Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy*, 51(12), 1435–1441. doi: [https://doi.org/10.1016/0584-8547\(96\)01555-8](https://doi.org/10.1016/0584-8547(96)01555-8)
- Rollet, N., Déverchère, J., Beslier, M.-O., Guennoc, P., Réhault, J.-P., Sosson, M., & Truffert, C. (2002). Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, *Western Mediterranean*. *Tectonics*, 21(3), 6-1-6-23. doi: <https://doi.org/10.1029/2001TC900027>
- Ronga, F. (2011). Petrogenesi delle vulcanite del Sulcis (Sardegna Sud-occidentale) Dottorato di Ricerca in Petrografia e Petrologia XXIII ciclo (Ph.D. Thesis) Università degli Studi di Catania in consorzio con Università degli Studi di Napoli "Federico II". 159p.
- Rosselló-Espuny, Z. (2005). Estudi Vulcanoestratigràfic, Petrològic i Geoquímic d'una unitat piroclàstica miocènica situada a l'Isola di San Pietro, SW de Sardegna (Itàlia) (Tesis de Licenciatura inèdita). Universitat de Barcelona, 57p.
- Rossi, P., Guennoc, P., Réhault, J.-P., Arnaud, N., Jakni, B., Poupeau, G., Tegye, M., Ferrandini, J., Sosson, M., Beslier, M.-O., Rollet, N., & Gloaguen, R. (1998). Importance
-

- du volcanisme calco-alkalin miocène sur la marge sud-ouest de la Corse (campagne MARCO). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 327(6), 369-376. doi: [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(99\)80012-3](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(99)80012-3)
- Rousseau, R. M. (2001). Detection Limit and Estimate of Uncertainty of Analytical Xrf Results *. *The Rigaku Journal* 18(2), 33-47.
- Rousseau, R. (2013). How to Apply the Fundamental Parameters Method to the Quantitative X-ray Fluorescence Analysis of Geological Materials. *Journal of Geosciences and Geomatics*, 1(1), 1-7. doi: <https://doi.org/10.12691/jgg-1-1-1>
- Rubin, J. N., Henry, C. D., & Price, J. G. (1993). The mobility of zirconium and other "immobile" elements during hydrothermal alteration. *Chemical Geology*, 110(1-3), 29-47. doi: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90246-F](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90246-F)
- Russell, W. A., Papanastassiou, D. A., & Tombrello, T. A. (1978). Ca isotope fractionation on the Earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8), 1075-1090. doi: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90105-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90105-9)
- Sabine, P.A. & Young, B.R. (1975). Metamorphic processes at high temperature and low pressure: the petrogenesis of the metasomatized and assimilated rocks of Carneal, Co. Antrim. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 280, 225-269.
- Sato, K., Tassinari, C.C.G., Basei, M.A.S., Siga, O., Onoe, A.T. & De Souza, M.D. (2014). Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP IIe/MC) of the Institute of Geosciences of the University of Sao Paulo, Brazil: Analytical method and first results: *Geologia USP - Serie Cientifica*, (14), 3-18, doi: <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400030001>
- Savelli, C. & Ligi, M. (2017). An updated reconstruction of basaltic crust emplacement in Tyrrhenian sea, Italy. *Scientific Reports*, 7(1), 1-12. doi: <https://doi.org/10.1038/s41598-017-17625-2>
- Savelli, C. (2015). Fast Episodes of West-Mediterranean-Tyrrhenian Oceanic Opening and Revisited Relations with Tectonic Setting. *Scientific reports*, 5, 14271. doi: <https://doi.org/10.1038/srep14271>
- Savelli, C., Beccaluva, L., Deriu, M., Macciotta, G., & Maccioni, L. (1979). K/Ar geochronology and evolution of the tertiary "calc-alkalic" volcanism of sardinia (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5(3-4), 257-269. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(79\)90019-2](https://doi.org/10.1016/0377-0273(79)90019-2)

-
- Savelli, C. (1975). Datazioni preliminari col metodo K-Ar di vulcaniti della Sardegna Sud-Occidentale. *Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 31(1), 191-198.
- Scaillet, S. (2018). Explosive eruptive history of Pantelleria, Italy: Repeated caldera collapse and ignimbrite emplacement at a peralkaline volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349, 47–73. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.013>
- Scaillet, B., & Macdonald, R. (2005). Phase equilibrium constraints on the production and storage of peralkaline silicic magmas: insights from Kenya and Pantelleria. Peralkaline Rocks: Sources, Economic Potential and Evolution from Alkaline Melts, Workshop on Peralkaline Rocks, 96–98. Retrieved from <http://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00103716/>
- Scaillet, B., & MacDonald, R. (2001). Phase Relations of Peralkaline Silicic Magmas and Petrogenetic Implications. *Journal of Petrology*, 42(4), 825–845. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.4.825>
- Schaltegger, U., Schmitt, A. K., & Horstwood, M. S. A. (2015). U–Th–Pb zircon geochronology by ID-TIMS, SIMS, and laser ablation ICP-MS: Recipes, interpretations, and opportunities. *Chemical Geology*, 402, 89-110. doi: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.02.028>
- Schoene, B. (2013). 4.10: U-Th-Pb Geochronology. *Treatise on Geochemistry: Second Edition* (Vol. 4). Elsevier Ltd. 340-370. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00310-7>
- Schmitz, M.D., Bowring, S.A., 2001. U–Pb zircon and titanite systematics of the Fish Canyon Tuff: an assessment of high-precision U–Pb geochronology and its application to young volcanic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 2571–2587. doi: [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00616-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00616-0)
- Scott, S. D., 1976. Experimental methode in sulfide syntheais. In P. H. Ribbe Ed. *Sulfide Mineralogy. Reviews in Mineralogy* V 1, S-1- S-38; Mineralogical Society of America. ISBN 0-939950-01-4.
- Séranne, M. (1999). The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. *Geological Society Special Publication*, 156, 15-36. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.156.01.03>
- Shand, S.J. (1927). Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits, with a chapter on meteorites. John Wiley and Sons, New York, 488 p.
- Shanks, W.C.P., III, Morgan, L.A., Balistrieri, L. & Alt, J.C. (2005). *Hydrothermal vent fluids, siliceous hydrothermal deposits, and hydrothermally altered sediments in Yellowstone*
-

-
- Lake, in Inskip, W.P. & McDermott, T.R., Eds. *Geothermal biology and geochemistry in Yellowstone National Park*: Bozeman, Mont., Thermal Biology Institute, Montana State University. 54-72. <http://www.rcn.montana.edu/Publications/Detail.aspx?id=155>
- Sharp, Z. (2017). *Chapter 6: Biogenic Carbonates - Oxygen*. In *Principles of Stable Isotope Geochemistry*. 2nd ed., 31p. doi: <https://doi.org/https://doi.org/10.25844/h9q1-0p82>
- Shelley, D. (1993). *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Classification, textures, microstructures and mineral preferred orientation. Chapman & Hall, London, Springer Netherlands, 3th ed., 446p.
- Sinisi, R. (2012). *Iron and Manganese Accumulation in Sardinia: The Role of Supergenic and Hydrothermal Processes*. Thesis. Ph.D. School in Natural Sciences XXIII Cycle. University of Sassari. 95 p.
- Sinisi, R., Mameli, P., Mongelli, G., & Oggiano, G. (2012). Different Mn-ores in a continental arc setting: Geochemical and mineralogical evidences from Tertiary deposits of Sardinia (Italy). *Ore Geology Reviews*, 47, 110-125. doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.03.006>
- Sinisi, R., Mameli, P., Oggiano, G., & Mongelli, G. (2009). Ba in different Mn ores of Sardinia (Italy): a preliminary study. *ResearchGate*. Retrieved from doi: <http://www.researchgate.net/publication/236943748>
- Smith, M. P., Moore, K., Kavecsánszki, D., Finch, A. A., Kynicky, J., & Wall, F. (2016). From mantle to critical zone: A review of large and giant sized deposits of the rare earth elements. *Geoscience Frontiers*, 7(3), 315-334. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.12.006>
- Solé J., Pi, T., & Enrique, P. (2003). New geochronological data on the Late Cretaceous alkaline magmatism of the northeast Iberian Peninsula. *Cretaceous Research*, 24(2), 135-140.
- Sotgia, R.T. (1920). Una Manganite Volframifera Sarda. *Rend. Associazione Mineraria Sarda, Ilgesias* 25 (4). 19-21
- Sparks, R. S. J., Francis, P. W., Hamer, R. D., Pankhurst, R. J., O'Callaghan, L. O., Thorpe, R. S., & Page, R. (1985). Ignimbrites of the Cerro Galan caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24(3-4), 205-248. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90071-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90071-X)
- Sparks, S. R. J., Sigurdsson, H., & Wilson, L. (1977). Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267(5609), 315-318. doi: <https://doi.org/10.1038/267315a0>
-

-
- Spencer, C. J., Kirkland, C. L., & Taylor, R. J. M. (2016). Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology. *Geoscience Frontiers*, 7(4), 581-589. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.11.006>
- Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., & Mattei, M. (2002). Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provençal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*, 347(4), 231-251.
- Spinks, K. D., Acocella, V., Cole, J. W., & Bassett, K. N. (2005). Structural control of volcanism and caldera development in the transtensional Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(1-4), 7-22. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.11.014>
- Stacey, J. S., & Kramers, J. D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26(2), 207-221. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
- Steiger, R.H. & Jäger, E. (1977). Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and planetary science letters*, 36(3), 359-362. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7)
- Stern, C. R., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J. E., Lara, L. E., Naranjo, J. A., ... Skewes, M. A. (2007). Chapter 5: Chilean volcanoes. In *The Geology of Chile*. In Moreno, T. & Gibbons, W. (eds). The Geological Society of London. 147-178. doi: <https://doi.org/10.1144/GOCH.5>
- Stix, J., & Kobayashi, T. (2008). Magma dynamics and collapse mechanisms during four historic caldera-forming events. *Journal of Geophysical Research*, 113(B9), B09205. doi: <https://doi.org/10.1029/2007JB005073>
- Stoppa, L., Kutterolf, S., Rausch, J., Grobety, B., Pettke, T., Wang, K. L., & Hemming, S. (2018). The Malpaisillo Formation: A sequence of explosive eruptions in the mid to late Pleistocene (Nicaragua, Central America). *Journal of volcanology and geothermal research*, 359, 47-67.
- Stoppa, F. (Ed.). (2012). *Updates in Volcanology: A Comprehensive Approach to Volcanological Problems*. Edited by Francesco Stoppa. 256p. eBook (PDF) ISBN: 978-953-51-4915-6.
- Stoppa, F. (2008). Alkaline and ultramafic lamprophyres in Italy: distribution, mineral phases and bulk rock data. In N. V. Vladykin (Ed.). Proceeding of VIII International Workshop. Russian Academy of Sciences. Irkutsk. *Deep-seated magmatism its sources and plumes. Vol I*. UDK 550.42. 209-238.
-

-
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345. doi: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sutarno, R. & Steger (1985). The use of certified reference materials in the verification of analytical data and methods. *Talanta*, 32(6), 439-445. doi: [https://doi.org/10.1016/0039-9140\(85\)80253-8](https://doi.org/10.1016/0039-9140(85)80253-8)
- Takashima, R., Kuwabara, S., Sato, T., Takemura, K., & Nishi, H. (2017). Utility of trace elements in apatite for discrimination and correlation of Quaternary ignimbrites and co-ignimbrite ashes, Japan. *Quaternary Geochronology*, 41, 151-162.
- Taricco, M. (1934) a. Geologia del Foglio dell'Isola di San Pietro y Capo Sperone (Sardegna) (Note illustrative). *Bollettino del Reale Ufficio Geologico d'Italia*, 59(2), 1 - 78. Roma.
- Taricco, M. (1934) b. Isola di S. Pietro e Capo Sperone. Nota illustrativa ai fogli 232 e 232 bis della Carta geológica d'Italia 1:100.000. Serv. Geol. It. 48 p.
- Taricco, M. (1932). Tavoleta Geologica e Mineraria: Barbusi. Carta Geologico-Mineraria del Iglesiente, Carta Geologica d'Italia, E 1:25.000. *Reale Ufficio Geologico*, Foglio 233, Roma.
- Tarragó, M. (2013). Determinació i implicacions de la viscositat en l'emplaçament de la unitat ignimbrítica de Nuraxi (Sulcis, Sardenya) (Tesis de Master inédita). Universitat de Barcelona, 19 p.
- Taylor, S.R. & MacLennan, S.M. (1985). *The continental crust: its composition and evolution*. Geoscience Texts, Blackwell Scientific Pub., Oxford, 312 p. doi: <https://doi.org/10.1002/gj.3350210116>
- Thirlwall, M. F. (2002). Multicollector ICP-MS analysis of Pb isotopes using a 207pb-204pb double spike demonstrates up to 400 ppm/amu systematic errors in TI-normalization. *Chemical Geology*, 184(3-4), 255-279. doi:[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00365-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00365-5)
- Thompson, A. J. B., Hauff, P. L., & Robitaille, A. J. (1999). Alteration Mapping in Exploration. *Society of Economic Geology Newsletter* 39. 11-22. doi: <https://doi-org.sire.ub.edu/10.5382/Rev.16.03>
- Toscano, M., Pascual, E., Nesbitt, R. W., Almodóvar, G. R., Sáez, R., & Donaire, T. (2014). Geochemical discrimination of hydrothermal and igneous zircon in the Iberian Pyrite Belt, Spain. *Ore Geology Reviews*, 56, 301-311. doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.06.007>
-

-
- Travé, A., Calvet, F., Sans, M., Vergés, J., & Thirlwall, M. (2000). Fluid history related to the Alpine compression at the margin of the south-Pyrenean Foreland basin: The El Guix anticline. *Tectonophysics*, 321(1), 73-102. doi: [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00090-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00090-1)
- Tritlla, J. & Solé, J. (1999). A newly dated Cretaceous hydrothermal event in the Iberian Ranges (Eastern Spain) and its significance within the Mesozoic thermal history in the Iberian Peninsula. *Ore Geology Reviews*, 15(4), 243-259.
- Tugend, J., Manatschal, G., Kuszniir, N. J., Masini, E., Mohn, G., & Thion, I. (2014). Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics*, 33(7), 1239-1276. doi: <https://doi.org/10.1002/2014TC003529>
- Testa, M. (1983). Prime osservazioni sulla Geologia e sulle mineralizzazioni manganesefere dell'Isola di S. Pietro. Rilevamento geológico scala 1:10.000. Rapporto Programma CEE di ricerca di materia prime 882 AM/1b. 147p.
- Ubide, T., Wijbrans, J.R., Galé, C., Arranz, E., Lago, M., & Larrea, P. (2014). Age of the Cretaceous alkaline magmatism in northeast Iberia: Implications for the Alpine cycle in the Pyrenees. *Tectonics*, 33(7), 1444-1460. doi: <https://doi.org/10.1002/2013TC003511>
- Uras, I. (1965). Depositi manganeseferi in Sardegna, Parte I. *Resoconti dell'Associazione Mineraria Sarda, Anno LXX* (3), 1-32.
- Urabe T, & Kusakabe M. (1990). Barite silica chimneys from the Sumisu Rift, Izu-Bonin Arc: possible analog to hematitic chert associated with Kuroko deposits. *Earth Planetary Science Letter* 100, 283-290. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90191-Y](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90191-Y)
- Usui, A. & Glasby, G.P. (1998). Submarine hydrothermal manganese deposits in the Izu-Bonin-Mariana Arc: An overview. *The Island Arc*, 7: 422-431.
- Vázquez, J. A., & Reid, M. R. (2002). Time scales of magma storage and differentiation of voluminous high-silica rhyolites at Yellowstone caldera, Wyoming. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(3), 274-285.
- Veizer, J. (1989) Strontium isotopes in seawater through time. *Annual Revision Earth Planetary Science* 17 41-167.
- Veizer, J. (1978). *Abundance of strontium in common sediments and sedimentary rocks*. In: Wedepohl KH (ed) *Handbook of geochemistry II* 38 K 1-13 Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Velasco, F. (2004). Introducción al estudio de las inclusiones fluidas. XXIII Curso Latinoamericano de Metalogenia. 17-28 agosto 2004, Mendoza, Argentina. Auspiciado por UNESCO y SEG (Society of Economic Geologist). 98p.
-

-
- Vergés, J., Fernàndez, M., & Martínez, A. (2002). The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution. In: Rosenbaum, G. and Lister, G. S. (Eds): Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 55-74.
- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479-1493, doi: <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>. Retrieved from: <https://www.ucl.ac.uk/~ucfbpve/isoplotr/> (Last access : March, 2020).
- Villa, I. M., De Bièvre, P., Holden, N. E., & Renne, P. R. (2015). IUPAC-IUGS recommendation on the half-life of ^{87}Rb . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 164, 382-385. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.05.025>
- Villeneuve, M., Sandeman, H.A., & Davis, W.J. (2000). A method for intercalibration of U-Th-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages in the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(23), 4017-4030. doi: [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00484-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00484-1)
- Walter, T. R., & Troll, V. R. (2001). Formation of caldera periphery faults: an experimental study. *Bulletin of Volcanology*, 63(2-3), 191-203. doi: <https://doi.org/10.1007/s004450100135>
- Wang, K. & Jacobsen, S.B. (2016). An estimate of the Bulk Silicate Earth potassium isotopic composition based on MC-ICPMS measurements of basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 178, 223-232. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.12.039>
- Weaver, S. D., Gibson, I. L., Houghton, B. F., & Wilson, C. J. N. (1990). Mobility of rare earth and other elements during crystallization of peralkaline silicic lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43(1-4), 57-70. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90044-G](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90044-G)
- Wedepohl, K., Baumann, A. (2000). The Use of Marine Molluscan Shells for Roman Glass and Local Raw Glass Production in the Eifel Area (Western Germany). *Naturwissenschaften* 87, 129-132. doi: <https://doi.org/10.1007/s001140050690>
- Wetherill, G.W. (1956). An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 9(5-6), 290-292. doi: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(56\)90029-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(56)90029-1)
- Watson, E. B., & Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2), 295-304. doi: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X)
- Watson, E. B. (1979). Zircon saturation in felsic liquids: Experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70(4), 407-419. doi: <https://doi.org/10.1007/BF00371047>
-

-
- White, J. C., Parker, D. F., & Ren, M. (2009). The origin of trachyte and pantellerite from Pantelleria, Italy: Insights from major element, trace element, and thermodynamic modelling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 179(1-2), 33-55. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.10.007>
- Whitney, D.L. & Evans, B.W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187. doi: <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Winchester, J. A., & Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20(C), 325–343. doi: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Woodhead, J. D., & Hergt, J. M. (2001). Strontium, Neodymium and Lead Isotope Analyses of NIST Glass Certified Reference Materials: SRM 610, 612, 614. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 25(2-3), 261-266. doi: <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2001.tb00601.x>
- Workman, R. K., Hart, S. R., Jackson, M., Regelous, M., Farley, K. A., Blusztajn, J., ... Staudigel, H. (2004). Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(4), 44p. doi: <https://doi.org/10.1029/2003GC000623>
- Wotzlaw, J.-F., Hüsing, S. K., Hilgen, F. J., & Schaltegger, U. (2014). High-precision zircon U–Pb geochronology of astronomically dated volcanic ash beds from the Mediterranean Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 407(December), 19-34. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.09.025>
- Wotzlaw, J.F., Schaltegger, U., Frick, D.A., Dungan, M.A., Gerdes, A., & Günther, D. (2013). Tracking the evolution of large-volume silicic magma reservoirs from assembly to supereruption. *Geology*, 41(8), 867-870. doi: <https://doi.org/10.1130/G34366.1>
- Wright, H. M. N., Folkes, C. B., Cas, R. A. F., & Cashman, K. V. (2011). Heterogeneous pumice populations in the 2.08-Ma Cerro Galán Ignimbrite: implications for magma recharge and ascent preceding a large-volume silicic eruption. *Bulletin of Volcanology*, 73(10), 1513–1533. <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0525-5>
- Wu, C.-M., & Chen, H.-X. (2015). Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites. *Science Bulletin*, 60(1), 116-121. doi: <https://doi.org/10.1007/s11434-014-0674-y>
- Yokoyama, I., & Ohkawa, S. (1986). The subsurface structure of the AIRA caldera and its vicinity in Southern Kyushu, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 30(3-4), 253-282. doi: [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(86\)90057-0](https://doi.org/10.1016/0377-0273(86)90057-0)
-

- York, D., Evensen, N.M., Martínez, M.L., & De Basabe Delgado, J. (2004). Unified equations for the slope, intercept, and standard errors of the best straight line. *American Journal of Physics*, 72(3), 367-375. doi: <https://doi.org/10.1119/1.1632486>
- Zarasvandi, A., Zaheri, N., Pourkaseb, H., Chrachi, A., & Bagheri, H. (2014). Geochemistry and Fluid-Inclusion Microthermometry of the Farsesh Barite Deposit, Iran. *Geologos*, 20(3), 201–214. doi: <https://doi.org/10.2478/logos-2014-0015>
- Zeck, H.P., Maluski, H., & Kristensen, A.B. (2000). Revised geochronology of the Neogene calc-alkaline volcanic suite in Sierra de Gata, Alborán volcanic province, SE Spain. *Journal of the Geological Society*, 157(1), 75-81. doi: <https://doi.org/10.1144/jgs.157.1.75>
- Zhang, Y., & Xu, Z. (2016). Zircon saturation and Zr diffusion in rhyolitic melts, and zircon growth geospeedometer. *American Mineralogist*, 101(6), 1252-1267. doi: <https://doi.org/10.2138/am-2016-5462>
- Zhong, S., Feng, C., Seltmann, R., Li, D., & Qu, H. (2018). Can magmatic zircon be distinguished from hydrothermal zircon by trace element composition? The effect of mineral inclusions on zircon trace element composition. *Lithos*, 314-315, 646-657. doi: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.06.029>

15.2 Páginas WEB

- Bautista, B. C., Bautista, M. L. P., Stein, R. S., Barcelona, E. S., Punongbayan, R. S., Laguerta, E. P., ... & Amin, E. Q. (1996). Relationship of regional and local structures to Mount Pinatubo activity. *Fire and mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, 351-370. <https://pubs.usgs.gov/pinatubo/bbautist/> Last Access: May 2020.
- Clark, R.N., Swayze, G.A., Wise, R.A., Livo, K.E., Hoefen, T.M., Kokaly, R.F., Sutley S.J (2007). USGS Digital Spectral Library splib06a, USGS Digital Data Series: 231. <http://speclab.cr.usgs.gov> Last Access: March 2020.
- Condon, D., McLean, N., & Spencer Chris. Wikibooks. Open books. Introduction to Radioisotope Geochronology. https://en.wikibooks.org/wiki/Category:Book:Introduction_to_Radioisotope_Geochronology Last Access: July 2020.
- Condon, D., McLean, N., & Spencer Chris (2015). Wikibooks. Open books. Introduction to Radioisotope Geochronology. Part 7 - Dates to Ages: Considering Interpretation and Uncertainties in Geochronology This page was last edited on 17 March 2015, at 13:43.

https://en.wikibooks.org/wiki/Introduction_to_Radioisotope_Geochronology/Part_7_-_Dates_to_Ages:_Considering_Interpretation_and_Uncertainties_in_Geochronology

Last Access: July 2020.

Criterios para la nomenclatura de los minerales en español. Date: 05/09/19. Propuesta presentada en la asamblea ordinaria de socios de la Sociedad Española de Mineralogía (26 de junio, Ronda, Málaga): PDF Document.

<http://www.semineral.es/websem/seccion6.do?enlaceMenu=seccion6¬icia=noticia7>

Last Access: August 2020.

Database of luminescent Minerals: <https://www.fluomin.org/uk/fiche.php?id=840> Last Access: March 2019.

Green C. J. (2017). *Origin, distribution, morphology and chemistry of amphiboles in the Ironwood Iron-Formation, Gogebic Iron Range, Wisconsin, USA*. Faculty of George Mason University. Degree of Master of Science Earth Systems Science. 36p.

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (2018).

<http://www.isprambiente.gov.it/it>. Last Access: March 2020.

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (2018). Carte geologiche e geotematiche. Carta geologica alla scala 1 a 50.000. Sardegna. 564-Carbonia: http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/564_CARBONIA/Foglio.html. Last Access: March 2020.

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (2018). Carte geologiche e geotematiche. Carta geologica alla scala 1 a 50.000. Sardegna. 563-Isola di San Pietro: http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/563_ISOLA_DI_SAN_PIETRO/Foglio.html.

Last Access: March 2020.

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (2018). Carte geologiche e geotematiche. Carta geologica alla scala 1 a 50.000. Sardegna. 555-Iglesias: http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/555_IGLESIAS/Foglio.html. Last Access:

March 2020.

Jakson, A. (2012). Ore Deposits 101-Part 7. VMS (Volcanogenic Massive Sulfides) and Sedimentary Exhalative (Sedex) deposits. 28th November, 2012. Vimeo Video: <https://vimeo.com/54479443> Last Access: December 2019.

Jakson, A. (2015). Difference between Sedex and VMS deposits: Prospecting & Exploration, 911 Metallurgist web page. By Michaud D. February, 2015 <https://www.911metallurgist.com/blog/difference-between-sedex-vs-vms-deposits>. Last Access: December 2019.

-
- Kokaly, R.F., Clark, R.N., Swayze, G.A., Livo, K.E., Hoefen, T.M., Pearson, N.C., Wise, R.A., Benzel, W.M., Lowers, H.A., Driscoll, R.L., and Klein, A.J. (2017). USGS Spectral Library Version 7: U.S. Geological Survey Data Series 1035, 61p. ISSN: 2327-638X (online). <https://doi.org/10.3133/ds1035>. Last Access: April 2020.
- Lane, R. (2015). Seequent. Academic & Research. Implicit Modelling: Why implicit modeling? October 29, 2015. <https://www.seequent.com/why-implicit-modelling/> Last Access: July 2020.
- Hamilton, R (1995). *Solar System Earth Terrestrial Volcanoes. Resurgent Calderas*. Last Access: January 2020.
- Hollenbeck, P.J & Marc. (2015). Seequent. Academic & Research. Implicit Modelling: Reducing geological risk. October 28, 2015. <https://www.seequent.com/reducing-geological-risk/> Last Access: July 2020.
- Pasci, S, Carmignani, L, Pisanu, G, Sale, V, Ulzega, A, Orrù, P, Pintus, C, & Deiana, G. (2010). Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 564. Carbonia. Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale. Servizio Geologico d'Italia. Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960). Progetto CARG 2001-2008. *Regione Autonoma della Sardegna*. 268p. Retrieved from: http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/note_illustrative/564_Carbonia.pdf (Last access: March 2020).
- Rosselló, E.A.; De Urreiztieta, M.; Corre, C.L.E.; Cobbold, P.R.; Gapais, D. (1996). Elliptical form of Bajo La Alumbra and the caldera of cerro Galán (Catamarca, Argentina): A reflection of Andean deformation. *Revista de la Asociacion Geologica Argentina*. 51(3):193- 200 http://hdl.handle.net/20.500.12110/paper_00044822_v51_n3_p193_Rossello. Last Access: July 2020.
- SardegnaGeoportale (2017). Regione Autonoma della Sardegna: sardegnageoportale@regione.sardegna.it. Access date: March, 2016. Last Access: February 2020.
- SardegnaGeoportale (2017). Toponimi della Sardegna. Regione Autonoma della Sardegna: http://webgis2.regione.sardegna.it/catalogodati/card.jsp?uuid=R_SARDEG:MLDDR. Access date: March, 2016. Last Access: February 2020.
- SardegnaGeoportale (2017). Invaso artificiale. Regione Autonoma della Sardegna: http://webgis2.regione.sardegna.it/catalogodati/card.jsp?uuid=R_SARDEG:11111111-2222-1111-1111-111111177292. Access date: March, 2016. Last Access: February 2020.
-

-
- SardegnaGeoportale (2017). Corso d'acqua naturale. Regione Autonoma della Sardegna: http://webgis2.regione.sardegna.it/catalogodati/card.jsp?uuid=R_SARDEG:11111111-2222-1111-1111-111111152180. Access date: March, 2016. Last Access: February 2020.
- SardegnaGeoportale (2017). Rete stradale. Regione Autonoma della Sardegna: http://webgis2.regione.sardegna.it/catalogodati/card.jsp?uuid=R_SARDEG:BYMWZ. Access date: March, 2016. Last Access: February 2020.
- SardegnaGeoportale (2017). Carta geologica - Elementi areali. Regione Autonoma della Sardegna: http://webgis2.regione.sardegna.it/catalogodati/card.jsp?uuid=R_SARDEG:ADHWO. Access date: March, 2016. Last Access: February 2020.
- SardegnaGeoportale (2017). Carta geologica - Elementi lineari. Regione Autonoma della Sardegna: http://webgis2.regione.sardegna.it/catalogodati/card.jsp?uuid=R_SARDEG:XOJJY. Access date: March, 2016. Last Access: February 2020.
- SardegnaGeoportale (2017). Carta geologica - Elementi puntuali. Regione Autonoma della Sardegna: http://webgis2.regione.sardegna.it/catalogodati/card.jsp?uuid=R_SARDEG:QGINB. Access date: March, 2016. Last Access: February 2020.
- SardegnaGeoportale (2017). DTM passo 10 metri. Regione Autonoma della Sardegna: http://webgis2.regione.sardegna.it/catalogodati/card.jsp?uuid=R_SARDEG:JDCBN. Access date: March, 2016. Last Access: February 2020.
- SardegnaGeoportale (2017). DBGT10K - Linea di costa marina cartografica. Regione Autonoma della Sardegna: http://webgis2.regione.sardegna.it/catalogodati/card.jsp?uuid=R_SARDEG:11111111-2222-1111-1111-111111129485. Access date: December, 2019. Last Access: February 2020.
- Scholle, P. (2001) A color illustrated Guide to Carbonate Rock Constituents. Textures, Cements and Porosities. AAPG Memoir 27. The American Association of Petroleum Geologists. www.aapg.org Last Access: May 2020.
- Skill target: Quantifying carbonate porosity, textures and subsequent modifications. <https://www.saltworkconsultants.com/carbonate-porosity-choquette-and-pray/> Last Access: July 2020.
- Società Geologica Italiana. Progetto CARG (28/01/2020): <https://www.socgeol.it/323n2473/progetto-carg.html>. Last Access: March 2020.
- Webmineral. Wilkinsonite Mineral: <http://www.webmineral.com/data/Wilkinsonite.shtml> Access date: November, 2019. Last Access: August 2020.
-

MinDatOrg. Wilkinsonite Mineral: <https://www.mindat.org/min-4290.html> Access date: November, 2019. Last Access: August 2020.

16. ANEXO I: MAPAS VOLCANOLÓGICOS Y COLUMNA VOLCANOESTRATIGRÁFICA GENERALIZADA PARA EL SO DE CERDEÑA

Los resultados obtenidos en la cartografía de detalle se presentan de manera independiente en formato pdf (adjuntos a esta tesis), ya que el volumen de información es muy grande y este formato de Anexos no es apropiado para el tamaño y peso de la información asociada. Los archivos digitales pueden ser consultados por capas como un GIS.

16.1 Lista de Mapas y Columnas Vulcanológicas

- λ. MAPA GEOLÓGICO DE UNIDADES VOLCÁNICAS DE LA ISLA DE SAN PIETRO, SO DE CERDEÑA, ITALIA. ESCALA 1:30000
GEOLOGICAL MAP OF THE VOLCANIC UNITS, SAN PIETRO ISLAND, SW SARDINIA, ITALY
- λ. MAPA GEOLÓGICO DE UNIDADES VOLCÁNICAS DE LA ISLA DE SANT'ANTIOCO, SO DE CERDEÑA, ITALIA. ESCALA 1:50000
GEOLOGICAL MAP OF THE VOLCANIC UNITS, SANT'ANTIOCO ISLAND, SW SARDINIA, ITALY
- λ. MAPA GEOLÓGICO DE UNIDADES VOLCÁNICAS DEL ENTROTERRA SULCITANO, SO DE CERDEÑA, ITALIA. ESCALA 1:45000
GEOLOGICAL MAP OF THE VOLCANIC UNITS, SULCIS MAINLAND, SW SARDINIA, ITALY. SCALE 1:45000
- λ. MAPA GEOLÓGICO Y COLUMNAS VULCANOESTRATIGRÁFICAS DE LA ISLA DE SAN PIETRO
GEOLOGICAL MAP AND VOLCANOSTRATIGRAPHIC COLUMNS, SAN PIETRO ISLAND
- λ. COLUMNAS VULCANOESTRATIGRÁFICAS DE SAN PIETRO
VOLCANOSTRATIGRAPHIC COLUMNS, SAN PIETRO ISLAND
- λ. TABLA 16.1 [6.3]: VULCANOESTRATIGRAFÍA GENERALIZADA PARA EL SO DE CERDEÑA
TABLE 16.1 [6.3]: SUMMARY OF THE VOLCANOSTRATIGRAPHIC COLUMN FOR SW SARDINIA

17. ANEXO II: MAPAS DE MINERALIZACIONES DE MANGANESO Y HIERRO

Estos mapas se presentan también con cartografía de detalle de manera independiente en formato pdf (adjuntos a esta tesis), ya que el volumen de información es muy grande y este formato de Anexos no es apropiado para exponer la información relacionada. Los archivos digitales pueden ser consultados en capas como un GIS.

17.1 Lista de Mapas de Mineralizaciones

- λ. MAPA GEOLÓGICO DE LAS UNIDADES VOLCÁNICAS, ISLA DE SAN PIETRO, SO CERDEÑA, ITALIA. MINERALIZACIONES DE ÓXIDOS DE MANGANESO Y HIERRO. ESCALA 1:30000
GEOLOGICAL MAP OF THE VOLCANIC UNITS, SAN PIETRO ISLAND, SW SARDINIA, ITALY. MANGANESE AND IRON OXIDES MINERALIZATIONS. SCALE 1:30000

- λ. MAPA GEOLÓGICO DE LAS UNIDADES VOLCÁNICAS, ISLA DE SANT'ANTIOCO, SO CERDEÑA, ITALIA. MINERALIZACIONES DE ÓXIDOS DE MANGANESO Y HIERRO. ESCALA 1:50000
GEOLOGICAL MAP OF THE VOLCANIC UNITS, SANT'ANTIOCO ISLAND, SW SARDINIA, ITALY. MANGANESE AND IRON OXIDES MINERALIZATIONS. SCALE 1:50000

18. ANEXO III: TABLAS GEOLÓGICAS DE SOPORTE PARA LA CARTOGRAFÍA. RE-CLASIFICACIÓN DE UNIDADES Y DEFINICIÓN DE SUBUNIDADES EN LAS REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

18.1 Detalle de cantidad de muestras utilizadas de la bibliografía

Tabla 18.1 Cuadro resumen de cantidad de muestras por autor

References	Outcrop Sample #
Pioli (2003)	14
Roselló-Espuny (2005)	29
Ramon-Sala (2009)	45
Rodriguez-López (2009)	16
Ronga (2011)	125
Gisbert (2012)	60
Gisbert (2012)	
Gisbert & Gimeno (2017)	204
Gisbert et al. (2019)	
SubTotal	493

References	Drilling Sample #
Assorgia et al. (1990)	33
Gimeno (1991)	14
Assorgia et al. (1992)	3
Assorgia et al. (1994)	6
Morra et al. (1994)	65
Gisbert (2012)	23
SubTotal	144

Total	637
--------------	------------

18.2 Tabla de re-interpretación de unidades en afloramiento

Tabla 18.2: Referencias bibliográficas con datos geológicos de superficie. Las columnas (*Seris, Units, Subunits*) de re-interpretación se presentan actualizadas con la cartografía.

Nº	Sampler	Sample Year	Thesis References	Papers References	Place	Sample ID	East UTM	North UTM	Elevation m	Ref-Authors Units	Series	Units This work	Subunits
1	DGT	1993	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SU	SV-01	450350.35	4337644.50	20.00	NUR	MRH	NUR-vn	
2	DGT	1993	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SU	SV-2	450350.35	4337644.50	20.00	NUR	MRH	NUR	NUR-vn
3	DGT	1993	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SU	SV-3	450350.35	4337644.50	20.00	NUR	MRH	NUR	NUR-vn
4	DGT	1993	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SU	SV-04	450350.35	4337644.50	20.00	NUR	MRH	NUR	NUR-t
5	DGT	1993	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SU	SV-05	450350.35	4337644.50	20.00	NUR	MRH	NUR	NUR-t
6	DGT	1993	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SU	SV-08	450350.35	4337644.50	20.00	NUR	MRH	NUR	NUR-g
7	DGT	1993	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SU	SV-12a	450497.24	4337589.21	9.98	NUR	MRH	NUR	NUR-t
8	DGT	1993	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SU	SV-12b	450497.24	4337589.21	9.98	NUR	MRH	NUR	NUR-t
9	DGT	1993	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SU	SV-13b	450497.24	4337589.21	9.98	NUR	MRH	NUR	NUR-g
10	DGT	1993	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SU	SV-13bis_a	450497.24	4337589.21	9.98	NUR	MRH	NUR	NUR-g
11	DGT	1993	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SU	SV-13bis_b	450497.24	4337589.21	9.98	NUR	MRH	NUR	NUR-g
12	DGT	1993	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SU	SV-14a	450497.24	4337589.21	9.98	NUR	MRH	NUR	NUR-r
13	DGT	1993	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SU	SV-14b	450497.24	4337589.21	9.98	NUR	MRH	NUR	NUR-r
14	DGT	1993	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SU	SV-15a	450497.24	4337589.21	9.98	CA	MRH	CA	CA
15	DGT	1993	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SU	SV-15b	450497.24	4337589.21	9.98	NUR	MRH	NUR	NUR-r
16	DGT	1993	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SU	SV-15c	450497.24	4337589.21	9.98	NUR	MRH	NUR	NUR-r
17	DGT	1993	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SU	SV-16	450497.24	4337589.21	9.98	CA	MRH	CA	CA
18	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	Ant-1	452481.03	4325142.17	20.01	NUR	MRH	NUR	NUR-t
19	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	Ant-2	449349.12	4326220.78	108.93	NUR	MRH	NUR	NUR-vp
20	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	Ant-3	449349.12	4326220.78	108.93	NUR	MRH	NUR	NUR-vp
21	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	Ant-4	449349.12	4326220.78	108.93	NUR	MRH	NUR	NUR-t
22	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	Ant-5	449160.31	4326300.65	102.73	MC	MRH	MC	MC-p
23	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	Ant-6	449280.96	4326050.88	79.69	MC	MRH	MC	MC-p(P)
24	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-8	445180.66	4329282.86	11.68	PA	URH	PA	PA-R
25	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-9	445180.66	4329282.86	11.68	SP	URH	CT	CT-v
26	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-10	445180.66	4329282.86	11.68	SP	URH	CT	CT
27	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-11	445180.66	4329282.86	11.68	SP	URH	CT	CT
28	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-12	445180.66	4329282.86	11.68	SP	URH	CT	CT
29	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-13	449387.01	4325931.50	66.15	MC	MRH	MC	MC-g
30	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-14	449202.44	4325904.40	57.36	MC	MRH	MC	MC-p
31	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-15	448850.71	4325497.14	100.00	NUR	MRH	NUR	NUR-g
32	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	Ant-16a	450520.47	4328178.17	0.97	NUR	MRH	NUR	NUR-t
33	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	Ant-16b	450520.47	4328178.17	0.97	NUR	MRH	NUR	NUR-t
34	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	Ant-16c	450520.47	4328178.17	0.97	NUR	MRH	NUR	NUR-t
35	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	Ant-17	448469.24	4324986.08	72.29	MU	MRH	MC	MC-g
36	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	Ant-18	445721.28	4319499.24	13.86	MU	UCO	MU	UCO1-C
37	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	Ant-19	446820.02	4317859.43	0.54	MU	UCO	MU	UCO1-C
38	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	Ant-20	446820.02	4317859.43	0.54	MU	UCO	MU	UCO1-C
39	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-21	446820.02	4317859.43	0.54	MU	UCO	MU	UCO2
40	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	Ant-22	446751.01	4317781.62	1.41	MU	UCO	MU	UCO3-A
41	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	Ant-23	446782.34	4317707.46	7.35	MU	UCO	MU	UCO3-A
42	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	Ant-24	446294.66	4318652.34	42.86	SP	URH	CT	CT
43	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-25	446861.21	4318064.91	10.00	MU	LCO	CO	LCO4-B
44	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	Ant-26a	446539.36	4317926.27	29.44	MU	LCO	CO	LCO6
45	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-26b	446539.36	4317926.27	29.44	MU	UCO	MU	UCO3-A
46	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-27	446462.30	4317897.11	23.10	MU	UCO	MU	UCO3-A
47	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-28	446374.26	4318027.87	25.89	MU	UCO	MU	UCO3-A
48	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-29	446414.89	4318098.62	9.93	MU	UCO	MU	UCO3-A
49	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-30	446469.07	4318035.96	29.97	MU	UCO	MU	UCO3-A
50	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-31	446455.53	4318008.87	30.94	MU	UCO	MU	UCO3-A
51	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-32	446741.53	4317101.00	11.49	CO	UCO	MU	UCO3-B
52	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-33	446741.53	4317101.00	11.49	CO	UCO	MU	UCO3-B
53	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-34	446871.18	4316974.00	34.92	PA	URH	PA	PA-I
54	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-35	446783.95	4316959.61	30.00	MU?	URH	CT	CT
55	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-36	446783.95	4316959.61	30.00	MU?	URH	CT	CT-v
56	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-37	446783.95	4316959.61	30.00	MU?	URH	CT	CT
57	DGT	1995	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno, 2017	SA	ANT-38	446991.28	4317172.08	28.96	MU	UCO	MU	UCO3-A
58	LPI	2003	Pioli, 2003	only Ph.D. thesis	SU	Nu9	unknow	unknow	unknow	NUR	MRH	NUR	NUR-r
59	LPI	2003	Pioli, 2003	only Ph.D. thesis	SU	Nu10	unknow	unknow	unknow	NUR	MRH	NUR	NUR-r
60	LPI	2003	Pioli, 2003	only Ph.D. thesis	SU	Nu11	unknow	unknow	unknow	NUR	MRH	NUR	NUR-r
61	LPI	2003	Pioli, 2003	only Ph.D. thesis	SU	Nu1	unknow	unknow	unknow	NUR	MRH	NUR	NUR-r
62	LPI	2003	Pioli, 2003	only Ph.D. thesis	SU	Nu2	unknow	unknow	unknow	NUR	MRH	NUR	NUR-r
63	LPI	2003	Pioli, 2003	only Ph.D. thesis	SU	Nu3	unknow	unknow	unknow	NUR	MRH	NUR	NUR-r
64	LPI	2003	Pioli, 2003	only Ph.D. thesis	SU	Nu4	unknow	unknow	unknow	NUR	MRH	NUR	NUR-r
65	LPI	2003	Pioli, 2003	only Ph.D. thesis	SU	Nu5	unknow	unknow	unknow	NUR	MRH	NUR	NUR-r
66	LPI	2003	Pioli, 2003	only Ph.D. thesis	SU	Nu6	unknow	unknow	unknow	NUR	MRH	NUR	NUR-r
67	LPI	2003	Pioli, 2003	only Ph.D. thesis	SU	Nu7	unknow	unknow	unknow	NUR	MRH	NUR	NUR-r
68	LPI	2003	Pioli, 2003	only Ph.D. thesis	SU	Nu8	unknow	unknow	unknow	NUR	MRH	NUR	NUR-r
69	LPI	2003	Pioli, 2003	only Ph.D. thesis	SU	Nu12	unknow	unknow	unknow	NUR	MRH	NUR	NUR-r
70	LPI	2003	Pioli, 2003	only Ph.D. thesis	SU	Nule	unknow	unknow	unknow	NUR	MRH	NUR	NUR-r
71	LPI	2003	Pioli, 2003	only Ph.D. thesis	SU	Nu11	unknow	unknow	unknow	NUR	MRH	NUR	NUR-r
72	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P111	435502.18	4329814.17	1.56	SP	URH	CT	CT-v
73	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P112	435518.67	4329803.92	6.23	SP	URH	CT	CT
74	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P113	435469.75	4329811.27	16.83	SP	URH	CT	CT-v
75	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P114	435469.41	4329802.46	20.00	SP	URH	CT	CT
76	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P115	435459.31	4329807.69	18.02	SP	URH	CT	CT
77	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P116	435423.88	4329810.70	8.13	SP	URH	CT	CT
78	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P117	436089.32	4329973.59	19.82	SP	URH	CT	CT
79	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P118	436014.33	4330068.59	10.00	PM	URH	PA	PA-B
80	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P119	434991.41	4330628.68	11.87	PA	MRH	PC	PC
81	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P120	434980.73	4330780.95	31.20	PA	MRH	PC	PC
82	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P121	434972.07	4330822.16	30.64	PA	URH	PA	PA-I
83	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P122	439556.54	4337232.29	10.00	SP	URH	PCT	PCT2
84	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P124	439478.43	4337203.45	13.64	SP	URH	PCT	PCT3
85	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P126	440269.58	4337178.00	1.55	SP	URH	CT	CT-v
86	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P127	440270.49	4337238.18	3.82	SP	URH	CT	CT
87	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P128	440315.41	4337566.52	0.43	SP	URH	PCT	PCT1
88	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P129	440298.56	4337632.36	0.88	SP	URH	PCT	PCT1
89	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P130	440311.48	4337702.84	0.04	SP	URH	PCT	PCT1
90	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	P131	440110.26	4337773.10	0.00	SP	URH	PCT	PCT2

Tabla 18.2 continuación

Nº	Sampler	Sample Year	Thesis References	Papers References	Place	Sample ID	East UTM	North UTM	Elevation m	Ref-Authors Units	Series	Units This work	Subunits
91	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	PI32	440017.56	4337697.89	5.00	SP	URH	PCT	PCT3
92	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	PI33	439978.70	4337567.12	10.26	SP	URH	PCT	PCT3
93	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	PI34	439998.86	4337481.06	18.07	SP	URH	PCT	PCT4
94	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	PI35	439778.66	4336155.66	50.00	SP	URH	CT	CT
95	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	PI36	439618.19	4336153.21	50.00	SP	URH	PCT	PCT3
96	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	PI37	439498.31	4336149.64	50.84	SP	URH	PCT	PCT4
97	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	PI38	unknow	unknow	unknow	CO (tuff or lava?)	LCO	CO	LCO3-L
98	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	PI41	unknow	unknow	unknow	CO (tuff or lava?)	LCO	CO	LCO3-L
99	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	PI42	438537.82	4331910.01	77.82	CO (tuff or lava?)	LCO	PT	LCO4-D
100	ZRE	2005	Roselló-Espuny, 2005	Gisbert & Gimeno, 2017	SP	PI43	unknow	unknow	unknow	SP	URH	CT	CT
101	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-2	447693.72	4317597.17	50.00	CO	MRH	MC	MC-g
102	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-3	447689.09	4317590.22	49.99	CO?	MRH	MZ	MZ
103	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-5	447698.68	4317588.90	50.00	CO	MRH	MZ	MZ
104	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-6	447608.39	4317459.92	48.63	CO	MRH	NUR	NUR-1
105	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-7	447469.02	4317468.12	40.00	CO	LCO	PT	LCO4-A
106	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-9	446512.02	4318268.38	25.05	CO	UCO	MU	UCO3-A
107	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-10	446806.86	4317859.48	0.00	COMU	UCO	MU	UCO3-A
108	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-11	446849.40	4317838.22	3.58	COMU	LCO	CO	LCO6
109	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-15	446899.90	4317284.39	14.71	CO	UCO	MU	UCO3-A
110	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-17	447119.11	4316182.14	28.26	SP	URH	PA	PA-R
111	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-19	447315.85	4315940.76	14.67	supposed SP	LCO	CO	LCO2
112	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-20	448382.49	4315549.30	109.50	NUR	MRH	NUR	NUR-t
113	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-21	448206.28	4315703.29	85.23	?	MRH	MC	MC-p
114	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-26	448150.59	4315096.34	59.99	NUR	MRH	NUR	NUR-t
115	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-30	447341.36	4315926.07	17.52	CO	LCO	CO	LCO2
116	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-31	447310.40	4315922.50	3.91	CO	LCO	CO	LCO2
117	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-35	447842.88	4315903.18	46.40	CO	MRH	NUR	NUR-r
118	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-36	447967.89	4315815.21	57.20	CO	MRH	MC	MC-p
119	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-41	447546.54	4315287.23	0.00	SP	MRH	NUR	NUR-r
120	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-42	447198.11	4316132.15	36.98	NUR	URH	CT	CT
121	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-43	447231.32	4316111.82	40.10	ash below MU	URH	PA	PA-R
122	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-45	447213.56	4316121.15	40.00	SP	URH	CT	CT
123	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-47	447228.31	4316114.96	40.24	SP	URH	CT	CT-v
124	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-48	447218.20	4316095.08	40.00	MU	LCO	CO	LCO6
125	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-51	447780.76	4317861.85	65.22	AND	BAND	BAND	BAND
126	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-62	447707.21	4317974.03	80.20	indet	LCO	CO	LCO5
127	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-70	448376.01	4315188.01	78.30	possible MC	MRH	MC	MC-p
128	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-71	447638.48	4315139.07	39.79	NUR?	MRH	NUR	NUR-p1
129	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-72	448034.70	4315156.93	60.00	SP?	MRH	NUR	NUR-p1
130	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-73	447687.43	4315133.11	43.58	NUR	MRH	NUR	NUR-g
131	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-75	447703.97	4315130.47	44.05	?	MRH	NUR	NUR-yp
132	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-77	448272.82	4315238.29	76.32	?	MRH	MC	MC-p
133	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-78	448301.93	4315279.30	80.63	?	MRH	MC	MC-p
134	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-79	448216.60	4315321.28	73.22	?	MRH	CA	CA
135	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-80	448227.06	4315316.30	74.11	NUR?	MRH	MC	MC-p
136	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-81	448227.29	4315281.28	73.21	?	MRH	CA	CA
137	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	VS-745	447377.95	4315984.30	40.95	possible MU	UCO	MU	UCO1-C
138	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-91	447292.14	4315966.95	4.96	CO	LCO	CO	LCO2
139	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-92	447297.30	4315971.71	4.96	CO	LCO	CO	LCO2
140	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-93	447294.92	4315977.66	0.00	CO	LCO	CO	LCO2
141	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-94	447596.95	4315859.40	31.00	CO	LCO	CO	LCO3
142	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-95	447635.44	4315913.37	30.00	MZ	MRH	MZ	MZ
143	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-96	447559.77	4315793.38	11.77	possible NUR	MRH	NUR	NUR-p1
144	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-97	447535.96	4315788.09	4.22	NUR	MRH	NUR	NUR-p2
145	LRS	2009	Ramon, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	L-98	447574.98	4315813.89	18.72	CO	MRH	NUR	NUR-g
146	ARL	2009	Rodríguez-López, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	VS-713	449379.46	4312359.98	5.23	AND	BAND	BAND	BAND
147	ARL	2009	Rodríguez-López, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	VS-715	449147.41	4312949.88	76.78	AND	BAND	BAND	BAND
148	ARL	2009	Rodríguez-López, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	VS-716	449246.80	4313145.81	120.42	AND	BAND	BAND	BAND
149	ARL	2009	Rodríguez-López, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	VS-720	448807.56	4313492.05	152.47	AND	AND	AND	AND
150	ARL	2009	Rodríguez-López, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	VS-721	448946.09	4313332.12	166.66	AND	BAND	BAND	BAND
151	ARL	2009	Rodríguez-López, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	VS-722	448946.09	4313332.12	166.66	AND	BAND	BAND	BAND
152	ARL	2009	Rodríguez-López, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	VS-723	448946.09	4313332.12	166.66	AND	AND	AND	AND
153	ARL	2009	Rodríguez-López, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	VS-724	449221.85	4313217.17	121.04	AND	BAND	BAND	BAND
154	ARL	2009	Rodríguez-López, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	VS-725	449221.85	4313217.17	121.04	AND	AND	AND	AND
155	ARL	2009	Rodríguez-López, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	VS-726	449927.03	4313729.62	83.78	AND	BAND	BAND	BAND
156	ARL	2009	Rodríguez-López, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	VS-757	448248.82	4319379.14	164.71	NU	MRH	NUR	NUR-p1
157	ARL	2009	Rodríguez-López, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	VS-758	448482.20	4319614.09	170.56	AND	BAND	BAND	BAND
158	ARL	2009	Rodríguez-López, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	VS-759	447933.71	4319894.40	103.70	MC	MRH	MC	MC-vr
159	ARL	2009	Rodríguez-López, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	VS-760	447800.99	4319776.28	104.25	MZ	MRH	MZ	MZ
160	ARL	2009	Rodríguez-López, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	VS-761	447800.99	4319776.28	104.25	MZ	MRH	MZ	MZ
161	ARL	2009	Rodríguez-López, 2009	Gisbert & Gimeno 2017	SA	VS-762	447800.99	4319776.28	104.25	MZ	MRH	MZ	MZ
162	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK011	439933.98	4335255.59	40.00	RIO	URH	CT	CT
163	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK012	439929.97	4334731.54	25.41	RIO	URH	PA	PA-B
164	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK013	439974.43	4334268.77	12.97	RIO	URH	CT	CT
165	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK018	433175.86	4333583.88	107.89	COM	LCO	CO	LCO4-B
166	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK022	433945.00	4333700.68	127.32	COM	LCO	PT	LCO4-A
167	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK029	437570.66	4333825.12	165.00	COM	LCO	PT	LCO4-L
168	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK052	451757.62	4330087.35	20.00	COM	UCO	MU	UCO3-A
169	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK077B	451336.76	4324171.11	46.32	RIO	MRH	NUR	NUR-r
170	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK096	447593.43	4316495.74	53.85	COM	LCO	CO	LCO5
171	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK101	445213.75	4329026.12	20.80	RIO	URH	CT	CT
172	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK108	439325.61	4331067.62	9.00	RIO	URH	PM	PM
173	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK110	437969.22	4327845.18	20.00	RIO	URH	GN	GN
174	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK111	437196.80	4328693.25	35.31	RIO	URH	PM	PM
175	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK123	435855.51	4333376.53	130.00	COM	LCO	CO	LCO2
176	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK001	472738.88	4332423.26	0.00	AB	AND	AND	AND
177	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK002	472740.60	4332480.56	0.00	AB	AND	AND	AND
178	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK003	472713.79	4332173.25	0.00	AND	AND	AND	AND
179	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK004	472046.94	4331477.52	230.00	RIO	MRH	MC	MC-p
180	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK							

Tabla 18.2 continuación

Nº	Sampler	Sample Year	Thesis References	Papers References	Place	Sample ID	East UTM	North UTM	Elevation m	Ref-Authors Units	Series	Units This work	Subunits
181	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK006	471499.18	4331493.36	197.72	RIO	MRH	MC	MC-p
182	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK008	470421.45	4325093.45	65.82	RIO	MRH	NUR	NUR-r
183	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK009	440071.19	4337505.02	13.71	RIO	URH	PCT	PCT5
184	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK010	439738.68	4334825.49	44.59	RIO	URH	PA	PA-B
185	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK014	433002.05	4332907.13	70.00	COM	LCO	PT	LCO4-A
186	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK015	433033.82	4332806.53	60.32	COM	LCO	PT	LCO4-A
187	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK016	433076.43	4333183.95	86.21	COM	LCO	PT	LCO4-A
188	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK019	433177.04	4334143.28	49.94	COM	LCO	CO	LCO3-L
189	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK020	433632.19	4333610.83	72.59	COM	LCO	CO	LCO1-D
190	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK021	433703.67	4333548.57	71.21	RIO	MRH	MZ	MZ
191	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK023	434040.76	4333669.04	94.40	RIO	MRH	MZ	MZ
192	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK024	434263.01	4333732.11	116.12	RIO	MRH	MZ	MZ
193	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK025	436124.24	4333066.05	155.60	COM	LCO	CO	LCO3-L
194	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK026	436654.09	4333277.55	150.00	RIO	UCO	MU	UCO1-A
195	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK027	437108.93	4333119.75	150.22	RIO	UCO	CF	UCO4-A
196	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK028	437949.08	4333113.06	150.29	COM	UCO	MU	UCO1-A
197	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK030	438706.15	4331689.00	50.09	RIO	MRH	NUR	NUR-r
198	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK031	445661.49	4340978.65	24.98	RIO	MRH	NUR	NUR-r
199	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK032	445850.77	4340607.40	23.42	RIO	MRH	NUR	NUR-r
200	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK033	450303.90	4320447.49	188.72	DAC	LRH	CM	CM
201	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK034	450303.90	4320447.49	188.72	DAC	LRH	CM	CM
202	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK035	449187.43	4344777.65	115.26	DAC	LRH	CM	CM
203	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK036	448633.73	4344411.33	140.00	RIO	LRH	SE	SE
204	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK037	448491.54	4344658.89	107.26	RIO	LRH	LE	LE
205	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK039	448154.75	4344476.15	98.31	RIO	LRH	SE	SE
206	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK040	447561.70	4341828.88	57.97	RIO	MRH	NUR	NUR-r
207	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK041	448852.25	4341172.94	61.96	RIO	MRH	NUR	NUR-r
208	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK042	448976.37	4341819.52	100.38	RIO	MRH	NUR	NUR-r
209	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK043	450020.80	4343909.09	150.67	RIO	LRH	SE	SE
210	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK044	451676.52	4344176.13	167.88	RIO	LRH	LE	LE
211	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK045	451417.86	4341125.76	104.40	RIO	MRH	NUR	NUR-p1
212	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK046	450053.17	4337712.45	18.35	RIO	MRH	NUR	NUR-r
213	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK047	450053.17	4337712.45	18.35	RIO	MRH	NUR	NUR-r
214	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK048	450053.17	4337712.45	18.35	RIO	MRH	NUR	NUR-r
215	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK049	450838.46	4336690.16	28.83	RIO	URH	PA	PA-B
216	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK050	451192.98	4335824.77	14.73	RIO	URH	CT	CT
217	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK051	451564.94	4329996.06	0.37	COM	UCO	MU	UCO3-A
218	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK053	451708.61	4330047.30	14.69	COM	LCO	PT	LCO4-A
219	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK054	455765.40	4329632.17	20.65	AB	AND	AND	AND
220	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK055	455855.97	4337184.35	182.49	DAC	LRH	LE	LE
221	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK056	455857.18	4337400.13	181.53	DAC	LRH	CM	CM
222	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK057	457610.50	4333321.24	60.01	RIO	MRH	MC	MC-p
223	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK058	458114.89	4333380.19	62.90	RIO	LRH	SE	SE
224	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK059	461983.12	4334131.15	165.19	AND	AND	AND	AND
225	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK060	460011.29	4333401.11	122.29	AB	AND	AND	AND
226	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK061	459481.47	4333064.73	113.27	DAC	LRH	AC	AC
227	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK062	458763.30	4333438.40	90.00	RIO	LRH	LE	LE
228	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK063	458883.15	4333406.95	90.28	AND	AND	AND	AND
229	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK065	467035.21	4331241.40	83.15	AND	AND	AND	AND
230	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK066	466987.71	4331364.90	59.84	AND	AND	AND	AND
231	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK067	467775.95	4324518.15	52.03	RIO	MRH	MZ	MZ-s
232	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK068	469317.24	4325375.12	63.84	DAC	MRH	MZ	MZ?
233	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK069	469317.24	4325375.12	63.84	COM	LCO	CO	LCO6
234	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK070	469316.63	4325220.99	70.24	RIO	MRH	NUR	NUR-r
235	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK071	471460.03	4326569.27	100.00	RIO	MRH	MC	MC-p
236	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK072	450958.41	4325159.93	48.43	RIO	MRH	NUR	NUR-r
237	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK073	449736.91	4325784.19	80.00	RIO	MRH	NUR	NUR-g
238	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK074	446715.84	4326728.91	29.71	RIO	URH	CT	CT
239	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK075	449819.17	4328327.77	4.70	RIO	MRH	NUR	NUR-p1
240	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK076	unknown	unknown	unknown	RIO	MRH	NUR	NUR-r
241	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK077A	451336.76	4324171.11	46.32	RIO	MRH	NUR	NUR-r
242	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK078	450203.38	4323561.66	114.93	RIO	MRH	NUR	NUR-r
243	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK079	450223.32	4322914.17	138.01	RIO	MRH	MZ	MZ-s
244	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK080	450213.57	4321372.87	161.08	RIO	MRH	MC	MC-p
245	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK081	449825.59	4320851.28	147.04	AND	AND	AND	AND
246	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK082	449195.94	4320146.29	95.14	AND	AND	AND	AND
247	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK083	448329.45	4317881.60	135.75	AB	BAND	BAND	BAND
248	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK084A	446824.05	4317849.91	1.72	COM	UCO	MU	UCO3-A
249	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK084B	446824.05	4317849.91	1.72	COM	UCO	MU	UCO3-A
250	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK084C	446824.05	4317849.91	1.72	RIO	UCO	MU	UCO1-C
251	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK085	447872.79	4314911.24	45.05	RIO	MRH	NUR	NUR-r
252	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK086	448270.25	4314246.26	50.81	RIO	MRH	MC	MC-p
253	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK087	445780.40	4326951.11	24.65	RIO	URH	CT	CT
254	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK088	446200.79	4325191.05	27.07	RIO	URH	CT	CT
255	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK089	445734.27	4326148.24	36.53	RIO	URH	PA	PA-B
256	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK090	452078.56	4319696.65	11.25	AND	AND	AND	AND
257	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK092	449339.20	4312500.30	17.95	AB	BAND	BAND	BAND
258	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK093	450441.16	4313211.57	52.51	AND	BAND	BAND	BAND
259	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK094	451151.86	4313721.94	62.88	AND	BAND	BAND	BAND
260	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK095	450031.90	4314805.77	50.22	AB	BAND	BAND	BAND
261	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK097	446098.87	4319781.54	10.00	COM	LCO	CO	LCO6
262	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK098	446185.88	4321254.49	72.94	COM	UCO	MU	UCO3-B
263	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK099	444388.93	4324167.84	20.18	RIO	URH	CT	CT
264	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SA	GK100	444808.02	4328745.88	10.00	RIO	URH	CT	CT
265	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SU	GK102	unknown	unknown	unknown	RIO	URH	CT	CT
266	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK103	437709.97	4333836.34	167.40	COM	LCO	PT	LCO4-L
267	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK104	437422.83	4333949.61	150.82	COM	LCO	CO	LCO4-B
268	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK105	437072.32	4333943.17	135.49	RIO	UCO	MU	UCO1-A
269	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK106	437072.32	4333943.17	135.49	COM	UCO	MU	UCO1-A
270	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK107	437072.32	4333943.17	135.49	COM	UCO	MU	UCO1-A

Tabla 18.2 continuación

Nº	Sampler	Sample Year	Thesis References	Papers References	Place	Sample ID	East UTM	North UTM	Elevation m	Ref-Authors Units	Series	Units This work	Subunits
271	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK109	437777.12	4330525.72	79.94	RIO	MRH	NUR	NUR-t
272	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK112	436015.64	4330051.90	10.00	RIO	URH	CT	CT
273	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK113	435763.52	4330170.81	20.00	RIO	URH	PA	PA-R
274	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK114	435792.11	4330126.68	19.58	RIO	URH	CT	CT
275	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK116	436725.42	4328128.62	46.01	RIO	URH	PM	PM
276	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK117	437353.46	4330216.95	67.03	RIO	URH	CT	CT
277	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK118	437319.83	4331257.85	120.00	RIO	MRH	NUR	NUR-t
278	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK119	436415.55	4333464.45	150.08	COM	LCO	CO	LCO1-D
279	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK120	436415.55	4333464.45	150.08	COM	LCO	CO	LCO1-D
280	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK121	434073.90	4334470.31	130.00	COM	LCO	CO	LCO5
281	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	SP	GK122	435359.28	4334333.21	113.99	COM	LCO	CO	LCO3-L
282	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	IV	V001	452307.69	4309861.56	72.02	AB	BAND	BAND	BAND
283	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	IV	V002	452307.69	4309861.56	72.02	AB	BAND	BAND	BAND
284	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	IV	V003	452307.69	4309861.56	72.02	AB	BAND	BAND	BAND
285	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	IV	V004	452307.69	4309861.56	72.02	AB	BAND	BAND	BAND
286	FRG	2011	Ronga, 2011	only Ph.D. thesis	IV	V005	452307.69	4309861.56	72.02	AB	BAND	BAND	BAND
287	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SA	ANT-51	446683.85	4317601.24	7.87	?	UCO	MU	UCO3-B
288	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SA	ANT-87	446197.30	4319546.04	27.41	CO	LCO	CO	LCO6-s
289	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ANT-111	452218.32	4331353.39	42.63	CO O MU	LCO	CO	LCO6
290	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-42	433076.24	4333171.87	83.94	UNIT 14 map	LCO	PT	LCO4-A
291	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-48	435093.71	4332901.16	74.73	MCR	MRH	MCR	MCR
292	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-59	438970.09	4331904.70	63.40	MZ	MRH	MZ	MZ-s
293	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-60	438956.65	4331927.56	67.74	MZ	MRH	MZ	MZ-s
294	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-62	438956.65	4331927.56	67.74	MZ	MRH	MZ	MZ-s
295	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-63	438956.65	4331927.56	67.74	CO	MRH	MZ	MZ-s
296	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert et al. 2019	SP	ISP-71	438762.88	4331987.22	81.28	CF	UCO	CF	UCO4-A(PB)
297	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-80	438041.76	4333049.11	149.51	SP	UCO	MU	UCO1-A
298	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-88	438929.87	4334126.18	131.21	h. below CF, possib	UCO	CF	UCO4-A
299	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-118	436940.72	4332905.54	150.41	CO?	LCO	CO	LCO5?
300	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-122	437073.38	4332061.01	148.41	?	MRH	NUR	NUR-r
301	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-123	437078.12	4332036.15	149.83	?	MRH	NUR	NUR-r
302	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-126	436648.82	433263.01	150.00	h. below CF, possib	UCO	MU	UCO1-A
303	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-133	434792.89	4332756.17	60.80	MCR	MRH	MCR	MCR
304	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-137	434849.27	4332934.42	84.19	MCR	MRH	MCR	MCR
305	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-141	435431.95	4333209.08	101.49	MZ	MRH	MZ	MZ
306	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-152	439692.53	4329576.76	10.52	MZ	MRH	MZ	MZ
307	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-163	440250.85	4329666.66	1.32	MZ	MRH	MZ	MZ
308	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-170	435477.00	4329819.56	6.81	PA	URH	PA	PA-B
309	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-173	436655.67	4333152.12	150.00	h. below CF, possib	UCO	MU	UCO1-A
310	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-175	436648.77	4333119.29	150.00	thic vitroph. below C	UCO	MU	UCO1-A
311	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-178	438065.23	4332414.97	99.22	?	UCO	AOD	UCO4-B
312	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-191	439101.37	4328463.56	12.55	PM	URH	PM	PM
313	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-197	436276.87	4331052.29	85.82	?	MRH	PC	PC
314	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-199	436276.87	4331052.29	85.82	CO?	MRH	?	MC/PC/NUR?
315	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-216	437523.31	4329901.58	100.39	Vitroph. PM	MRH	NUR	NUR-vp
316	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-230	434880.61	4330806.52	22.80	PC	MRH	PC	PC-v
317	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-233a	434880.61	4330806.52	22.80	PC	MRH	PC	PC-v
318	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-233b	434880.61	4330806.52	22.80	PC	MRH	PC	PC-(PN)
319	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-235	434952.79	4330846.01	29.36	PA	URH	PA	PA-I
320	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-236	434952.79	4330846.01	29.36	PA	URH	PA	PA-I
321	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-236bis	434952.79	4330846.01	29.36	CO	LCO	CO	LCO2
322	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-239	435896.02	4335834.63	45.11	PA	URH	PA	PA-I
323	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-253	435969.39	4332852.47	102.86	?	MRH	MZ	MZ-s
324	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-268	433573.37	4334183.60	100.32	?	TRQ	TROA	TROA
325	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	ISP-270	434032.73	4333694.19	98.32	MZ	MRH	MZ	MZ
326	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	VS-770	452094.46	4323630.18	49.31	MLN	LRH	MLN	MLN
327	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	VS-775	451789.06	4322631.50	120.98	MC-VITR	LRH	MLN	MLN-v
328	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	VS-807	446749.79	4317051.24	17.01	MU	UCO	MU	UCO3-B
329	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	VS-809	445049.23	4320327.21	4.69	MU Pumice	UCO	MU	UCO3-B(PM)
330	GGP	2012	Gisbert, 2012	only Ph.D. thesis	SP	VS-833	467033.96	4325369.84	50.00	MZ?	MRH	MZ	MZ-s
331	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-41	446810.09	4317859.54	0.00	CO	LCO	CO	LCO6
332	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-47	446810.09	4317859.54	0.00	MU	UCO	MU	UCO2
333	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-48	446810.09	4317859.54	0.00	MU	UCO	MU	UCO2
334	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-49	446683.85	4317601.24	7.87	MU	UCO	MU	UCO3-A
335	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-50	446683.85	4317601.24	7.87	MU	UCO	MU	UCO3-A
336	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-54	446416.58	4319189.62	34.88	MU	UCO	MU	UCO1-C
337	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-55	446416.58	4319189.62	34.88	MU	UCO	MU	UCO1-C
338	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, Gis	SA	ANT-57	446434.35	4319556.18	40.00	CO	LCO	CO	LCO6
339	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-62	447351.13	4319520.30	75.05	MZ	MRH	MZ	MZ
340	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-64	447351.13	4319520.30	75.05	MZ	MRH	MZ	MZ
341	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-65	452477.22	4324883.93	35.02	NU	MRH	NUR	NUR-t
342	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-66	449924.43	4325769.36	89.50	NU	MRH	NUR	NUR-g
343	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-67	445231.46	4329285.40	10.33	SP	URH	CT	CT(P)
344	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-68	449895.86	4326453.05	80.00	NU	MRH	NUR	NUR-g
345	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-70	450063.69	4327280.39	31.16	MZ	MRH	MZ	MZ
346	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-71	449358.22	4326017.17	90.10	MC	MRH	MC	MC-g
347	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-79	451166.66	4335827.95	12.02	SP	URH	CT	CT-v
348	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-81	451267.03	4335815.23	19.99	SP	URH	CT	CT
349	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-82	451267.03	4335815.23	19.99	SP	URH	CT	CT
350	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-85	446218.55	4319453.99	30.58	CO	LCO	CO	LCO6
351	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-90	446207.57	4319588.11	11.85	CO	LCO	CO	LCO6
352	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-94	446207.57	4319588.11	11.85	CO	LCO	CO	LCO6
353	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-95	446207.57	4319588.11	11.85	CO	LCO	CO	LCO4-B
354	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-96	446207.57	4319588.11	11.85	CO	LCO	CO	LCO4-B
355	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-99	445839.58	4319492.23	5.41	MU	UCO	MU	UCO1-C
356	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-100	445775.49	4319574.06	11.55	CO	LCO	CO	LCO6
357	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-101	446016.53	4319666.93	12.52	CO	LCO	CO	LCO6
358	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-105	452218.32	4331353.39	42.63	CO	LCO	CO	LCO4-B
359	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-106	452218.32	4331353.39	42.63	CO	LCO	CO	LCO6
360	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-108	452218.32	4331353.39	42.63	MU	UCO	MU	

Tabla 18.2 continuación

Nº	Sampler	Sample Year	Thesis References	Papers References	Place	Sample ID	East UTM	North UTM	Elevation m	Ref-Authors Units	Series	Units This work	Subunits
361	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SA	ANT-109	452218.32	4331353.39	42.63	MJ	UCO	MJ	UCO2
362	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, GisSA	SA	ANT-110	452218.32	4331353.39	42.63	MJ	UCO	MJ	UCO3-A
363	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, GisSU	SU	VS-763	452351.30	4323856.85	65.20	MLN	LRH	MLN	MLN
364	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-765	451935.42	4323715.76	60.67	MC	MRH	MC	MC-p
365	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-766	451999.15	4323561.32	69.13	MC	MRH	MC	MC-p
366	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-773	452409.75	4322959.26	40.61	MLN	LRH	MLN	MLN-v
367	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-780	451789.06	4322631.50	120.98	MLN	LRH	MLN	MLN-v
368	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-781	452203.02	4331636.40	70.00	CF	UCO	CF	UCO4-A
369	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, GisSU	SU	VS-782	448210.64	4344512.62	99.26	AC	LRH	AC	AC
370	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, GisSU	SU	VS-783	448210.64	4344512.62	99.26	SE	LRH	SE	SE
371	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, GisSU	SU	VS-784	451661.08	4344187.61	169.97	LE	LRH	LE	LE
372	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-785	451656.23	4344204.67	168.06	CM	LRH	CM	CM
373	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, GisSU	SU	VS-786	451661.98	4344231.19	166.63	CM	LRH	CM	CM
374	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-787	451000.39	4341578.99	115.29	CA	MRH	CA	CA
375	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, GisSU	SU	VS-788	449324.65	4342461.40	114.86	CA	MRH	CA	CA
376	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, GisSU	SU	VS-789	451779.50	4335048.11	10.77	PA	URH	PA	PA-R
377	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, GisSU	SU	VS-790	457184.88	4333033.57	55.84	MC	MRH	MC	MC-p
378	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-791	449209.61	4320672.77	140.00	AND	AND	AND	AND
379	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-792	449814.82	4320873.46	150.00	AND	AND	AND	AND
380	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-793	448398.55	4320835.98	149.94	MC	MRH	MC	MC-vr
381	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-794	448645.16	4320433.71	150.00	AND	AND	AND	AND
382	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-795	448836.67	4318975.21	139.04	AND	AND	AND	AND
383	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-797	452410.09	4321584.99	35.01	MLN	LRH	MLN	MLN-v
384	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-798	451762.49	4321176.75	51.63	MLN	LRH	MLN	MLN-v
385	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-801	451207.76	4321110.42	99.56	MC	LRH	MLN	MLN-v
386	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-802	449128.99	4326453.14	118.34	CA	MRH	MC	MC-p
387	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-803	449161.68	4326386.53	118.10	MC	MRH	MC	MC-p
388	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-804	449347.33	4326001.66	78.75	MC	MRH	MC	MC-p
389	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-805a	449337.77	4326008.48	80.41	MC	MRH	MC	MC-p
390	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-805b	449337.77	4326008.48	80.41	MC	MRH	MC	MC-p(P)
391	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-806	450276.34	4321989.92	182.33	MC	MRH	MC	MC-p
392	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-808	445049.49	4320328.65	4.69	MJ	UCO	MJ	UCO3-B
393	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-810	443819.98	4325337.70	1.42	SP	URH	CT	CT
394	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-811	443844.99	4325241.50	2.01	SP	URH	PCT	PCT1
395	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-812	443857.22	4325230.51	3.99	SP	URH	PCT	PCT2(L)
396	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-813	443864.56	4325220.29	6.37	SP	URH	PCT	PCT3
397	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-814	443862.95	4325218.01	6.37	SP	URH	PCT	PCT3(L)
398	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-816	443871.70	4325213.25	7.56	SP	URH	PCT	PCT3(P)
399	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-817	443889.01	4325180.95	7.00	SP	URH	PCT	PCT4
400	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-819	451975.81	4331578.71	52.66	PA	URH	PA	PA-R
401	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-821	452354.41	4334035.28	19.39	PA	URH	PA	PA-R
402	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-822	453877.70	4335164.98	90.00	PA	URH	PA	PA-R
403	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-823	448677.07	4324305.43	74.54	CO	LCO	CO	LCO6
404	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-826	469829.03	4326163.17	89.54	MC	MRH	MC	MC-p
405	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-828	468875.55	4326195.66	53.81	CA	MRH	MC	MC-p
406	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-832	468704.22	4325877.48	46.42	NU	MRH	NUR	NUR-p2
407	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-834	467087.17	4326023.03	44.98	MJ	LCO	CO	LCO6
408	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-836	464187.32	4327389.05	32.10	AND	AND	AND	AND
409	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-837	464336.38	4327349.14	58.73	NU	MRH	NUR	NUR-g
410	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SU	VS-838	unknown	unknown	unknown	LE	LRH	LE	LE
411	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-1	436745.50	4328385.90	45.30	PM	URH	PM	PM
412	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-2	436745.50	4328385.90	45.30	PM	URH	PM	PM
413	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-12	unknown	unknown	unknown	PM	URH	PM	PM
414	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-41	433169.40	4332999.61	66.77	CO	LCO	PT	LCO4-A
415	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-43c	433076.24	4333171.87	83.94	CO	LCO	PT	LCO4-A
416	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-45	433316.27	4334196.84	25.93	CO	LCO	CO	LCO1-D
417	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-46	433485.43	4333911.55	49.08	CO	LCO	CO	LCO1-D
418	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-47	433696.50	4333548.54	71.24	MZ	MRH	MZ	MZ
419	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-54	438671.78	4331933.78	74.45	CO	LCO	CO	LCO6
420	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-55b	438671.78	4331933.78	74.45	MJ	UCO	MJ	UCO1-C
421	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-65	438984.71	4331825.63	52.04	NU	MRH	NUR	NUR-p2
422	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-67	438762.88	4331987.22	81.28	CF	UCO	CF	UCO4-A
423	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-70	438762.88	4331987.22	81.28	CF	UCO	CF	UCO4-A(PN)
424	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, GisSP	SP	ISP-75	438762.88	4331987.22	81.28	CF	UCO	MJ	UCO2
425	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-76	438564.16	4331875.48	80.27	CO	LCO	PT	LCO4-D
426	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-79	438041.76	4333049.11	149.51	CO	LCO	CO	LCO5
427	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-81	438042	4333049	149.51	MJ	UCO	MJ	UCO1-C
428	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-83	438307.27	4332825.72	110.00	CF	UCO	AQD	UCO4-B
429	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-85	438978.34	4334106.51	130.48	PA	URH	PA	PA-R
430	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-87	438967.83	4334082.00	125.93	PA	URH	PA	PA-R
431	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-89	438929.87	4334126.18	131.21	CF	UCO	CF	UCO4-A
432	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-94	438944.61	4334451.11	147.40	SP	URH	CT	CT-v
433	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-95	439188.53	4333868.98	119.74	PA	URH	PA	PA-R
434	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-97	439716.44	4333271.69	19.63	SP	URH	PA	PA-R
435	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-100	439531.79	4333409.16	66.38	CF	UCO	CF	UCO4-A
436	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-116	437752.21	4333400.02	147.79	MJ	LCO	CO	LCO4-B
437	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-120	437134.52	4332511.64	138.54	MJ	MRH	NUR	NUR-p2(P)
438	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-121	437142.88	4332486.79	138.22	NU	MRH	NUR	NUR-p2
439	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-124	437119.21	4331944.11	148.21	NU	MRH	NUR	NUR-1
440	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-127	436648.82	4333263.01	150.00	MJ	UCO	MJ	UCO2
441	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-128	436648.82	4333263.01	150.00	CF	UCO	CF	UCO4-A
442	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-130	436657.42	4333255.15	150.00	CF	UCO	MJ	UCO1-C
443	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-132	434699.91	4332638.60	62.18	MCR	MRH	MCR	MCR
444	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, GisSU	SP	ISP-136	434849.27	4332934.42	84.19	MCR	MRH	MCR	MCR
445	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-140	435085.91	4332952.73	80.00	MZ	MRH	MZ	MZ
446	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, GisSU	SP	ISP-150	436104.35	4333130.43	160.01	CO	LCO	CO	LCO3-L
447	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-154	439692.53	4329					

Tabla 18.2 final.

Nº	Sampler	Sample Year	Thesis References	Papers References	Place	Sample ID	East UTM	North UTM	Elevation m	Ref-Authors Units	Series	Units	Subunits This work
451	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-162	440131.38	4328992.52	4.41	NU	MRH	NUR	NUR-p2(P)
452	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-164	440319.67	4329482.28	4.02	CO	LCO	CO	LCO3
453	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, Gi	SP	ISP-179	437990.38	4332464.07	106.94	MU	UCO	MU	UCO2
454	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-182	438149.54	4332239.66	90.00	CF	UCO	CF	UCO4-A(PN)
455	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-185	438033.49	4332138.38	89.91	MU	UCO	MU	UCO1-C
456	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-186	438027.72	4332174.17	92.84	MU	UCO	MU	UCO1-C
457	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-189	437927.57	4332936.07	143.53	CF	UCO	CF	UCO4-A(PN)
458	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-190	437927.57	4332936.07	143.53	CF	UCO	CF	UCO4-A(PN)
459	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, Gi	SP	ISP-192	439571.19	4330584.72	37.72	PM	URH	PM	PM
460	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-200	436276.87	4331052.29	85.82	NU	MRH	NUR	NUR-p2
461	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-203	436276.87	4331052.29	85.82	NU	MRH	NUR	NUR-r
462	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-208	439425.41	4329332.50	30.04	PC	MRH	PC	PC
463	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, Gi	SP	ISP-209	439703.81	4329403.92	12.19	MZ	MRH	MZ	MZ
464	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-209bis	438541.51	4327684.65	19.61	CL	URH	LC	LC
465	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, Gi	SP	ISP-210	438541.51	4327684.65	19.61	CL	URH	GN	GN
466	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-211	436997.30	4330440.41	72.74	NU	MRH	NUR	NUR-r
467	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-212	437641.87	4330212.12	80.90	NU	MRH	NUR	NUR-r
468	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-214	437513.78	4329851.98	104.46	PM	URH	PM	PM
469	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-215	437506.16	4329720.25	104.87	PM	URH	PM	PM
470	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-218	434782.55	4330763.26	4.92	PC	MRH	PC	PC
471	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-220	434782.55	4330763.26	4.92	PC	MRH	PC	PC
472	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-223	434809.81	4330808.33	5.38	PC	MRH	PC	PC
473	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-225	434833.35	4330798.98	10.61	PC	MRH	PC	PC
474	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-226	434833.35	4330798.98	10.61	PC	MRH	PC	PC
475	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, Gi	SP	ISP-227	434842.01	4330805.17	14.34	PC	MRH	PC	PC
476	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-237	434842.01	4330805.17	14.34	CF	UCO	AQD	UCO4-B
477	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-241	438000.68	4334828.86	159.62	PA	URH	PA	PA-R
478	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-244	437932.56	4336295.35	74.11	CF	UCO	CF	UCO4-A
479	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-246	437201.94	4336719.27	71.93	PA	URH	PA	PA-R
480	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, Gi	SP	ISP-247	436894.86	4337065.73	18.40	CF	UCO	CF	UCO4-A
481	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, Gi	SP	ISP-252	435948.63	4332723.61	80.00	NU	MRH	NUR	NUR-p1
482	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017, Gi	SP	ISP-254	435037.51	4333268.06	120.00	MZ	MRH	MZ	MZ
483	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-255	434543.94	4333566.85	160.00	CO	LCO	PT	LCO4-A
484	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-258	434974.73	4329104.01	11.99	PC	MRH	PC	PC
485	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-259	434974.73	4329104.01	11.99	PC	MRH	PC	PC
486	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-260	435787.26	4330760.20	83.88	PC	MRH	PC	PC
487	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-261	435492.87	4330887.07	59.66	PC	MRH	PC	PC
488	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-262	435296.74	4331085.88	53.34	PC	MRH	PC	PC
489	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-263	440207.51	4329213.30	2.48	CO	LCO	CO	LCO4-B
490	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-265	438541.84	4332672.85	109.92	CF	UCO	CF	UCO4-A
491	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-266	436185.76	4332841.17	160.00	CO	LCO	CO	LCO1-D
492	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-267	434840.92	4334543.36	112.52	CO	LCO	CO	LCO5
493	GGP	2012	Gisbert, 2012	Gisbert & Gimeno 2017	SP	ISP-269	434014.34	4333666.24	97.58	MZ	MRH	MZ	MZ

18.3 Tabla de re-interpretación de unidades en sondeos

Tabla 18.3: Referencias bibliográficas con datos geológicos de subsuelo. Las columnas (*Series, Units, Subunits*) de re-interpretación se presentan actualizadas con geoquímica y petrografía.

Nº	Sampler	Sampler Year	References	Place	Sample ID	Depth m	Hole ID	Sample Type	Ref-Authors Units	Series	Units This work	Subunits
1	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-145	189	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t
2	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-146	187.1	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t
3	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-147	185.3	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-g
4	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-148	183.1	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-g
5	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-149	178.8	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-g
6	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-159	162.4	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-p2
7	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-161	160.7	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-p2
8	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-163	192.8	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t
9	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-165	202.6	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t
10	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-167	212.5	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t
11	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-168	217	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t
12	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-169	221.55	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t
13	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-170	225.8	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t
14	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-177	259.9	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t
15	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-178	265	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t
16	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-179	270.1	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t
17	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-180	275.8	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-vn
18	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-181	276.7	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-vp
19	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-182	277.1	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-vp
20	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-183	277.2	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-vp
21	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-184	277.3	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-vp
22	DGT	1995	Gisbert, 2012	SU	VS-184a	277.3	FS-22	DDH	NUR-pumice	MRH	NUR	NUR-vp(P)
23	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	1/5	90	FS-01	DDH	SE	LRH	SE	SE
24	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	7/3	143	FS-07	DDH	CM	LRH	CM	CM
25	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	7/1	100	FS-07	DDH	LE	LRH	LE	LE
26	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	10/9	85	FS-10	DDH	LE	LRH	LE	LE
27	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	10/10	90	FS-10	DDH	LE	LRH	LE	LE
28	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	10/12	122	FS-10	DDH	CM	LRH	CM	CM
29	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	11/5	45	FS-11	DDH	SE	LRH	SE	SE
30	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	15/5	106	FS-15	DDH	SE	LRH	SE	SE
31	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	15/26	180	FS-15	DDH	CM	LRH	CM	CM
32	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	16/3A	19	FS-16	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-vr
33	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	16/8	88	FS-16	DDH	SE	LRH	SE	SE
34	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	16/3	19	FS-16	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-vr
35	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	17/3	72.1	FS-17	DDH	SE	LRH	SE	SE
36	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	18/4	64.7	FS-18	DDH	SE	LRH	SE	SE
37	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	19/8	164	FS-19	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t
38	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	21/3	64	FS-21	DDH	CA	MRH	CA	CA
39	DGT	1989	Gimeno, 1991	SU	22/5	100	FS-22	DDH	CO	LCO	CO	LCO5
40	DGT	1989	Gimeno, 1991	SU	22/8	144.7	FS-22	DDH	CO	LCO	CO	LCO3-L
41	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	22/13	277.4	FS-22	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-vp
42	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	22/41	96	FS-22	DDH	CO	LCO	CO	LCO5
43	DGT	1989	Gimeno, 1991	SU	23/3	53	FS-23	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-vn
44	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	23/9	128	FS-23	DDH	SE	LRH	SE	SE
45	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	23/6	93	FS-23	DDH	CA	MRH	CA	CA
46	DGT	1989	Gimeno, 1991	SU	24/6	138	FS-24	DDH	LE	LRH	LE	LE
47	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	26/6	74	FS-26	DDH	AC	LRH	AC	AC
48	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	26/F	126	FS-26	DDH	CM	LRH	CM	CM
49	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	26/E	95	FS-26	DDH	LE	LRH	LE	LE
50	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	26/D	85	FS-26	DDH	AC	LRH	AC	AC

Tabla 18.3 continuación.

Nº	Sampler	Sampler Year	References	Place	Sample ID	Depth m	Hole ID	Sample Type	Ref-Authors Units	Series	Units This work	
											Units	Subunits
51	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	26/C	27	FS-26	DDH	CA	MRH	CA	CA
52	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	26/B	14	FS-26	DDH	CA	MRH	CA	CA
53	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	26/G	128	FS-26	DDH	CM	LRH	CM	CM
54	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	26/9	95	FS-26	DDH	LE	LRH	LE	LE
55	DGT	1989	Gimeno, 1991	SU	30/4	19	FS-30	DDH	SE	LRH	SE	SE
56	DGT	1989	Gimeno, 1991	SU	30/2	11	FS-30	DDH	SE	LRH	SE	SE
57	DGT	1989	Gimeno, 1991	SU	30/5	21	FS-30	DDH	SE	LRH	SE	SE
58	DGT	1989	Gimeno, 1991	SU	30/1	7	FS-30	DDH	SE	LRH	SE	SE
59	DGT	1989	Gimeno, 1991	SU	30/3	17	FS-30	DDH	SE	LRH	SE	SE
60	DGT	1994	Gisbert, 2012	SU	30/16	66	FS-30	DDH	LE	LRH	LE	LE
61	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	30/20	110	FS-30	DDH	CM	LRH	CM	CM
62	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/11	38	FS-30	DDH	AC	LRH	AC	AC
63	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/10	32	FS-30	DDH	AC	LRH	AC	AC
64	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/31	61.6	FS-30	DDH	AC	LRH	AC	AC
65	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/23	62.9	FS-30	DDH	LE	LRH	LE	LE
66	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/19	99	FS-30	DDH	CM	LRH	CM	CM
67	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/7	23	FS-30	DDH	SE	LRH	SE	SE
68	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/9	31	FS-30	DDH	SE	LRH	SE	SE
69	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/27	39	FS-30	DDH	AC	LRH	AC	AC
70	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/21	121	FS-30	DDH	CM	LRH	CM	CM
71	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/18	93	FS-30	DDH	CM	LRH	CM	CM
72	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/17	91	FS-30	DDH	CM	LRH	CM	CM
73	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/14	41	FS-30	DDH	AC	LRH	AC	AC
74	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/8	23	FS-30	DDH	AC	LRH	AC	AC
75	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/6	21.5	FS-30	DDH	SE	LRH	SE	SE
76	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/22	63.3	FS-30	DDH	LE	LRH	LE	LE
77	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/28	45	FS-30	DDH	AC	LRH	AC	AC
78	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/12	52	FS-30	DDH	AC	LRH	AC	AC
79	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/13	68	FS-30	DDH	AC	LRH	AC	AC
80	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/24	62.3	FS-30	DDH	LE	LRH	LE	LE
81	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	30/29	61.8	FS-30	DDH	AC	LRH	AC	AC
82	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	31/9	86	FS-31	DDH	LE	LRH	LE	LE
83	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	31/12	128	FS-31	DDH	CM	LRH	CM	CM
84	DGT	1989	Gimeno, 1991	SU	32/3	33	FS-32	DDH	SE	LRH	SE	SE
85	DGT	1989	Gimeno, 1991	SU	32/2	24	FS-32	DDH	SE	LRH	SE	SE
86	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	32/5	53	FS-32	DDH	AC	LRH	AC	AC
87	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	32/8	77	FS-32	DDH	LE	LRH	LE	LE
88	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	32/11	109	FS-32	DDH	CM	LRH	CM	CM
89	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	32/4	41	FS-32	DDH	SE	LRH	SE	SE
90	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	32/12	126	FS-32	DDH	CX	AND	AND	AND
91	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	32/C9	105	FS-32	DDH	CM	LRH	CM	CM
92	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	33/P	245	FS-33	DDH	CM	LRH	CM	CM
93	ASS	1990	Assorgia et al. 1990	SU	33/11	248	FS-33	DDH	CM	LRH	CM	CM
94	DGT	1989	Gimeno, 1991	SU	35/7	216	FS-35	DDH	MU	UCO	MU	UCO2
95	ASS	1994	Assorgia et al. 1994	SU	35/229	229	FS-35	DDH	CO	LCO	CO	LCO3-L
96	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	35/253,5	253.5	FS-35	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t
97	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	35/273	273	FS-35	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t
98	ASS	1994	Assorgia et al. 1994	SU	36/258,9	258.9	FS-36	DDH	CO	LCO	CO	LCO3-L
99	ASS	1992	Assorgia et al. 1992	SU	36/G	131	FS-36	DDH	MU	UCO	MU	UCO3-A
100	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	36/293	293	FS-36	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t

Tabla 18.3 final.

N°	Sampler	Sampler Year	References	Place	Sample ID	Depth m	Hole ID	Sample Type	Ref-Authors Units	Series	Units	Subunits
											<i>This work</i>	
101	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	36/286	286	FS-36	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t
102	ASS	1994	Assorgia et al. 1994	SU	36/223,2	223.2	FS-36	DDH	MU	UCO	MU	UCO2
103	ASS	1994	Assorgia et al. 1994	SU	36/207	207	FS-36	DDH	MU	UCO	MU	UCO3-A
104	ASS	1994	Assorgia et al. 1994	SU	36/268	268	FS-36	DDH	CO	LCO	CO	LCO3-L
105	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	36/Fbis	102	FS-36	DDH	PA	URH	PA	PA-B
106	ASS	1994	Assorgia et al. 1994	SU	36/F	62	FS-36	DDH	PA	URH	PA	PA-B
107	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	36/H?	159	FS-36	DDH	MU	UCO	MU	UCO3-A
108	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	36/Bbis	27	FS-36	DDH	SP	URH	CT	CT
109	DGT	1989	Gimeno, 1991	SU	37/8	82	FS-37	DDH	MU	UCO	MU	UCO3-A
110	ASS	1992	Assorgia et al. 1992	SU	37/Fbis	158	FS-37	DDH	CO	LCO	CO	LCO5
111	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/T	414	FS-37	DDH	CM	LRH	CM	CM
112	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/U	442	FS-37	DDH	AND	AND	AND	AND
113	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/P	375	FS-37	DDH	CM	LRH	CM	CM
114	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/M	348	FS-37	DDH	LE	LRH	LE	LE
115	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/Itris	18	FS-37	DDH	PA	URH	PA	PA-R
116	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/I	210	FS-37	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t
117	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/Ibis	213	FS-37	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-t
118	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/Hbis	240	FS-37	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-vn
119	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/H	241	FS-37	DDH	NUR	MRH	NUR	NUR-vn
120	ASS	1992	Assorgia et al. 1992	SU	37/Dbis	99	FS-37	DDH	MU	UCO	MU	UCO3-A
121	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/Abis	38	FS-37	DDH	PA	URH	PA	PA-B
122	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/0	148	FS-37	DDH	CO	LCO	CO	LCO5
123	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/Q	394	FS-37	DDH	CM	LRH	CM	CM
124	DGT	1989	Gimeno, 1991	SU	37/43	480	FS-37	DDH	AND	AND	AND	AND
125	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/403,5	403.5	FS-37	DDH	CM	LRH	CM	CM
126	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	385,60	385.6	FS-37	DDH	CM	LRH	CM	CM
127	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	398,40	398.4	FS-37	DDH	CM	LRH	CM	CM
128	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	393,20	393.2	FS-37	DDH	CM	LRH	CM	CM
129	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/348,50	348.5	FS-37	DDH	CM	LRH	LE	LE
130	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	392,60	392.6	FS-37	DDH	CM	LRH	CM	CM
131	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	387,60	387.6	FS-37	DDH	CM	LRH	CM	CM
132	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	379,70	379.7	FS-37	DDH	CM	LRH	CM	CM
133	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/375,00	375	FS-37	DDH	CM	LRH	CM	CM
134	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	402,3	402.3	FS-37	DDH	CM	LRH	CM	CM
135	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	378,80	378.8	FS-37	DDH	CM	LRH	CM	CM
136	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	393,5	383.5	FS-37	DDH	CM	LRH	CM	CM
137	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	378	378	FS-37	DDH	CM	LRH	CM	CM
138	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	345,5	345.5	FS-37	DDH	LE	LRH	LE	LE
139	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/324,5	324.5	FS-37	DDH	AC	LRH	AC	AC
140	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	327,5	327.5	FS-37	DDH	AC	LRH	AC	AC
141	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	328,7	328.7	FS-37	DDH	AC	LRH	AC	AC
142	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/331,00	331	FS-37	DDH	AC	LRH	AC	AC
143	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	326,5	326.5	FS-37	DDH	AC	LRH	AC	AC
144	MRR	1994	Morra et al. 1994	SU	37/324	324	FS-37	DDH	AC	LRH	AC	AC

19. ANEXO IV: TABLAS DE DATOS GEOLÓGICOS Y GEOQUÍMICOS DE ESTA TESIS

La base de datos geoquímica, de todos los autores de referencia en la literatura y que han sido utilizados a lo largo de esta tesis, se presentan de manera independiente en archivos Excel (adjuntos con esta tesis). Esta es la manera más efectiva de visibilizar esta información a la vez que sirve de base de datos actualizada y ordenada para futuros trabajos en el SO de Cerdeña.

19.1 Muestras de control cartográfico sin geoquímica

La lista a continuación corresponde a muestras recolectadas en las campañas y que no pudieron ser procesadas desde el punto de vista geoquímico, debido a aspectos económicos y de tiempo. Sin embargo, se han utilizado como referencias para la cartografía detallada y representan material disponible para continuar ampliando información de la región del Sulcis.

Tabla 19.1: Muestras de control cartográfico sin geoquímica.

Reference	Unit_Ref-Author	Place	SampleID	East_UTM	North_UTM	Elevation_m	Series	Unit	Subunit	Min_Type	Style	Mineral
Carrazana, 2020		SA	14-01	443724.23	4325752.79	2.57	URH	PCT	PCT1			
Carrazana, 2020		SA	14-02	443724.23	4325752.79	2.57	URH	PCT	PCT1			
Carrazana, 2020		SA	14-03	443747.08	4325751.30	4.48	URH	PCT	PCT2			
Carrazana, 2020		SA	14-04	443793.79	4325675.75	5.04	URH	PCT	PCT2			
Carrazana, 2020		SA	14-05	444416.33	4323979.79	17.49	URH	CT	CT			
Carrazana, 2020		SA	14-06	445616.17	4321657.39	60.00	URH	CT	CT			
Carrazana, 2020		SA	14-07	445623.90	4321634.03	60.16	URH	PA	PA-R			
Carrazana, 2020		SA	14-08	445807.89	4321341.57	69.28	URH	CT	CT-v			
Carrazana, 2020		SP	14-10	433095.31	4333553.89	105.46	LCO	CO	LCO3-L			
Carrazana, 2020		SP	14-11	433095.31	4333553.89	105.46	LCO	CO	LCO2			
Carrazana, 2020		SP	14-12	433095.31	4333553.89	105.46	LCO	CO	LCO4-A			
Carrazana, 2020		SP	14-13	433095.31	4333553.89	105.46	LCO	CO	LCO4-A			
Carrazana, 2020		SP	14-14	433095.31	4333553.89	105.46	LCO	CO	LCO4-A			
Carrazana, 2020		SP	14-15	433095.31	4333553.89	105.46	LCO	CO	LCO4-B			
Carrazana, 2020		SP	14-17	433147.67	4334107.56	32.36	LCO	CO	LCO2	Mineral	mL	Mn
Carrazana, 2020		SP	14-24	433825.13	4333742.06	89.13	LCO	PT	LCO4-A			
Carrazana, 2020		SP	14-29	433790.08	4333768.39	87.17	LCO	CO	LCO2			
Carrazana, 2020		SP	14-30	433790.08	4333768.39	87.17	LCO	CO	LCO2			
Carrazana, 2020		SP	14-34	435634.31	4333373.87	110.14	LCO	CO	LCO2			
Carrazana, 2020		SP	14-35	439988.78	4337225.21	20.11	URH	PCT	PCT3			
Carrazana, 2020		SP	14-36	439893.48	4337304.16	20.00	URH	PCT	PCT4			
Carrazana, 2020		SP	14-40	439875.38	4337333.81	19.35	URH	PCT	PCT4			
Carrazana, 2020		SP	14-41	440118.32	4337729.10	1.40	URH	PCT	PCT3			
Carrazana, 2020		SP	14-53	437089.28	4336228.53	99.53	URH	PA	PA-R			
Carrazana, 2020		SP	14-58	439449.74	4335313.14	75.83	URH	PCT	PCT1			
Carrazana, 2020		SP	14-60	434853.42	4334425.31	114.32	LCO	CO	LCO5			
Carrazana, 2020		SP	14-61	434953.42	4334531.36	108.02	LCO	CO	LCO5			
Carrazana, 2020		SP	14-62	435744.77	4334104.22	120.00	LCO	CO	LCO3-L			
Carrazana, 2020		SP	14-64a	435406.67	4329609.16	32.75	URH	CT	CT			
Carrazana, 2020		SA	14-66	447601.21	4315898.81	34.55	LCO	CO	LCO3			
Carrazana, 2020		SA	14-67	446752.91	4317583.09	20.31	UCO	MU	UCO3-A			
Carrazana, 2020		SA	14-68	447061.93	4316882.00	40.00	URH	CT	CT			
Carrazana, 2020		SA	14-69	446897.93	4316701.62	17.17	UCO	MU	UCO3-B			
Carrazana, 2020		SA	14-75	446900.09	4316701.45	17.17	UCO	MU	UCO3-B			
Carrazana, 2020		SA	14-80a	447073.53	4316179.15	23.55	UCO	MU	UCO3-B			
Carrazana, 2020		SA	14-80b	447073.53	4316179.15	23.55	UCO	MU	UCO3-B			
Carrazana, 2020		SA	14-80c	447073.53	4316179.15	23.55	UCO	MU	UCO3-B			
Carrazana, 2020		SA	14-84	448104.24	4315844.89	65.00	MRH	MC	MC-p			
Carrazana, 2020		SA	14-87	447223.06	4317799.04	33.87	UCO	MU	UCO1-B/UCO1-C			
Carrazana, 2020		SA	15-175	443786.00	4325683.00	5.00	URH	PCT	PCT1	Mineral	mV	Mn-Fe
Carrazana, 2020		SA	15-178	445849.00	4319504.00	9.16	UCO	MU	UCO3-A	Mineral	mV	Mn
Carrazana, 2020		SA	15-179	445684.00	4319464.00	15.00	UCO	MU	UCO3-A			
Carrazana, 2020		SA	15-180	447093.00	4316277.00	13.95	UCO	MU	UCO3-A	Mineral	mD	Mn
Carrazana, 2020		SA	15-181a	447093.00	4316277.00	33.75	UCO	MU	UCO3-A	Mineral	mV	Mn
Carrazana, 2020		SA	15-181b	447093.00	4316277.00	33.75	UCO	MU	UCO3-A	Mineral	mD	Mn
Carrazana, 2020		SA	15-181c	447093.00	4316277.00	33.75	UCO	MU	UCO3-A	Mineral	mN	Mn
Carrazana, 2020		SA	15-183a	447093.00	4316277.00	13.95	UCO	MU	UCO3-A	Mineral	mV	Mn
Carrazana, 2020		SA	15-183b	447093.00	4316277.00	13.95	UCO	MU	UCO3-A	Mineral	mD	Mn
Carrazana, 2020		SA	15-184	445644.00	4319443.00	9.23	UCO	MU	UCO3-A	Mineral	mV	Mn
Carrazana, 2020		SP	15-190b	435556.00	4329805.00	0.00	URH	CT	CT			
Carrazana, 2020		SP	15-190c	435556.00	4329805.00	0.00	URH	CT	CT			
Carrazana, 2020		SP	15-191	435651.00	4329788.00	0.00	URH	CT	CT			
Carrazana, 2020		SP	15-193a	433251.00	4334409.00	5.23	LCO	CO	LCO1-D			
Carrazana, 2020		SP	15-194	433401.00	4334309.00	24.19	LCO	CO	LCO1-D	Mineral	mD	Mn
Carrazana, 2020		SP	15-195	433401.00	4334309.00	24.19	LCO	CO	LCO1-D	Mineral	mD	Mn
Carrazana, 2020		SP	15-197a	433401.00	4334309.00	24.19	LCO	CO	LCO1-D	Mineral	mM	Mn
Carrazana, 2020		SP	15-197b	433401.00	4334309.00	24.19	LCO	CO	LCO1-D	Mineral	mBx	Mn
Carrazana, 2020		SP	15-197c	433401.00	4334309.00	24.19	LCO	CO	LCO1-D	Mineral	mBx	Mn

Tabla 19.1 continuación.

Reference	Unit_Ref-Author	Place	SampleID	East_UTM	North_UTM	Elevation_m	Series	Unit	Subunit	Min_Type	Style	Mineral
Carrazana, 2020		SP	15-198	433401.00	4334309.00	24.19	LCO	CO	LCO1-D	Mineral	mBx	Mn
Carrazana, 2020		SP	15-203	434309.00	4335328.00	26.59	LCO	CO	LCO2	Mineral	mL	JP
Carrazana, 2020		SP	15-212	439976.00	4328400.00	2.60	MRH	NUR	NUR-p1	Mineral	mV	Mn
Carrazana, 2020		SP	15-222b	440014.00	4328428.00	0.00	MRH	NUR	NUR-p1	Mineral	mV	Mn
Carrazana, 2020		SP	15-233a	438191.00	4327792.00	5.10	URH	PM	PM-s	Alter		Cy
Carrazana, 2020		SP	15-234a	438191.00	4327792.00	5.10	URH	PM	PM-s	Alter	mV	Cy, Cb
Carrazana, 2020		SP	15-234b	438191.00	4327792.00	5.10	URH	PM	PM-s	Alter	Fc	Op
Carrazana, 2020		SP	15-234d	438191.00	4327792.00	5.10	URH	PM	PM-s	Alter	Fc	Op
Carrazana, 2020		SP	15-234e	438191.00	4327792.00	5.10	URH	PM	PM-s	Alter	Fc	Op
Carrazana, 2020		SP	15-235	438142.00	4327739.00	5.40	URH	PM	PM-s	Alter	bliaster	Op
Carrazana, 2020		SP	15-237	438107.00	4327727.00	7.17	URH	PM	PM	Mineral	mD	Mn
Carrazana, 2020		SP	15-242a	439758.00	4333271.00	18.42	URH	PA	PA-B			
Carrazana, 2020		SP	15-247b	434545.00	4333109.00	93.42	MRH	MZ	MZ	Alter	mM	Cy
Carrazana, 2020		SP	15-249	434545.00	4333109.00	93.42	MRH	MZ	MZ	Alter	mM	Cy
Carrazana, 2020		SP	15-250b	434545.00	4333109.00	93.42	MRH	MZ	MRC/MZ	Mineral	mL	JP
Carrazana, 2020		SP	15-251	434545.00	4333109.00	93.42	MRH	MZ	MRC/MZ	Mineral	mL	JP
Carrazana, 2020		SP	15-274	438937.00	4331931.00	73.87	MRH	MZ	MZ-s			
Carrazana, 2020		SP	15-277	438950.00	4331907.00	69.13	Mineral	mV	MZ-S			
Carrazana, 2020		SP	15-296a	438731.00	4331929.00	74.17	UCO	MU	UCO2/UCO4-A			
Carrazana, 2020		SP	15-297b	438695.07	4331940.47	74.60	Mineral	mV	LCO2			
Carrazana, 2020		SP	15-303	439180.00	4336855.00	50.00	SED	SED	SED			
Carrazana, 2020		SP	15-318b	433958.00	4333118.00	107.57	MRH	MZ	MRC/MZ	Mineral	mBx	JP
Carrazana, 2020		SP	15-319a	433932.00	4333123.00	102.98	MRH	MZ	MRC/MZ	Mineral	mM, mL	Mn
Carrazana, 2020		SP	15-319c	433932.00	4333123.00	102.98	MRH	MZ	MRC/MZ	Mineral	mM, mL	Mn
Carrazana, 2020		SP	15-320a	433895.00	4333258.00	61.29	MRH	MZ	MRC/MZ	Mineral	mM	Mn
Carrazana, 2020		SA	15-344	450261.00	4322507.00	159.27	MRH	CA	CA	Mineral	mD	Mn
Carrazana, 2020		SA	17-384	445995.18	4318364.10	10.26	UCO	MU	UCO3-B			
Carrazana, 2020		SP	17-391a	433848.51	4333731.01	89.26	LCO	CO	LCO2	Mineral	mL	JP
Carrazana, 2020		SP	17-399a	433606.10	4334045.37	98.80	LCO	CO	LCO2	Mineral	mD	Mn
Ramon-Sala, 2009	?	SA	VS-736	448241.48	4315310.53	74.77	MRH	MC	MC-p			
Ramon-Sala, 2009	?	SA	L-90	447327.47	4315946.31	21.85	LCO	CO	LCO4			
Ramon-Sala, 2009	CO	SA	L-74	447857.42	4315038.78	46.18	MRH	CA	CA			
Ramon-Sala, 2009	CO	SA	VS-734	448212.76	4315224.02	70.81	MRH	CA/MC	CA			
Ramon-Sala, 2009	CO	SA	VS-736	448172.28	4315110.62	60.00	MRH	CA	CA			
Ramon-Sala, 2009	CO	SA	VS-744	447394.25	4315969.83	37.18	LCO	CO	?			
Ramon-Sala, 2009	?	SA	L-76	448299.94	4315254.82	78.96	MRH	MC	MC-p			
Ramon-Sala, 2009	?	SA	VS-740	448235.00	4315308.14	74.77	MRH	MC	MC-p			
Ramon-Sala, 2009	?	SA	VS-746	447377.95	4315984.31	40.95	LCO	CO	LCO6/UCO1-C			
Ramon-Sala, 2009	MZ?	SA	VS-730	448215.08	4315325.43	73.37	MRH	MZ	?			
Ramon-Sala, 2009	MZ?	SA	VS-731	448215.08	4315325.43	73.37	MRH	MZ	?			

19.2 Puntos de control de mineralizaciones en afloramiento

Tabla 19.2: Puntos de control de mineralizaciones para cartografía (afloramientos).

Point	Mineral	Place	East_UTM	North_UTM	Elevation_m	Point	Mineral	Place	East_UTM	North_UTM	Elevation_m
1	Mn	SU	452255.00	4331615.00	67.4	17	Mn	SP	4333365.21	4333365.21	87.2
2	Mn	SA	443784.00	4325686.00	5.1	18	Mn	SP	4333115.26	4333115.26	107.6
3	Mn	SA	448623.00	4322228.00	176.6	19	Mn-Fe	SP	4333144.76	4333144.76	97.0
4	Mn-Fe	SA	450255.00	4322507.00	159.3	20	Mn	SP	4333264.14	4333264.14	59.8
5	Mn	SA	444938.00	4321020.00	14.0	21	Mn	SP	4333081.64	4333081.64	90.0
6	Mn	SA	445647.00	4319456.00	23.0	22	Mn	SP	4332762.69	4332762.69	112.5
7	Mn	SA	446210.34	4319591.12	11.9	23	Mn	SP	4331957.74	4331957.74	78.8
8	Mn-Fe	SA	448247.82	4315267.59	74.6	24	Mn	SP	4331929.00	4331929.00	74.2
9	Fe-Mn	SP	4337202.00	4337202.00	12.0	25	Mn	SP	4331920.14	4331920.14	73.4
10	Mn	SP	4334395.12	4334395.12	7.0	26	Mn	SP	4331929.79	4331929.79	75.1
11	Mn	SP	4334317.73	4334317.73	23.6	27	Mn	SP	4331937.83	4331937.83	74.6
12	Mn	SP	4334120.60	4334120.60	102.2	28	Mn-Fe	SP	4328577.89	4328577.89	10.5
13	Mn	SP	4334312.69	4334312.69	24.2	29	Fe-Mn	SP	4328394.48	4328394.48	2.0
14	Mn	SP	4334069.08	4334069.08	99.7	30	Fe-Mn	SP	4328515.82	4328515.82	7.6
15	Mn	SP	4333509.38	4333509.38	57.2	31	Fe-Mn	SP	4328431.16	4328431.16	0.4
16	Mn	SP	4333794.96	4333794.96	88.1						

19.3 Puntos de control cartográfico sin obtención de muestras

Tabla 19.3: Puntos de control cartográfico sin recolección de muestras.

Nº	Controller	Year	Place	Control_point	East_UTM	North_UTM	Elevation_m	Series	Unit	Subunit
1	AVC	2015	SP	Calasetta	439676.53	4335395.36	60.38	URH	CT	CT-v
2	AVC	2015	SP	Calibración GPS	438152.29	4334359.27	200.04	LCO	PT	LCO4-D
3	AVC	2015	SP	Veta 1	440013.64	4328574.50	10.52	MRH	NUR	NUR
4	AVC	2015	SP	Calasetta	439602.13	4333132.52	26.66	URH	CT	PA-R/CT
5	AVC	2015	SP	Calasetta	440039.96	4333259.42	12.23	URH	CT	CT-v
6	AVC	2015	SP	Plano Fx	439600.13	4333100.55	26.74	URH	PA	PA-R
7	AVC	2015	SP	Pa rosa	439613.03	4333084.34	19.01	URH	PA	PA-R
8	AVC	2015	SP	Hipogeo	437074.81	4336804.21	49.47	URH	PA	PA-I
9	AVC	2015	SP	Muestras 14	437230.49	4336769.97	53.82	URH	PA	PA-I
10	AVC	2015	SP	Muestras 14	437289.51	4336660.81	57.23	URH	PA	PA-I
11	AVC	2015	SP	Muestras 14	437089.24	4336228.67	99.53	URH	PA	PA-R
12	AVC	2015	SP	Paringiano	439756.88	4333271.31	18.42	URH	PA	PA-B
13	AVC	2015	SP	Paringiano	439912.76	4333436.66	18.54	URH	PA	PA-B
14	AVC	2015	SP	Calasetta	439911.92	4333435.99	18.54	URH	CT	CT
15	AVC	2015	SP	Horno Cal	433559.36	4332967.29	16.47	LCO	CO	LCO1-D
16	AVC	2015	SP	Cto CF/Domo CO	435417.40	4335843.46	52.02	LCO	CO	LCO1-D/UCO4-A
17	AVC	2015	SP	Mina Piramide	438575.93	4331973.69	82.28	LCO	CO	LCO2
18	AVC	2015	SP	CF	438932.29	4332261.16	99.58	UCO	MU	UCO4-A
19	AVC	2015	SP	CO	438994.25	4332424.95	48.58	LCO	CO	LCO6
20	AVC	2015	SP	Cto MU/CF	438889.61	4332385.13	85.69	UCO	MU	UCO2/UCO4-A
21	AVC	2015	SP	CF	438962.25	4332007.88	82.08	UCO	MU	UCO4-A
22	AVC	2015	SP	Cto CO/CF	438928.64	4331947.23	79.66	UCO	MU	LCO2/UCO4-A
23	AVC	2015	SP	Paringiano	440210.27	4335322.05	2.92	URH	PA	PA-R
24	AVC	2015	SP	Calasetta	439927.84	4336159.13	33.96	URH	CT	CT-v
25	AVC	2015	SP	Fx y Cto Ca/BxG	439244.78	4336832.04	46.16	URH	CT	CT/PCT-3
26	AVC	2015	SP	BxG	439607.31	4337152.81	0.63	URH	PCT	PCT-3
27	AVC	2015	SP	BxG	443747.46	4325752.35	4.48	URH	PCT	PCT-2
28	AVC	2015	SA	Mu? o CO?	453582.06	4335003.66	34.93	LCO	CO	LCO6
29	AVC	2015	SU	Calasetta	450947.57	4334928.20	17.00	URH	CT	CT-v
30	AVC	2015	SA	MC/Nuraxi	449618.70	4326036.39	100.00	MRH	NUR	NUR
31	AVC	2015	SA	MC	452378.90	4324464.55	42.08	MRH	MC	MC-p
32	AVC	2016	SA	CO	446277.04	4320004.42	50.00	LCO	CO	LCO4
33	AVC	2017	SP	CO?	433741.81	4333938.57	92.74	LCO	CO	LCO2
34	AVC	2017	SP	Mn	433663.76	4334069.08	99.67	MRH	MZ	MZ-s
35	AVC	2017	SP	Mn	433621.25	4334120.60	102.21	LCO	CO	LCO2
36	AVC	2017	SP	Capo Rosso	435271.82	4332740.93	110.00	MRH	MCR	MCR
37	AVC	2017	SP	Capo Rosso/MZ	435310.96	4332749.70	110.02	MRH	MCR	MCR/MZ
38	AVC	2017	SP	Capo Rosso/MZ	435278.57	4332888.59	80.00	MRH	MCR	MCR/MZ
39	AVC	2017	SA	UCO3-A	446455.52	4317890.74	20.69	UCO	MU	UCO3-A
40	AVC	2017	SA	UCO3-A	446804.31	4317265.24	8.03	UCO	MU	UCO3-A
41	AVC	2017	SA	UCO3-A	446692.48	4317604.59	7.18	UCO	MU	UCO3-A
42	AVC	2017	SA	UCO3-A	446676.72	4317591.71	8.96	UCO	MU	UCO3-A
43	AVC	2017	SA	Calasetta	445612.04	4319232.82	9.72	URH	CT	CT
44	AVC	2017	SA	Calasetta	445693.99	4319259.10	30.23	URH	CT	CT-v
45	AVC	2017	SP	MCR/MZ	434755.12	4333081.64	90.00	MRH	MCR	MCR
46	AVC	2017	SP	MCR/MZ	435382.61	4332734.05	102.62	MRH	MCR	MCR

19.4 Información geológica utilizada en el modelamiento 3D

Tabla 19.4: Ubicación y parámetros de orientación de los sondeos del Entrotierra Sulcitano.

HoleID	East_UTM	North_UTM	Elevation_m	Depth_m	Azimuth	Dip
FS-01	450602.32	4339057.43	64.73	200.00	0	-90
FS-02	451540.39	4339524.63	74.41	170.00	0	-90
FS-07	449419.08	4342506.33	103.99	165.00	0	-90
FS-08	452367.39	4339731.84	62.93	200.00	0	-90
FS-10	450258.67	4341285.88	80.25	170.00	0	-90
FS-11	450575.60	4340395.80	68.66	190.00	0	-90
FS-15	451389.82	4338620.94	60.12	250.00	0	-90
FS-16	450742.57	4338378.86	49.41	200.00	0	-90
FS-17	450071.27	4338442.62	33.61	170.00	0	-90
FS-18	450435.16	4337737.37	20.46	170.00	0	-90
FS-19	450728.29	4337007.45	30.61	255.00	0	-90
FS-20	451130.35	4341268.68	99.62	165.00	0	-90
FS-21	449474.22	4339983.97	42.54	255.00	0	-90
FS-22	452139.15	4337000.99	46.63	283.00	0	-90
FS-23	450100.36	4339266.91	52.93	250.00	0	-90
FS-24	451179.26	4340289.14	86.65	190.00	0	-90
FS-25	452318.40	4339070.19	51.28	120.00	0	-90
FS-26	450842.72	4341224.10	98.35	155.00	0	-90
FS-27	451305.00	4342287.00	111.20	90.00	0	-90
FS-28	450897.00	4342654.00	132.51	100.00	0	-90
FS-29	450508.00	4342271.00	121.74	110.00	0	-90
FS-30	450121.30	4341550.42	78.26	130.00	0	-90
FS-31	450462.07	4341461.77	128.85	165.00	0	-90
FS-33	453668.75	4337054.31	66.56	270.00	0	-90
FS-35	454252.64	4336073.11	45.51	330.00	0	-90
FS-36	452093.38	4335707.47	22.18	310.00	0	-90
FS-37	453700.00	4334540.94	33.72	520.00	0	-90

Tabla 19.5: Descripción de Series y Unidades en los intervalos de sondeos del Entrotierra Sulcitano.

		Code	Description		
		SED	sedimentary coverage		
		S/R	no recovery		
		LS	Paleosols		
		PY	Piroclastic and epiclastic levels		
		CX	Cixerri		

<u>HoleID</u>	<u>From</u>	<u>To</u>	<u>Series</u>	<u>Unit</u>	<u>HoleID</u>	<u>From</u>	<u>To</u>	<u>Series</u>	<u>Units</u>	<u>HoleID</u>	<u>From</u>	<u>To</u>	<u>Series</u>	<u>Units</u>
FS-30	0	7	SED	SED	FS-24	0	8	SED	SED	FS-20	0	15	SED	SED
FS-30	7	22	LRH	SE	FS-24	8	25	MRH	NUR	FS-20	15	35	MRH	CA
FS-30	22	23	PY	PY	FS-24	25	26	LS	LS	FS-20	35	39	PY	PY
FS-30	23	31	LS	LS	FS-24	26	84	MRH	CA	FS-20	39	40	LS	LS
FS-30	31	32	PY	PY	FS-24	84	85	LS	LS	FS-20	40	49	LS	LS
FS-30	32	60	LRH	AC	FS-24	85	87	PY	PY	FS-20	49	67	LRH	SE
FS-30	60	64	LS	LS	FS-24	87	106	LRH	SE	FS-20	67	78	LS	LS
FS-30	64	71	LRH	LE	FS-24	106	109	PY	PY	FS-20	78	93	LRH	AC
FS-30	71	89	LS	LS	FS-24	109	119	LS	LS	FS-20	93	95	LS	LS
FS-30	89	118	LRH	CM	FS-24	119	135	LRH	AC	FS-20	95	102	PY	PY
FS-30	118	119	LS	LS	FS-24	135	138	LS	LS	FS-20	102	107	LRH	LE
FS-30	119	121	LS	LS	FS-24	138	145	LRH	LE	FS-20	107	119	LS	LS
FS-30	121	122	PY	PY	FS-24	145	153	LS	LS	FS-20	119	121	PY	PY
FS-30	122	130	CX	CX	FS-24	153	158	PY	PY	FS-20	121	125	LS	LS
					FS-24	158	185	LRH	CM	FS-20	125	145	LRH	CM
					FS-24	185	187	PY	PY	FS-20	145	155	PY	PY
					FS-24	187	190	CX	CX	FS-20	155	165	CX	CX
<u>HoleID</u>	<u>From</u>	<u>To</u>	<u>Series</u>	<u>Units</u>	<u>HoleID</u>	<u>From</u>	<u>To</u>	<u>Series</u>	<u>Units</u>	<u>HoleID</u>	<u>From</u>	<u>To</u>	<u>Series</u>	<u>Units</u>
FS-11	0	8	SED	SED	FS-25	0	6	SED	SED	FS-31	0	7	SED	SED
FS-11	8	31	MRH	CA	FS-25	6	29	MRH	NUR	FS-31	7	25	MRH	CA
FS-11	31	33	LS	LS	FS-25	29	30	LS	LS	FS-31	25	27	LS	LS
FS-11	33	60	LRH	SE	FS-25	30	32	LS	LS	FS-31	27	48	LRH	SE
FS-11	60	63	LS	LS	FS-25	32	83	MRH	CA	FS-31	48	56	LS	LS
FS-11	63	65	PY	PY	FS-25	83	84	LS	LS	FS-31	56	80	LRH	AC
FS-11	65	96	LRH	AC	FS-25	84	96	LRH	SE	FS-31	80	83	LS	LS
FS-11	96	101	LS	LS	FS-25	96	98	PY	PY	FS-31	83	90	LRH	LE
FS-11	101	107	LRH	LE	FS-25	98	120	CX	CX	FS-31	90	119	LS	LS
FS-11	107	125	LS	LS						FS-31	119	135	LRH	CM
FS-11	125	150	LRH	CM						FS-31	135	165	CX	CX
FS-11	150	160	LS	LS										
FS-11	160	164	PY	PY										
FS-11	164	190	CX	CX										

HoleID	From	To	Series	Units
FS-37	0	43	URH	PA
FS-37	43	58	PY	PY
FS-37	58	80	UCO	CF
FS-37	80	147	UCO	MU
FS-37	147	168	LCO	CO
FS-37	168	243	MRH	NUR
FS-37	243	247	MRH	CA
FS-37	247	278	LS	LS
FS-37	278	281	PY	PY
FS-37	281	308	LRH	SE
FS-37	308	321	LS	LS
FS-37	321	337	LRH	AC
FS-37	337	342	PY	PY
FS-37	342	350	LRH	LE
FS-37	350	365	PY	PY
FS-37	365	370	LS	LS
FS-37	370	410	LRH	CM
FS-37	410	422	LS	LS
FS-37	422	441	PY	PY
FS-37	441	450	AND	AND
FS-37	450	470	PY	PY
FS-37	470	520	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-29	0	6	SED	SED
FS-29	6	9	LRH	SE
FS-29	9	22	LS	LS
FS-29	22	38	LRH	AC
FS-29	38	43	PY	PY
FS-29	43	50	LRH	LE
FS-29	50	62	LS	LS
FS-29	62	95	LRH	CM
FS-29	95	110	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-26	0	5	SED	SED
FS-26	5	28	MRH	CA
FS-26	28	33	LS	LS
FS-26	33	35	PY	PY
FS-26	35	55	LRH	SE
FS-26	55	66	LS	LS
FS-26	66	87	LRH	AC
FS-26	87	88	LS	LS
FS-26	88	92	PY	PY
FS-26	92	96	LRH	LE
FS-26	96	137	LRH	CM
FS-26	137	145	LS	LS
FS-26	145	151	PY	PY
FS-26	151	155	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-07	0	100	SED	SED
FS-07	100	102	LRH	LE
FS-07	102	116	LS	LS
FS-07	116	146	LRH	CM
FS-07	146	165	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-27	0	5	SED	SED
FS-27	5	10	LRH	AC
FS-27	10	15	LRH	LE
FS-27	15	25	LS	LS
FS-27	25	29	PY	PY
FS-27	29	58	LRH	CM
FS-27	58	70	LS	LS
FS-27	70	90	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-35	0	75	SED	SED
FS-35	75	158	URH	PA
FS-35	158	172	LS	LS
FS-35	172	218	UCO	MU
FS-35	218	222	LS	LS
FS-35	222	228	LCO	CO
FS-35	228	230	LS	LS
FS-35	230	276	MRH	NUR
FS-35	276	285	MRH	CA
FS-35	285	300	LRH	SE
FS-35	300	308	LRH	AC
FS-35	308	310	LRH	LE
FS-35	310	330	LRH	CM

HoleID	From	To	Series	Units
FS-23	0	8	SED	SED
FS-23	8	56	MRH	NUR
FS-23	56	96	MRH	CA
FS-23	96	138	LRH	SE
FS-23	138	170	LRH	AC
FS-23	170	171	LS	LS
FS-23	171	172	PY	PY
FS-23	172	182	LRH	LE
FS-23	182	195	LS	LS
FS-23	195	196	PY	PY
FS-23	196	220	LRH	CM
FS-23	220	225	PY	PY
FS-23	225	233	LS	LS
FS-23	233	238	PY	PY
FS-23	238	250	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-28	0	6	SED	SED
FS-28	6	10	LS	LS
FS-28	10	15	PY	PY
FS-28	15	30	LRH	AC
FS-28	30	31	LS	LS
FS-28	31	32	PY	PY
FS-28	32	41	LRH	LE
FS-28	41	54	LS	LS
FS-28	54	85	LRH	CM
FS-28	85	90	LS	LS
FS-28	90	100	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-18	0	8	SED	SED
FS-18	8	28	MRH	CA
FS-18	28	66	LRH	SE
FS-18	66	73	PY	PY
FS-18	73	103	LRH	AC
FS-18	103	106	PY	PY
FS-18	106	117	LRH	LE
FS-18	117	130	LS	LS
FS-18	130	150	LRH	CM
FS-18	150	155	PY	PY
FS-18	155	170	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-02	0	8	SED	SED
FS-02	8	31	MRH	NUR
FS-02	31	84	MRH	CA
FS-02	84	90	LS	LS
FS-02	90	110	LRH	SE
FS-02	110	120	LS	LS
FS-02	120	142	LRH	AC
FS-02	142	147	LRH	LE
FS-02	147	152	LS	LS
FS-02	152	161	LRH	CM
FS-02	161	170	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-16	0	10	SED	SED
FS-16	10	17	MRH	NUR
FS-16	17	20	LS	LS
FS-16	20	56	MRH	CA
FS-16	56	60	LS	LS
FS-16	60	95	LRH	SE
FS-16	95	128	LRH	AC
FS-16	128	133	PY	PY
FS-16	133	140	LRH	LE
FS-16	140	156	LS	LS
FS-16	156	180	LRH	CM
FS-16	180	188	LS	LS
FS-16	188	190	PY	PY
FS-16	190	200	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-17	0	6	SED	SED
FS-17	6	36	MRH	CA
FS-17	36	74	LRH	SE
FS-17	74	79	LS	LS
FS-17	79	81	PY	PY
FS-17	81	108	LRH	AC
FS-17	108	113	PY	PY
FS-17	113	123	LRH	LE
FS-17	123	130	LS	LS
FS-17	130	156	LRH	CM
FS-17	156	163	LS	LS
FS-17	163	170	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-36	0	50	URH	CT
FS-36	50	115	URH	PA
FS-36	115	127	PY	PY
FS-36	127	225	UCO	MU
FS-36	225	230	PY	PY
FS-36	230	275	LCO	CO
FS-36	275	285	PY	PY
FS-36	285	296	MRH	NUR
FS-36	296	297	PY	PY
FS-36	297	310	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-32	0	4	SED	SED
FS-32	4	6	PY	PY
FS-32	6	17	MRH	CA
FS-32	17	22	LS	LS
FS-32	22	25	PY	PY
FS-32	25	43	LRH	SE
FS-32	43	47	LS	LS
FS-32	47	49	PY	PY
FS-32	49	52	LS	LS
FS-32	52	53	PY	PY
FS-32	53	71	LRH	AC
FS-32	71	75	LS	LS
FS-32	75	81	LRH	LE
FS-32	81	92	LS	LS
FS-32	92	119	LRH	CM
FS-32	119	123	LS	LS
FS-32	123	140	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-22	0	6	SED	SED
FS-22	6	20	URH	PA
FS-22	20	90	UCO	MU
FS-22	90	96	LS	LS
FS-22	96	146	LCO	CO
FS-22	146	155	LS	LS
FS-22	155	278	MRH	NUR
FS-22	278	283	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-08	0	60	MRH	NUR
FS-08	60	65	PY	PY
FS-08	65	80	MRH	CA
FS-08	80	100	S/R	S/R
FS-08	100	125	LRH	SE
FS-08	125	140	LS	LS
FS-08	140	153	PY	PY
FS-08	153	158	LRH	LE
FS-08	158	160	PY	PY
FS-08	160	190	LRH	CM
FS-08	190	200	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-19	0	5	SED	SED
FS-19	5	20	URH	PA
FS-19	20	80	UCO	MU
FS-19	80	85	LCO	CO
FS-19	85	94	LS	LS
FS-19	94	255	MRH	NUR

HoleID	From	To	Series	Units
FS-33	0	4	SED	SED
FS-33	4	58	LS	LS
FS-33	58	109	MRH	NUR
FS-33	109	112	LS	LS
FS-33	112	158	MRH	CA
FS-33	158	163	PY	PY
FS-33	163	170	LS	LS
FS-33	170	187	LRH	SE
FS-33	187	190	LS	LS
FS-33	190	193	PY	PY
FS-33	193	200	LRH	AC
FS-33	200	208	LS	LS
FS-33	208	212	LRH	LE
FS-33	212	222	LS	LS
FS-33	222	224	PY	PY
FS-33	224	249	LRH	CM
FS-33	249	270	LS	LS

HoleID	From	To	Series	Units
FS-01	0	20	MRH	NUR
FS-01	20	58	MRH	CA
FS-01	58	92	LRH	SE
FS-01	92	128	LRH	AC
FS-01	128	150	LRH	LE
FS-01	150	180	LRH	CM
FS-01	180	188	LS	LS
FS-01	188	192	AND	AND
FS-01	192	200	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-21	0	5	SED	SED
FS-21	5	60	MRH	NUR
FS-21	60	63	PY	PY
FS-21	63	100	MRH	CA
FS-21	100	122	LRH	SE
FS-21	122	131	PY	PY
FS-21	131	168	LRH	AC
FS-21	168	172	PY	PY
FS-21	172	180	LRH	LE
FS-21	180	198	LS	LS
FS-21	198	235	LRH	CM
FS-21	235	245	PY	PY
FS-21	245	255	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-10	0	6	SED	SED
FS-10	6	11	MRH	CA
FS-10	11	33	LRH	SE
FS-10	33	39	LS	LS
FS-10	39	72	LRH	AC
FS-10	72	73	LS	LS
FS-10	73	75	PY	PY
FS-10	75	82	LRH	LE
FS-10	82	96	LS	LS
FS-10	96	100	PY	PY
FS-10	100	125	LRH	CM
FS-10	125	135	LS	LS
FS-10	135	140	PY	PY
FS-10	140	170	CX	CX

HoleID	From	To	Series	Units
FS-15	0	5	SED	SED
FS-15	5	34	MRH	NUR
FS-15	34	78	MRH	CA
FS-15	78	106	LRH	SE
FS-15	106	118	LS	LS
FS-15	118	140	LRH	AC
FS-15	140	148	LRH	LE
FS-15	148	168	LS	LS
FS-15	168	194	LRH	CM
FS-15	194	220	LS	LS
FS-15	220	250	CX	CX

19.5 Parámetros Químicos de Laboratorios

19.5.1 Laboratorio X-LANGEM, Fluorescencia de Rayos X, Universidad Nacional Autónoma de México

Elementos Mayores: la precisión esta evaluada en términos de la Desviación estándar relativa y es <1%, la exactitud según la prueba de Sutarno y Steger es aceptable ≤ 1 .

Límites de Detección Inferior (<LL): Elementos Mayores

Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P
wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
0.050	0.004	0.018	0.006	0.004	0.015	0.040	0.030	0.050	0.004

Elementos Traza: precisión <10% y exactitud de acuerdo a la prueba de Sutarno y Steger (1985), donde en general SST <1, es aceptable.

Límites de Detección Inferior (<LL): Elementos Traza

Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
<2	<2	11	<2	0.5	<1	5	<3	<4	<2	<3	<4	<2	<2

19.5.2 Laboratorio CCiT-UB, Fluorescencia de Rayos X, Universidad de Barcelona

19.5.2.1 Materiales de Referencia Internacionales (FRX) CCiT-UB

ANRT - National Working Group; Association Nationale de la Recherche Technique ANRT; Vandoeuvre, France

BCS - British Chemical Standards (BCS); Bureau of Analysed Samples (BAS); Middlebrou, Cleveland, England

CCRMP - Canada Center for Mineral and Energy Technology; Mines and Resources; Ottawa, Canada

CRPG - Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CNRS); Vandoeuvre, France

IGGE - Institute of Geophysical and Geochemical Prospection; Ministry of Geology; Beijing, China.

IWG-GIT - International Working Group; Analitical Standards of Minerals, Ores and Rocks; Vandoeuvre, France

MISC - Geological Research Laboratory; Sofia; Bulgaria

NIST - National Institute of Standards and Technology NIST (antic NBS); Gaithersburg, USA

NIM - SABS; Pretoria, South Africa.

NRC - National Research Council; Institute for Environmental Chemistry; Ottawa, Canada

USGS - Branch of Geochemistry; Geological Survey; Denver Federal Center; Denver, USA

GSJ – Geological Survey of Japan.

19.5.2.2 Rangos de Calibración (FRX) CCiT-UB

Desviación estándar y rango de patrones de la recta de elementos mayoritarios

Compost en El que expressem el Percentatge de l'Element	S* %	Rang de Patrons %
Fe ₂ O ₃	0.26	0.02 - 25.65
MnO	0.005	0.002 - 0.970
TiO ₂	0.02	0.01 – 7.69
CaO	0.23	0.04 – 55.09
K ₂ O	0.06	0.03 – 15.50
P ₂ O ₅	0.008	0.004 – 1.39
SiO ₂	0.46	0.12 – 90.36
Al ₂ O ₃	0.21	0.21 – 59.20
MgO	0.10	0.01 – 35.20
Na ₂ O	0.04	0.002 – 10.74

Desviación estándar y rango de patrones de la recta de elementos trazes

Element	S(*) ppm	Rang de Patrons ppm	Element	S(*) ppm	Rang de patrons ppm
As	3.8	0 - 412	Pb	6.9	0 - 1162
Ba	33.8	0 - 4000	Rb	9.6	0 - 1300
Bi	0.8	0 - 50	Sb	1.5	5 - 60
Br	0.9	0 - 5.2	Sc	6.2	0 - 39.8
Ce	11	0 - 928	Se	0.3	0 - 1.56
Co	3	0 - 435	Sm	2.7	0 - 33
Cr	14.5	0 - 2300	Sn	4.7	0 - 1300
Cs	10.1	0 - 260	Sr	12.7	0 - 1370
Cu	8.8	0 - 1230	Ta	1.2	0 - 82
Ga	1.3	0 - 948	Th	3.3	0 - 1017
Ge	0.3	0.9 - 3.2	U	4.5	0 - 284
I	3.2	0 - 19.3	V	9.6	0 - 372
La	7.8	0 - 179	W	4.7	0 - 490
Mo	0.5	0 - 92	Y	5	0 - 184
Nb	5.7	0 - 1003	Zn	18.1	0 - 1050
Nd	6	0 - 210	Zr	17.1	0 - 1494
Ni	7.7	0 - 2380			

$$S = \frac{\sqrt{\sum n(cp - cc)^2}}{n - k}$$

*S: sigma de recta de calibración. n=patrones, k=coeficiente de regresión, cq=concentración química, cc=concentración calculada

19.5.2.3 Límites de detección de técnicas FRX, ICP-MS e ICP-OES. Laboratorios CCiT-UB

Method		ICP-MS
Trace Element [ppm]	CCiT-UB <LL	
Nd	0.05	
Ni	0.1	
Pb	0.05	
Pr	0.05	
Pt	0.05	
Rb	0.05	
Sb	0.05	
Sc	2	
Se	5	
Sm	0.05	
Sn	0.1	
Ta	0.05	
Tb	0.05	
Te	0.05	
Th	0.05	
Ti	1	
Tl	0.05	
Tm	0.05	
U	0.05	
V	2	
W	0.1	
Y	0.05	
Yb	0.05	
Zn	1	
Zr	0.05	

Method		ICP-MS
Trace Element [ppm]	CCiT-UB <LL	
Ag	0.05	
As	1	
Au	0.05	
B	0.5	
Ba	0.1	
Be	0.05	
Bi	0.05	
Cd	0.05	
Ce	0.1	
Co	0.05	
Cr	4	
Cs	0.05	
Cu	0.2	
Dy	0.05	
Er	0.05	
Eu	0.05	
Ga	0.05	
Gd	0.05	
Ge	0.05	
Hf	0.05	
Ho	0.05	
La	0.1	
Li	0.05	
Lu	0.05	
Mo	0.05	
Nb	0.05	

Method		ICP-OES
Major Element [ppm]	CCiT-UB <LL	
Al	5	
Ba	20	
Ca	5	
Fe	10	
K	10	
Mg	20	
Mn	10	
Na	10	
P	50	
Sr	20	
Ti	10	
Zn	50	

Method		FRX
Trace Elements [ppm]	CCiT-UB <LL (Rms)	
Bi	4.4	
Br	0.6	
Cd	4.8	
Cs	16.4	
Ge	2.3	
Hf	2.2	
Hg	27.5	
I	2.8	
La	10.6	
Mn	39.1	
Nd	7.3	
Sb	3.5	
Sc	1.9	
Se	1.7	
Sm	2.8	
Ta	2.6	
Te	2.3	
Tl	1.2	
U	2.2	
Yb	6.7	

Method		FRX
Trace Elements [ppm]	CCiT-UB <LL (Rms)	
Ba	42.6	
Ce	14.2	
Co	3.3	
Cr	13.2	
Cu	4.7	
Ga	1.6	
Mo	0.8	
Nb	6.3	
Ni	7.7	
Pb	11.2	
Rb	14.4	
Sn	4.2	
Sr	7.9	
Th	4.9	
V	4.1	
W	5.1	
Y	1.1	
Zn	15.1	
Zr	16.8	
Ag	3.4	
As	6.3	

Method		FRX
Majors Elements [wt%]	CCiT-UB <LL	
SiO2	0.46	
TiO2	0.02	
Al2O3	0.21	
Fe2O3	0.26	
MnO	0.005	
MgO	0.1	
CaO	0.23	
Na2O	0.04	
K2O	0.06	
P2O5	0.008	

19.5.3 Límites de detección de técnicas FRX e ICP-MS de ALS Laboratory Group

ANALYTES AND RANGES (%)								DESCRIPTION	CODE
Al ₂ O ₃	0.01-100	Fe ₂ O ₃	0.01-100	Na ₂ O	0.01-10	SrO	0.01-1.5	Fused disc XRF	ME-XRF26†
BaO	0.01-66	K ₂ O	0.01-15	P ₂ O ₅	0.01-46	TiO ₂	0.01-30		
CaO	0.01-60	MgO	0.01-50	SO ₃	0.01-34	LOI	0.01-100		
Cr ₂ O ₃	0.01-10	MnO	0.01-39	SiO ₂	0.01-100			Furnace or Thermogravimetric Analyzer (TGA)	OA-GRA05x ME-GRA05
Loss on Ignition at 1000°C									

ANALYTES & RANGES (ppm)								CODE
Ag	0.01-100	Cu	0.2-10,000	Na	0.01%-10%	Sr	0.2-10,000	ME-MS61
Al	0.01%-50%	Fe	0.01%-50%	Nb	0.1-500	Ta	0.05-100	
As	0.2-10,000	Ga	0.05-10,000	Ni	0.2-10,000	Te	0.05-500	
Ba	10-10,000	Ge	0.05-500	P	10-10,000	Th	0.01-10,000	
Be	0.05-1,000	Hf	0.1-500	Pb	0.5-10,000	Ti	0.005%-10%	
Bi	0.01-10,000	In	0.005-500	Rb	0.1-10,000	Tl	0.02-10,000	
Ca	0.01%-50%	K	0.01%-10%	Re	0.002-50	U	0.1-10,000	
Cd	0.02-1,000	La	0.5-10,000	S	0.01%-10%	V	1-10,000	
Ce	0.01-500	Li	0.2-10,000	Sb	0.05-10,000	W	0.1-10,000	
Co	0.1-10,000	Mg	0.01%-50%	Sc	0.1-10,000	Y	0.1-500	
Cr	1-10,000	Mn	5-100,000	Se	1-1,000	Zn	2-10,000	
Cs	0.05-500	Mo	0.05-10,000	Sn	0.2-500	Zr	0.5-500	ME-MS61m

Note: To include Hg by a separate procedure in the suite of elements above, please request ME-MS61m instead of ME-MS61.

ANALYTES & RANGES (ppm)								CODE
Dy	0.05-1,000	Gd	0.05-1,000	Nd	0.1-10,000	Tb	0.01-1,000	ME-MS61r
Er	0.03-1,000	Ho	0.01-1,000	Pr	0.03-1,000	Tm	0.01-1,000	
Eu	0.03-1,000	Lu	0.01-1,000	Sm	0.03-1,000	Yb	0.03-1,000	

19.5.4 Estándares propios utilizados para control de los Laboratorios



Certificate of Analysis

1.0 DESCRIPTION : Plasma CAL – Q.C. Std 4

Catalogue Number : 140-102-04X
 Lot Number : S141009012
 Matrix: 5.0% HNO₃
 Expiration Date : January 2016

2.0 CERTIFIED VALUES AND ASSOCIATED UNCERTAINTY:

Method of Analysis: Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectroscopy (ICP-AES)

Traceability: Applicable NIST Standard Reference Materials (see list below):

3101a	Al	3109a	Cu	3117a	Eu	3120a	Fe	3134	Mo	3142a	Pr	3151	Ag	3159	Th	3167a	Y
3102a	Sb	3110	Co	3118a	Gd	3127a	La	3136a	Nd	3143	Rb	3152a	Na	3160a	Tm	3168a	Zn
3103a	As	3111a	Cs	3119a	Ga	3128	Pb	3130	Ni	3144	Rh	3153a	Br	3161a	Sn	3169	Zr
3104a	Ba	3112a	Cr	3120a	Ge	3129a	Li	3137	Nb	3145a	Rb	3154	S	3162a	Ti		
3105a	Ba	3113	Co	3121	Au	3130a	Lu	3139	Pd	3147a	Sm	3155	Ta	3163	W		
3106	Bi	3114	Cu	3122	Hf	3131a	Mg	3139a	P	3148a	Sc	3156	Te	3164	U		
3107	B	3115a	Dy	3123a	Ho	3132	Mn	3140	Pl	3149	Se	3157a	Tb	3165	V		
3108	Cd	3116a	Er	3124a	In	3133	Hg	3141a	K	3150	Si	3158	Tl	3166a	Yb		

Certified Concentrations:

Ag	100.3 ± 0.7	µg/ml	Fe	100.1 ± 0.8	µg/ml	Ti	100.0 ± 0.6	µg/ml
Al	100.7 ± 0.8	µg/ml	K	1 006 ± 7	µg/ml	Tl	99.7 ± 0.7	µg/ml
As	100.9 ± 0.6	µg/ml	Mg	100.0 ± 0.7	µg/ml	V	101.2 ± 0.7	µg/ml
B	100.0 ± 1.1	µg/ml	Mn	100.2 ± 0.6	µg/ml	Zn	100.0 ± 0.8	µg/ml
Ba	100.5 ± 0.7	µg/ml	Mo	100.9 ± 0.7	µg/ml			
Be	100.5 ± 0.8	µg/ml	Na	99.7 ± 0.9	µg/ml			
Ca	99.8 ± 0.8	µg/ml	Ni	99.9 ± 0.7	µg/ml			
Cd	100.5 ± 0.6	µg/ml	Pb	100.1 ± 0.8	µg/ml			
Co	100.3 ± 0.7	µg/ml	Sb	100.0 ± 0.8	µg/ml			
Cr	99.6 ± 0.7	µg/ml	Se	100.7 ± 0.6	µg/ml			
Cu	100.3 ± 0.6	µg/ml	Si	49.17 ± 0.32	µg/ml			

Note: The uncertainty of the certified value has been calculated from applicable uncertainty contributors (u_i) such as the SRM inherent uncertainty, weighing and dilution errors and instrument variability. The combined uncertainty ($u_c = \sqrt{u_i^2}$) has been multiplied by a coverage factor (k) of 2 to provide a 95% confidence interval.

3.0 REFERENCE VALUES:

Density: 1.031 g/ml @ 22.0 °C

4.0 APPROVAL AND DATE OF CERTIFICATION:

Certification Approval: Yaling Sui, Chemist
 Certification Date: October 10, 2014

Yaling Sui

Fig. 19.1: Estándar utilizado para control de ICP-MS/OES en CCiT-UB (STD líquido 140-102-04x).

SCP SCIENCE

Providing Innovative Solutions to Analytical Chemists

5.0 INTENDED USE:

- ICP Standards: For the calibration of, including but not limited to: ICP-AES, ICP-MS, FAAS, GFAA, XRF and DCP.
- AA Standards: For the calibration of Flame (FAAS) and Graphite Furnace (GFAA) Atomic Absorption Spectrometers.
- Matrix Modifiers: For the optimization of analytical conditions to provide better Graphite Furnace Atomic Absorption (GFAA) instrument response and improved detection limits.
- pH Standards: For the calibrating pH meters or for other wet chemistry applications.
- Conductivity Standards: For electrolytic conductivity measurement as a calibration standard.
- IC Standards: for calibration of, but not limited to IC, HPLC, TLC, ISE, IR, NMR, MS, UVVIS or other wet chemistry applications.

For any inquiries, please contact SCP SCIENCE.

6.0 INSTRUCTIONS FOR USE:

Handling and Storage: Keep product tightly capped when not in use. The solution should be opened for a minimum amount of time necessary to dispense the amount required. Do not pipet or use directly from container. Do not return unused portions back to container. Store under normal laboratory conditions, with the exception of IC mono and multi element standards which we recommend be stored at 4°C.

Stability: This Standard is guaranteed to be stable and accurate to within the specified uncertainty of measurement up to the unopened expiry date, if sealed, or up to the opened expiry date (when indicated), whichever comes first, provided the solution is kept tightly capped and stored under the indicated storage conditions. Purchasers will be notified of any significant changes resulting in re-certification or withdrawal of the product prior to the expiration date.

7.0 HAZARDOUS INFORMATION :

Please refer to the associated Material Safety Data Sheet (MSDS) for information regarding this product (available at www.SCPSCIENCE.com).

8.0 HOMOGENEITY:

This solution has been blended according to an in-house procedure and its homogeneity is guaranteed to be fit for purpose when a sample size sufficient for the intended method of analysis is used.

9.0 TRACEABILITY:

This CRM (Certified Reference Material) is traceable to the NIST SRM (Standard Reference Material) indicated in section 2 through an unbroken chain of comparisons. In addition, balances used are regularly calibrated using weights which are traceable to NIST (National Institute of Standards and Technology) or NRC (National Research Council of Canada) standards. All conductivity meters used to analyze this standard have been regularly calibrated using a NIST or NRC traceable Thermometer and standards. All pH meters used to analyze this standard have been regularly calibrated using a NIST or NRC traceable thermometer and pH/MV simulator.

10.0 PREPARATION:

For the preparation of these solutions, 18 megohmion double deionized water, high-purity acids and glassware calibrated to ASTM Class A specifications are used.

11.0 QUALITY SYSTEM CERTIFICATIONS:

ISO 9001 Certification: This standard was produced in a facility which operates a registered ISO 9001:2008 Quality Management System. Please consult our web site for a copy of the most recent revision of our certificate of registration.

ISO 17025 Accreditation: SCP SCIENCE (Corporate Headquarters) operates an ISO 17025:2005 accredited laboratory. Please consult our web site to copy of the most recent revision of our certificate and scope of accreditation.

ISO Guide 34 Accreditation: SCP SCIENCE (Corporate Headquarters) is an ISO Guide 34 :2009 accredited Reference Material Producer. Please consult our website for a copy of our most recent certificate and scope of accreditation.



Corporate Headquarters:

Canada / International
21880 Clark Gate
Mississauga, ON L5R 9Y6,
Canada, H9K 4B6
Tel: 1-814-457-0701 / 1-(800)-361-6620
Email: sales@scpscience.com
www.scpscience.com

USA
340 Route 11
Chapel Hill, NC
27319-4836
Tel: 1-888-361-6620
Email: sales@scpscience.com
www.scpscience.com

Europe
12, Avenue du Québec, Bât. 3-2
91104, France
91965 Courcouronnes Cedex
Tel: +33 (0) 1 69 88 71 17
Email: sales@scpscience.com
www.scpscience.com

China
#2 Building room 727
100 Hui Jie Road
Feng Tai District, Beijing
China 100006
Tel: +86 (10) 58333361
Email: sales@scpscience.com
www.scpscience.com

Brazil
Tel: +55 (19) 8104-8488
Email: vnclis@scpscience.com
www.scpscience.com.br

Continuación Fig.19.1: estándar utilizado para control de ICP-MS/OES en CCiT-UB (STD líquido 140-102-04x).

Resultados del control efectuado al laboratorio CCiT-UB para lectura final con ICP-MS a través del estándar líquido No-4 (nombre utilizado durante los protocolos de inserción del STD). Los valores de RSD obtenidos son aceptables e inferiores al 10%. Sólo 3 elementos

presentan valores >30% RSD pero corresponden a concentraciones por debajo del límite de detección inferior.

ICP-MS	STD No-4	CCiT ID 15-104	Mean	StdDev.	%RSD
Al %	0.010	0.020	0.015	0.007	46.04
Ca %	0.010	0.018	0.014	0.006	41.41
Fe %	0.010	0.011	0.011	0.001	8.54
K %	0.101	0.111	0.106	0.007	6.84
Mg %	0.010	0.009	0.010	0.001	7.38
Mn %	0.010	0.010	0.010	0.000	0.73
Na %	0.010	0.021	0.016	0.008	51.02
Ti %	0.010	0.010	0.010	0.000	0.85
Zn ppm	100.2	95.4	97.82	3.37	3.45
Ba ppm	100.5	105.9	103.21	3.84	3.72
Co ppm	100.3	95.0	97.65	3.75	3.84
Cu ppm	100.3	97.0	98.64	2.34	2.37
As ppm	100.9	100.1	100.51	0.56	0.55
Mo ppm	100.9	94.5	97.72	4.49	4.60
Cd ppm	100.6	96.1	98.34	3.19	3.25
Pb ppm	100.1	94.8	97.45	3.75	3.85
Cr ppm	99.6	95.5	97.57	2.86	2.94
Ag ppm	100.3	96.5	98.42	2.66	2.71
Ni ppm	99.9	91.9	95.91	5.65	5.89
Zn ppm	100.2	105.4	102.78	3.64	3.55
Ti ppm	100.0	89.7	94.86	7.27	7.67

Estándares rocosos utilizados para controlar las técnicas de FRX e ICP-MS/OES en CCIT-UB y ALS Laboratory Group. Los elementos principales en wt% y elementos trazas en ppm, a menos que se indique lo contrario. Aplica para los 3 STD presentados.

BRAMMER STANDARD GEOLOGICAL MATERIALS CATALOG

3

CRM

ANDESITE WITH EXTENSIVE ANALYSIS

analysis listed in mass %

Number	Si	SiO ₂	Al	Al ₂ O ₃	CO ₂	CaO	Fe	FeO	Fe ₂ O ₃	T.Fe ₂ O ₃	H ₂ O	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	LOI	
JA-1	29.90	63.97	8.06	15.22	.	5.70	4.95	3.98	2.59	7.07	+0.72	-0.30	0.77	1.57	0.157	3.84	0.165	0.85	.
JA-1a	.	63.66	.	15.40	.	5.74	.	3.67	.	7.17	.	.	0.78	1.55	0.157	3.90	0.165	0.87	.
GBW 07110	.	63.06	.	16.1	1.03	2.47	.	0.19	4.51	.	+1.79	.	5.17	0.84	0.089	3.06	0.36	0.80	.
JA-3	29.11	62.27	8.23	15.56	.	6.24	4.62	4.83	1.15	6.60	+0.20	-0.11	1.41	3.72	0.104	3.19	0.116	0.70	.
GBW 07104	.	60.62	.	16.17	3.47	5.20	.	2.39	.	4.90	+(1.5)	.	1.89	1.72	.	3.86	.	.	4.44
US AGV-2	27.7	59.3	8.95	16.91	.	5.20	4.68	.	.	6.69	.	.	2.88	1.79	.	4.19	0.48	1.05	.
USZ 48-2009	.	59.20	.	16.72	.	5.58	.	(1.66)	.	5.43	.	.	2.42	3.52	0.081	4.46	0.264	0.71	1.39
JA-2	26.37	56.42	8.16	15.41	.	6.29	4.34	3.69	2.16	6.21	+1.12	-1.25	1.81	7.60	0.108	3.11	0.146	0.66	.

continued

analysis listed in mg/kg except * which is ppb and † which is mass %

Number	Ag	As	Au*	B	Ba	Be	Bi	Ca†	Cd	Ce	Cl	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu
JA-1	.	2.78	0.16	21.0	311	0.50	.	4.07	0.11	13.3	43.0	12.3	7.83	0.62	43.0	4.55	3.04	1.20
JA-1a	(322)	(12.9)	(4.1)	.	(41.8)	.	.	.
GBW 07110	0.17	5.96	.	10.8	1053	3.64	0.09	.	0.61	117	160	7.9	7.7	7.16	9.1	5.32	2.93	1.96
JA-3	0.084	.	.	24.8	323	0.80	.	4.46	.	22.8	.	21.1	66.2	2.08	43.4	3.01	1.57	0.82
GBW 07104	0.071	2.1	(0.95)	4.7	1020	1.1	0.081	.	0.061	40	(46)	13.2	32	2.3	55	1.85	0.85	1.02
US AGV-2	.	.	.	1140	2.3	.	.	3.72	.	68	.	16	17	(1.16)	53	3.6	(1.79)	(1.54)
USZ 48-2009	(0.08)	(3.64)	.	.	672	(2.01)	(0.12)	.	(0.06)	55.2	.	19.2	95.9	1.09	41.2	(2.55)	(1.18)	1.44
JA-2	.	.	0.26	20.7	321	2.05	.	4.50	.	32.7	.	29.5	436	4.63	29.7	2.80	1.48	0.93

Number	F	Ga	Gd	Ge	HE	Hg	Ho	I	In	K†	La	Li	Lu	Mg†	Mn†	Mo	Na†	Nb
JA-1	161	16.7	4.36	1.33	2.42	.	0.95	.	.	0.64	5.24	10.8	0.47	0.95	0.122	1.59	2.85	1.85
JA-1a	(11.6)	.	.	.	(1.2)	.	.
GBW 07110	1120	19.8	6.54	1.11	7.5	0.014	1.10	0.07	0.11	.	62.5	17.5	0.49	.	.	0.95	.	20.8
JA-3	.	16.3	2.96	.	3.42	323	0.80	.	.	4.46	.	22.8	.	21.1	66.2	2.08	43.4	3.01
GBW 07104	280	18.1	2.7	0.93	2.9	0.012	0.34	(0.14)	0.037	.	22	18.3	0.12	.	0.0604	0.54	.	6.8
US AGV-2	(440)	20	(4.69)	.	(5.08)	.	(0.71)	.	.	2.39	38	(11)	(0.25)	1.08	0.0770	.	3.11	15
USZ 48-2009	.	21.1	(3.93)	.	3.80	(0.004)	(0.46)	.	.	.	26.2	(13.2)	(0.15)	.	.	(0.60)	.	3.23
JA-2	.	16.9	3.06	.	2.86	.	0.50	.	.	1.50	15.8	27.3	0.27	4.58	0.084	0.60	2.31	9.47

Number	Nd	Ni	P†	Pb	Pr	Rb	S	Sb	Sc	Se	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Te	Th	Ti†
JA-1	10.9	.	0.072	6.55	1.71	12.3	21.6	0.22	28.5	.	3.52	.	263	0.13	0.75	.	0.82	0.51
JA-1a	.	(2.3)	.	97.7	13.2	183	230	1.34	7.52	0.03	8.63	.	(268)
GBW 07110	47.2	12.6	3.12	318	1.42	0.99	(0.007)	16.7	.
JA-3	12.3	32.2	0.051	7.70	2.40	36.7	.	.	22.0	.	3.05	.	287	0.27	0.52	.	3.25	0.42
GBW 07104	19	17	0.1030	11.3	4.9	38	192	0.12	9.5	(0.04)	3.4	0.79	790	0.40	0.41	0.017	2.6	0.3090
US AGV-2	30	19	0.21	13	8.3	68.6	.	(0.6)	13	.	(5.7)	(2.3)	658	(0.89)	(0.64)	.	6.1	0.63
USZ 48-2009	27.2	61.2	.	18.7	(6.77)	49.7	.	(0.27)	11.8	.	5.16	(0.86)	1116	(0.25)	0.49	.	6.46	.
JA-2	13.9	130	0.064	19.2	3.84	72.9	.	.	19.6	.	3.11	1.68	248	0.80	0.44	.	5.03	0.40

Number	Tl	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr	Units
JA-1	.	0.47	0.34	105	.	30.6	3.03	90.9	88.3	20 g
JA-1a	.	.	.	(107)	.	.	.	(91)	(94.9)	100 g
GBW 07110	1.02	0.50	3.04	64.3	1.62	28.0	3.15	164	335	70 g
JA-3	.	.	1.38	169	.	21.2	2.16	67.7	118	20 g
GBW 07104	0.16	0.15	0.90	94	(0.45)	9.3	0.89	71	99	70 g
US AGV-2	(0.27)	(0.26)	1.88	120	.	20	1.6	86	230	30 g
USZ 48-2009	(0.22)	(0.17)	1.96	123	(1.70)	11.8	1.00	71.5	141	100 g
JA-2	0.32	0.28	2.21	126	.	18.3	1.62	64.7	116	20 g

Fig. 19.2: Certificado original de STD Andesita (JA-2).

CRM SYENITE WITH EXTENSIVE ANALYSIS

analysis listed in mass % * Provisional Analysis ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio: 0.70375 GBW: 70 g US: 50 g all others: 100 g units

Number	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CO ₂	CaO	Cl	F	FeO	Fe ₂ O ₃	T.Fe ₂ O ₃	H ₂ O	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	S	TiO ₂	LOI	
SARM 2	63.63	17.34	0.09	0.68	.	.	0.30	1.11	.	.	15.35	0.46	.	0.43
US STM-2 *	60.98	18.4	.	1.09	(0.0570)	.	(2.08)	.	5.39	T.Fe:3.77	4.07	0.12	Mn:0.1640	8.90	0.17	.	0.16	.	.
JSy-1	60.02	23.17	.	0.25	0.084	.	4.82	0.016	0.0024	10.74
VS 6104-91	57.86	16.68	(0.20)	6.94	.	.	0.082	2.51	.	.	4.77	1.25	0.14	4.51	0.39	(0.017)	0.78	(0.38)	.
GBW 07109	54.48	17.72	0.26	1.39	0.059	0.048	1.23	6.04	5.41	(-0.05, +0.28)	7.48	0.65	0.12	7.16	0.018	0.011	0.48	.	.
CGL 015	52.20	24.59	.	1.98	.	.	(0.10)	2.60	4.67	(-0.104, +0.58)	4.44	0.37	(0.100)	9.76	0.139	.	0.37	1.05	.

continued analysis listed in mg/kg except % which is mass %

Number	Ag	As	B	Ba	Be	Bi	Br	Cd	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Bu	Ga	Gd	Ge	
SARM 2	(10)	(0.4)	0.27	.
US STM-2 *	(1.2)	.	(5.4)	639	9.7	.	.	256	.	.	1.52	.	(8.01)	(4.4)	.	3.45	34	(8)	.	
JSy-1	.	.	15.7	2.6	.	2.0	0.69	1.3	0.37	0.30	0.16	23.5	7.0	0.95	.	
VS 6104-91	(0.003)	(12)	(7)	0.69%	1.9	.	.	219	8	16	(1)	5	(6.9)	(2.5)	4.5	17	(10)	(1.2)	.	
GBW 07109	.	6.27	31.8	251	17.2	0.37	1.21	0.07	242	4.59	3.6	2.05	11.8	4.70	2.48	2.35	35.8	.	.	
CGL 015	.	.	.	1305	(1.86)	.	.	58.24	(5.33)	25.6	(1.31)	6.40	(4.49)	(2.69)	(1.36)	22.63	(4.75)	.	.	

Number	Hf	Hg	Ho	I	In	La	Li	Lu	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	Sb	Sc
SARM 2	(5)	(6)	(7)	(5)
US STM-2 *	27	.	(1.55)	.	154	36	0.60	6.2	267	81	(4.8)	12	25	114	.	.	.
JSy-1	1.2	.	0.094	.	1.2	.	0.076	.	0.51	1.2	1.1	4.9	0.32	66.3	0.15	.	.
VS 6104-91	5	.	(1)	.	108	10.5	0.33	1.1	20	102	8.4	21	(23)	56	.	4	.
GBW 07109	34.0	0.005	0.96	0.14	0.15	149	32.9	0.43	0.26	66.9	65.1	1.75	196	22.5	130	0.15	2.22
CGL 015	(3.15)	.	(0.93)	.	27.48	64.95	(0.42)	(1.51)	22.63	27.34	(3.4)	7.00	(6.99)	85.36	(0.14)	2.76	.

Number	Se	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Te	Th	Tl	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr
SARM 2	.	(1)	(0.07)	(10)	(33)
US STM-2 *	.	12.0	(6.6)	782	16	(1.38)	.	27	.	0.55	(7.6)	(5.5)	(2.2)	43	4.2	223	1280
JSy-1	.	0.27	0.17	19.3	.	.	.	0.23	.	0.053	0.20	2.1	.	2.6	0.41	3.2	70.2
VS 6104-91	.	16	(1.9)	0.52%	(1.8)	(1.7)	.	(12)	.	(0.45)	(2)	79	.	25	2.3	109	185
GBW 07109	0.05	9.7	6.50	1150	1.96	1.02	0.012	79.3	0.76	0.46	14.6	179	1.24	24.7	2.56	112	1540
CGL 015	.	(5.09)	.	312	(1.21)	(0.76)	.	(4.63)	(0.32)	(0.4)	(1.59)	(5.8)	(4.36)	25.32	2.66	75.42	157

CRM RHYOLITE WITH EXTENSIVE ANALYSIS

analysis listed in mass %

Number	SiO ₂	Al	Al ₂ O ₃	CO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃	FeO	T.Fe ₂ O ₃	H ₂ O	K	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Si	TiO ₂
JR-2	75.69	6.73	12.72	.	0.50	0.27	0.44	0.77	+1.19 -0.22	3.69	4.45	0.04	0.112	3.99	0.012	35.38	0.07
JR-1	75.45	6.79	12.83	.	0.67	0.35	0.49	0.89	+1.16 -0.20	3.66	4.41	0.12	0.099	4.02	0.021	35.27	0.11
US RGM-2 *	73.4	7.31	14.0	.	1.23	.	.	1.86	.	3.61	4.35	0.28	.	4.14	(0.05)	34.3	0.25
GBW 07113	72.78	.	12.96	0.52	0.59	1.14	1.86	.	1.18	.	5.43	0.16	0.14	2.57	0.045	.	0.30
JR-3	72.76	.	11.90	.	0.093	2.61	1.86	4.72	.	.	4.29	0.050	0.083	4.69	0.017	.	0.21

continued analysis listed in mg/kg except % which is mass % and * which is ppb

Number	Ag	As	Au*	B	Ba	Be	Bi	C	Ca%	Cd	Ce	Cl	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er
JR-2	.	19.2	0.13	145	39.5	3.75	0.62	.	0.36	0.023	38.8	.	0.46	3.10	25.0	1.36	6.63	4.36
JR-1	.	16.3	0.25	117	50.3	3.34	0.56	70.8	0.48	0.026	47.2	920	0.83	2.83	20.8	2.68	5.69	3.61
US RGM-2 *	.	3.3	.	.	842	(2.5)	.	.	0.88	.	48	(536)	2	(4)	.	9.8	(3.3)	(2.2)
GBW 07113	0.08	0.66	.	3.5	506	4.09	0.60	(0.15%)	.	0.14	163	.	2.40	7.3	3.34	10.9	8.19	4.31
JR-3	65.8	7.6	327	.	0.98	3.5	1.0	2.9	.	.

Number	Eu	F%	Fe%	Ga	Gd	Ge	Hf	Hg*	Ho	In	La	Li	Lu	Mg%	Mn%	Mo	Na%	Nb	Nd
JR-2	0.14	0.1109	0.54	17.9	5.83	.	5.14	1.39	.	16.3	79.2	0.88	0.02	0.087	3.35	2.96	18.7	20.4	
JR-1	0.30	0.0991	0.62	16.1	5.06	1.88	4.51	1.11	.	19.7	61.4	0.71	0.07	0.077	3.25	2.98	15.2	23.3	
US RGM-2 *	(0.7)	.	1.30	16	3.6	.	(6.0)	1.08	.	25	(58)	0.4	0.17	(0.0273)	(2.5)	3.07	(9)	20	
GBW 07113	1.18	0.13	.	20.5	9.47	1.17	10.8	5	1.64	0.09	82.7	12.7	0.67	.	2.46	.	34.3	64.5	
JR-3	0.53	.	.	36.6	.	.	40.3	.	.	179	.	2.8	.	.	0.49	.	510	107	

Number	Ni	P%	Pb	Pr	Rb	S	Sb	Sc	Se	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Ti%	Tl
JR-2	.	0.005	21.5	4.75	303	.	1.51	5.59	.	5.63	3.51	8.11	2.29	1.10	31.4	0.04	1.85
JR-1	.	0.009	19.3	5.58	257	13.3	1.19	5.07	.	6.03	2.86	29.1	1.86	1.01	26.7	0.066	1.56
US RGM-2 *	(4)	(0.02)	20	(5)	147	.	(0.8)	5	.	4	(4)	108	(1)	(0.6)	15	0.15	(0.9)
GBW 07113	64.5	.	33.3	18.4	213	0.009%	0.38	5.15	0.04	11.7	3.35	43.0	2.41	1.51	27.1	.	0.83
JR-3	.	.	32.8	33.1	453	.	.	0.50	.	21.3	17.4	10.4	36.8	4.29	112	.	.

Number	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zn	Zr	Units
JR-2	0.74	10.9	3.00	.	51.1	5.33	27.8	96.3	20 g
JR-1	0.67	8.88	7.0	1.59	45.1	4.55	30.6	99.9	20 g
US RGM-2 *	.	5.9	(2)	24	33	222	.	.	50 g * Provisional Analysis
GBW 07113	0.73	4.83	3.8	1.10	42.5	4.51	86.3	403	70 g
JR-3	.	21.1	4.2	.	166	20.3	209	1494	100 g

Fig. 19.3. Certificados originales de STD Sienita (JSy-1) y Riolita peralcalina. (JR-3).

Los resultados del control de estándares rocosos al laboratorio CCiT-UB para técnica ICP-MS/OES se muestran a continuación para el material de referencia JSy-1 que corresponde con una sienita. Se resaltan los valores de RSD >30%.

ICP-MS	STD	CCiT ID			Mean	StdDev.	%RSD
	JSy-1	15-102	15-108	15-110			
% Al	12.26	11.56	10.81	9.75	10.71	1.10	10.26
% Al ₂ O ₃	23.17	21.85	20.43	18.43	20.23	2.08	10.26
% Ca	0.18	0.19	0.19	0.16	0.18	0.00	0.16
% CaO	0.25	0.26	0.26	0.22	0.25	0.00	0.41
% Fe	0.07	0.06	0.05	0.05	0.05	0.01	17.70
% FeO	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.00	0.88
% K	4.00	3.92	3.64	3.46	3.68	0.23	6.27
% K ₂ O	4.82	4.72	4.39	4.17	4.43	0.28	6.30
% Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.0001	1.17
% MgO	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.0002	1.18
% Mn	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.00003	1.41
% MnO	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.0001	2.74
% Na	7.97	7.70	7.42	6.95	7.36	0.43	5.84
% Na ₂ O	10.74	10.39	10.01	9.37	9.92	0.58	5.82
% P	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.002	94.71
% P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	148.14
ppm Sr	19.30	16.99	17.33	14.88	16.40	2.05	12.50
ppm Co	0.16	0.04	0.03	0.05	0.04	0.08	208.96
ppm Cu	1.30	2.07	0.57	0.42	1.02	0.20	19.30
ppm Ga	23.50	22.84	23.49	24.43	23.59	0.06	0.27
ppm As	0.90	0.59	1.68	1.54	1.27	0.26	20.51
ppm Y	2.62	1.96	1.85	2.08	1.97	0.46	23.53
ppm Zr	70.20	27.10	29.41	30.59	29.03	29.11	100.26
ppm Nb	0.51	0.58	1.53	2.74	1.61	0.78	48.20
ppm Mo	0.05	0.16	0.24	0.34	0.24	0.14	56.25
ppm Cs	0.69	0.65	0.93	0.88	0.82	0.09	11.14
ppm W	0.06	3.05	1.60	3.88	2.84	1.97	69.22
ppm Bi	0.01	0.02	0.02	0.002	0.01	0.002	13.17
ppm Pb	4.89	5.28	5.03	4.63	4.98	0.06	1.23
ppm Sb	0.15	0.16	0.20	0.27	0.21	0.04	20.10

ICP-MS	STD	CCiT ID			Mean	StdDev.	%RSD
	JSy-1	15-102	15-108	15-110			
ppm Li	15.30	16.84	16.50	15.85	16.40	0.78	4.73
ppm Be	0.80	0.88	0.77	0.74	0.80	0.003	0.43
ppm V	2.10	0.35	<LL	<LL	0.35	1.24	351.84
ppm Cr	2.00	0.62	9.24	10.11	6.66	3.29	49.47
ppm Rb	66.30	73.13	62.68	65.12	66.97	0.48	0.71
ppm Th	0.23	0.56	0.28	0.23	0.35	0.09	24.35
ppm U	0.20	0.15	0.16	0.11	0.14	0.04	31.19
ppm Ni	1.11	0.38	1.39	1.85	1.21	0.07	5.69
ppm B	14.50	5.14	4.13	12.09	7.12	5.22	73.23
ppm Ba	15.70	14.31	14.03	13.70	14.02	1.19	8.49
ppm Zn	3.18	6.00	3.12	3.41	4.18	0.70	16.86
ppm Ti	8.99	3.86	5.91	7.41	5.73	2.31	40.30
ppm La	1.20	0.95	0.77	0.96	0.90	0.21	23.99
ppm Ce	2.62	2.08	1.81	2.06	1.98	0.45	22.68
ppm Pr	0.32	0.24	0.20	0.24	0.23	0.07	28.66
ppm Nd	1.20	0.95	0.83	0.99	0.92	0.20	21.51
ppm Sm	0.27	0.21	0.20	0.24	0.21	0.04	19.64
ppm Eu	0.16	0.13	0.12	0.13	0.13	0.02	15.98
ppm Gd	0.27	0.24	0.23	0.26	0.24	0.02	8.08
ppm Tb	0.06	0.04	0.04	0.05	0.05	0.01	21.58
ppm Dy	0.37	0.34	0.30	0.35	0.33	0.03	9.11
ppm Ho	0.09	0.07	0.07	0.08	0.08	0.01	12.63
ppm Er	0.30	0.27	0.26	0.29	0.27	0.02	6.61
ppm Tm	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.001	3.05
ppm Yb	0.41	0.36	0.36	0.38	0.36	0.03	9.10
ppm Lu	0.08	0.06	0.06	0.06	0.06	0.01	17.40
ppm Sn	0.17	0.47	0.35	0.38	0.40	0.16	40.60
ppm Hf	1.15	0.75	1.38	1.90	1.35	0.14	10.30
ppm Tl	0.96	0.68	0.76	0.79	0.75	0.15	20.36
ppm Ta	0.01	0.29	0.42	0.55	0.42	0.29	68.34

Los resultados del control de estándares rocosos al laboratorio CCiT-UB para técnica ICP-MS/OES se muestran a continuación para el material de referencia JA-2 que corresponde con una andesita. Se resaltan los valores de RSD >30%.

ICP-MS	STD	CCiT ID			Mean	StdDev.	%RSD
	JA-2	15-100	15-103	15-107			
% Al	8.16	8.31	7.44	6.15	7.30	0.61	8.33
% Al ₂ O ₃	15.42	15.71	14.06	11.62	13.80	1.15	8.32
% Ca	4.50	4.53	4.23	3.48	4.08	0.30	7.36
% CaO	6.30	6.33	5.91	4.86	5.70	0.42	7.37
% Fe	4.34	4.60	4.28	3.49	4.12	0.15	3.71
% FeO	5.58	5.92	5.50	4.49	5.30	0.20	3.73
% Fe ₂ O ₃	6.20	6.58	6.12	4.99	5.90	0.22	3.69
% K	1.50	1.51	1.46	1.17	1.38	0.09	6.24
% K ₂ O	1.81	1.82	1.76	1.41	1.66	0.10	6.17
% Mg	4.58	4.66	4.34	3.63	4.21	0.26	6.23
% MgO	7.59	7.72	7.20	6.01	6.98	0.44	6.24
% Mn	0.08	0.09	0.08	0.06	0.08	0.00	5.56
% MnO	0.11	0.11	0.11	0.08	0.10	0.01	5.12
% Na	2.31	2.43	2.20	1.83	2.15	0.11	5.27
% Na ₂ O	3.11	3.27	2.96	2.46	2.90	0.15	5.29
% P	0.06	0.05	0.04	0.03	0.04	0.02	38.30
% P ₂ O ₅	0.15	0.12	0.10	0.04	0.09	0.04	49.83
% Ti	0.40	0.41	0.38	0.31	0.37	0.02	6.11
% TiO ₂	0.67	0.69	0.63	0.52	0.61	0.04	6.03
ppm Sr	248.00	250.37	239.23	198.30	229.30	13.22	5.77
ppm Co	29.50	30.91	28.40	29.40	29.57	0.05	0.17
ppm Cu	29.70	33.60	32.04	29.15	31.60	1.34	4.25
ppm Ga	16.90	17.42	15.76	16.60	16.59	0.22	1.31
ppm Ge	1.05	1.17	1.11	1.06	1.11	0.04	3.93
ppm As	0.85	0.93	1.38	1.11	1.14	0.21	18.07
ppm Y	18.30	15.44	14.31	15.36	15.04	2.31	15.33
ppm Zr	116.00	102.46	81.27	120.05	101.26	10.42	10.29
ppm Nb	9.47	11.74	5.31	9.65	8.90	0.40	4.52
ppm Mo	0.60	0.63	0.63	0.70	0.65	0.04	5.52
ppm Cd	0.08	0.19	0.13	0.16	0.16	0.06	36.12
ppm Cs	4.63	5.06	4.65	5.07	4.93	0.21	4.26
ppm W	0.99	6.79	1.42	3.78	4.00	2.13	53.19
ppm Bi	0.07	0.10	0.09	0.10	0.10	0.02	20.70
ppm Pb	19.20	20.64	18.82	21.33	20.27	0.76	3.73

ICP-MS	STD	CCiT ID			Mean	StdDev.	%RSD
	JA-2	15-100	15-103	15-107			
ppm Sb	0.14	0.20	0.15	0.20	0.18	0.03	16.27
ppm Li	27.30	30.05	26.52	27.49	28.02	0.51	1.82
ppm Be	2.05	2.17	1.81	2.00	1.99	0.04	2.01
ppm V	126.00	127.81	119.81	121.33	122.98	2.13	1.73
ppm Cr	436.00	194.49	356.99	349.91	300.46	95.84	31.90
ppm Rb	72.90	71.54	76.05	69.65	72.41	0.35	0.48
ppm Th	5.03	5.51	4.93	5.60	5.35	0.22	4.18
ppm U	2.21	2.39	2.17	2.39	2.32	0.08	3.29
ppm Ag	0.04	0.42	0.46	0.58	0.49	0.31	64.45
ppm Ni	130.00	139.44	129.25	137.25	135.31	3.76	2.78
ppm B	20.70	1.67	46.11	64.82	37.53	11.90	31.71
ppm Ba	327.53	290.08	252.63	321.00	290.08	21.86	7.54
ppm Zn	64.70	83.03	71.45	69.55	74.68	7.06	9.45
ppm La	15.80	16.75	15.22	15.91	15.96	0.11	0.71
ppm Ce	32.70	34.50	31.93	33.36	33.26	0.40	1.20
ppm Pr	3.84	3.90	3.62	3.76	3.76	0.06	1.50
ppm Nd	13.90	15.15	14.12	14.62	14.63	0.51	3.51
ppm Sm	3.11	3.34	3.02	3.20	3.19	0.06	1.75
ppm Eu	0.93	0.99	0.92	0.96	0.96	0.02	1.99
ppm Gd	3.06	3.47	3.30	3.44	3.40	0.24	7.11
ppm Tb	0.44	0.54	0.51	0.55	0.54	0.07	12.56
ppm Dy	2.80	3.31	3.12	3.37	3.27	0.33	10.13
ppm Ho	0.50	0.65	0.61	0.65	0.64	0.10	15.24
ppm Er	1.48	1.97	1.82	1.99	1.93	0.32	16.40
ppm Tm	0.28	0.27	0.25	0.28	0.27	0.01	3.23
ppm Yb	1.62	1.85	1.70	1.82	1.79	0.12	6.71
ppm Lu	0.27	0.27	0.26	0.28	0.27	0.00	0.24
ppm Sn	1.68	1.99	1.50	1.96	1.82	0.10	5.27
ppm Hf	2.86	13.42	4.59	13.84	10.62	5.48	51.66
ppm Au	0.0003	0.06	0.02	0.06	0.05	0.03	70.31
ppm Pt	0.0013	0.00	0.02	0.04	0.02	0.01	66.30
ppm Tl	0.32	0.42	0.34	0.39	0.38	0.04	11.35
ppm Ta	0.80	1.01	0.23	0.97	0.74	0.04	5.91
ppm Sc	19.60	19.91	19.30	20.30	19.84	0.17	0.85

Los resultados del control de estándares rocosos al laboratorio CCiT-UB para técnica ICP-MS/OES se muestran a continuación para el material de referencia JR-3 que corresponde con una riolita peralcalina. Se resaltan los valores de RSD >30%.

ICP-MS	STD	CCiT ID					Mean	StdDev.	%RSD
	JR-3	15-101	15-105	15-106	15-109				
% Al	6.30	6.35	5.76	5.80	6.21	6.03	0.19	3.17	
% Al ₂ O ₃	11.90	11.99	10.89	10.95	11.73	11.39	0.36	3.17	
% Ca	0.07	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.00	5.92	
% CaO	0.09	0.09	0.09	0.11	0.11	0.10	0.00	4.58	
% Fe	3.30	3.50	3.22	3.29	3.53	3.39	0.06	1.76	
% Fe ₂ O ₃	4.72	5.00	4.61	4.70	5.05	4.84	0.09	1.77	
% K	3.56	3.67	3.74	3.49	3.74	3.66	0.07	1.93	
% K ₂ O	4.29	4.42	4.50	4.21	4.51	4.41	0.08	1.91	
% Mg	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.00	2.71	
% MgO	0.05	0.04	0.04	0.06	0.05	0.05	0.00	4.11	
% Mn	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07	0.00	1.36	
% MnO	0.08	0.09	0.08	0.08	0.09	0.08	0.00	1.43	
% Na	3.48	3.76	3.51	3.45	3.66	3.59	0.08	2.24	
% Na ₂ O	4.69	5.07	4.73	4.64	4.93	4.84	0.11	2.26	
% P	0.01	1E-05	5E-03	4E-03	9E-03	4E-03	2E-03	50.37	
% P ₂ O ₅	0.02	0.005	0.005	0.005	0.012	0.007	0.007	109.99	
% Ti	0.13	0.13	0.12	0.12	0.14	0.13	0.00	0.93	
% TiO ₂	0.21	0.22	0.20	0.21	0.23	0.21	0.00	0.63	
ppm Sr	10.40	9.92	9.68	10.09	10.52	10.05	0.25	2.45	
ppm Co	0.98		0.58	0.60	0.60	0.59	0.28	46.81	
ppm Cu	2.90	4.17	3.75	3.17	3.27	3.59	0.49	13.63	
ppm Ga	36.60	40.60	37.65	38.06	38.82	38.78	1.54	3.98	
ppm As	1.10	0.74	1.37	1.31	0.47	0.97	0.09	9.42	
ppm Y	166.00	53.42	59.57	55.27	58.57	56.71	77.28	136.28	
ppm Zr	1494.00	501.14	621.11	611.06	673.14	601.61	631.01	104.89	
ppm Nb	510.00	540.65	428.05	552.65	439.06	490.10	14.07	2.87	
ppm Mo	0.49	0.48	0.57	1.41	0.68	0.79	0.21	26.64	
ppm Cd	0.06	0.76	0.65	0.64	0.69	0.68	0.44	64.09	
ppm Cs	1.00	1.20	1.03	1.29	1.28	1.20	0.14	11.84	
ppm W	7.80	5.97	4.64	6.73	3.76	5.28	1.78	33.80	
ppm Bi	0.21	0.22	0.20	0.17	0.25	0.21	0.00	0.41	
ppm Pb	32.80	36.41	34.84	37.66	37.81	36.68	2.75	7.48	

ICP-MS	STD	CCiT ID					Mean	StdDev.	%RSD
	JR-3	15-101	15-105	15-106	15-109				
ppm Sb	0.17	0.20	0.18	0.44	0.19	0.25	0.06	23.18	
ppm Li	120.00	119.58	115.86	119.01	123.89	119.59	0.29	0.24	
ppm Be	7.60	7.32	6.39	7.48	7.49	7.17	0.30	4.23	
ppm V	4.20	0.68	0.70	0.39	0.14	0.48	2.63	551.01	
ppm Cr	3.50	2.94	1.78	10.06	9.75	6.13	1.86	30.35	
ppm Rb	453.00	465.77	486.49	427.85	445.53	456.41	2.41	0.53	
ppm Th	112.00	64.10	70.88	72.63	71.68	69.82	29.82	42.71	
ppm U	21.10	18.13	19.31	19.45	19.26	19.03	1.46	7.68	
ppm Ag	3.60	2.68	3.14	2.62	2.91	2.84	0.54	18.96	
ppm Ni	1.60	1.10	0.77	3.32	1.99	1.79	0.14	7.65	
ppm B	11.40	28.93	11.62	13.94	8.97	15.87	3.16	19.90	
ppm Ba	65.80	62.15	60.89	63.10	62.38	62.13	2.60	4.18	
ppm Zn	209.00	227.76	212.14	211.24	241.00	223.03	9.92	4.45	
ppm La	179.00	185.57	173.02	169.51	170.79	174.72	3.02	1.73	
ppm Ce	327.00	342.56	320.69	314.91	322.30	325.11	1.33	0.41	
ppm Pr	33.10	33.28	32.85	31.41	32.32	32.46	0.45	1.38	
ppm Nd	107.00	108.63	108.21	103.52	106.23	106.65	0.25	0.23	
ppm Sm	21.30	20.09	20.24	18.81	19.55	19.67	1.15	5.85	
ppm Eu	0.53	0.35	0.37	0.34	0.36	0.36	0.12	34.35	
ppm Gd	19.70	17.70	18.86	17.56	18.24	18.09	1.14	6.29	
ppm Tb	4.29	2.04	2.40	2.11	2.26	2.20	1.48	67.00	
ppm Dy	21.50	12.46	13.97	11.96	12.95	12.83	6.13	47.75	
ppm Ho	4.70	2.09	2.61	2.15	2.35	2.30	1.70	73.76	
ppm Er	14.00	6.85	8.77	7.25	7.88	7.69	4.46	58.04	
ppm Yb	20.30	7.86	9.74	8.05	8.57	8.56	8.30	97.07	
ppm Lu	2.80	1.21	1.46	1.24	1.33	1.31	1.05	80.45	
ppm Sn	17.40	20.99	18.70	20.59	20.40	20.17	1.96	9.71	
ppm Hf	40.30	69.02	45.40	55.19	54.83	56.11	11.18	19.92	
ppm Tl	0.93	0.51	0.66	0.62	0.72	0.63	0.21	34.18	
ppm Ta	36.80	37.41	30.59	38.41	31.45	34.46	1.65	4.79	
ppm Sc	0.50	0.75	0.85	1.03	1.51	1.04	0.38	36.61	

19.5.5 Controles de Calidad de ALS Laboratory Group

Tabla 19.6: Ejemplos de control de estándares para un lote analizado por FRX (ALS).

ALS Laboratory Group, SL
 Polígono Parque Plata
 Calle Camino Mozarabe naves 13 y 15
 Camas (Sevilla) 41900
 Phone: +34 955 981 491 www.alsglobal.com

To: **ARIANA CARRAZANA**
COMTAL 31, PISO 2, PUERTA 2
BARCELONA BARCELONA 08002

Project: Sardinia

Page: 2 - E
 Total # Pages: 4 (A - E)
 Plus Appendix Pages
 Finalized Date: 6-JUL-2016
 Account: ARICAR

Method Analyte Units LOR		QC CERTIFICATE OF ANALYSIS SVI6097657														
		ME-XRF06 S/O2 %	ME-XRF06 Al2O3 %	ME-XRF06 Fe2O3 %	ME-XRF06 CaO %	ME-XRF06 MgO %	ME-XRF06 Na2O %	ME-XRF06 K2O %	ME-XRF06 Cr2O3 %	ME-XRF06 TiO2 %	ME-XRF06 MnO %	ME-XRF06 P2O5 %	ME-XRF06 SrO %	ME-XRF06 BaO %	ME-XRF06 LOI %	ME-XRF06 Total %
STANDARDS		18.48	2.22	21.03	1.34	0.35	0.08	0.27	0.03	0.27	45.77	0.042	0.05	3.23	4.11	97.26
AMIS0104	Target Range - Lower Bound	17.73	2.08	20.15	1.25	0.31	0.07	0.23	<0.01	0.24	44.47	0.037	<0.01	3.03	<0.01	97.99
	Upper Bound	18.87	2.32	21.41	1.43	0.39	0.13	0.29	0.05	0.30	46.71	0.051	0.08	3.35	0.02	102.00
AMIS0325	Target Range - Lower Bound	51.04	6.81	11.06	4.37	19.41	0.90	0.32	0.49	0.16	0.20	0.021	0.01	<0.01	2.23	98.82
	Upper Bound	50.65	6.52	11.74	4.26	19.13	0.91	0.26	0.44	0.14	0.18	<0.001	<0.01	<0.01	1.97	97.99
GBAP-12	Target Range - Lower Bound	53.01	7.08	12.58	4.66	20.33	1.05	0.34	0.54	0.20	0.24	0.002	0.02	2.19	102.00	
	Upper Bound	33.23	37.24	8.51	0.01	<0.01	0.02	0.11	0.01	0.82	0.01	0.031	<0.01	<0.01	19.95	98.91
GBAP-3	Target Range - Lower Bound	9.45	53.84	8.33	<0.01	<0.01	0.02	0.02	0.02	2.17	0.01	0.038	<0.01	<0.01	26.00	98.85
	Upper Bound	8.97	52.44	8.12	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	2.03	<0.01	0.035	<0.01	<0.01	24.60	97.99
GRM908-10	Target Range - Lower Bound	9.67	54.98	8.76	0.02	0.06	0.04	0.03	0.04	2.27	0.03	0.049	0.02	0.02	27.21	102.00
	Upper Bound															
MRCeo08	Target Range - Lower Bound	3.37	0.68	1.05	52.11	0.41	0.32	0.14	<0.01	0.04	0.02	37.080	0.09	0.07	4.21	98.52
	Upper Bound	3.10	0.53	0.98	50.10	0.39	0.29	0.14	<0.01	<0.01	<0.01	35.942	0.05	0.04	3.49	97.99
NCSDC79001	Target Range - Lower Bound	3.42	0.63	1.12	52.54	0.47	0.37	0.20	0.02	0.08	0.05	37.838	0.10	0.08	3.87	102.00
	Upper Bound	63.93	14.38	7.57	0.69	2.45	0.70	3.55	0.01	0.71	0.08	0.150	<0.01	0.06	3.77	98.06
OREAS-94	Target Range - Lower Bound	51.13	4.17	12.67	2.57	25.23	0.32	0.09	3.58	0.19	0.21	0.011	<0.01	<0.01	-0.34	98.83
	Upper Bound	51.09	4.18	12.66	2.62	25.19	0.34	0.09	3.58	0.19	0.22	0.016	0.01	0.02	-0.36	98.84
SARM-5	Target Range - Lower Bound	49.88	3.99	12.26	2.52	24.61	0.33	0.06	3.34	0.17	0.19	0.016	<0.01	<0.01	<0.01	97.99
	Upper Bound	52.32	4.37	13.14	2.80	26.05	0.41	0.12	3.88	0.23	0.25	0.025	0.02	0.03	0.01	102.00
SY-4	Target Range - Lower Bound	50.04	20.77	6.17	7.81	0.49	7.07	1.65	<0.01	0.28	0.10	0.128	0.13	0.04	4.79	99.47
	Upper Bound	49.85	20.79	6.15	8.00	0.54	7.08	1.66	<0.01	0.29	0.11	0.130	0.14	0.06	4.56	99.35
SY-4	Target Range - Lower Bound	48.70	20.07	5.95	7.74	0.49	6.81	1.58	<0.01	0.25	0.08	0.116	0.11	0.02	4.32	97.99
	Upper Bound	51.10	21.31	6.47	8.36	0.59	7.39	1.76	0.03	0.32	0.13	0.146	0.17	0.06	4.80	102.00


Comments: DL for Cr increased (X 100) due to spectral interference by Mn

***** See Appendix Page for comments regarding this certificate *****

Tabla 19.7: Ejemplos de control de blancos y duplicados analizados por FRX (ALS).

ALS Laboratory Group, SL
 Polígono Parque Plata
 Calle Camino Mozarabe naves 13 y 15
 Camas (Sevilla) 41900
 Phone: + 34 955 981 491 www.alsglobal.com

Page: 3 - E
 Total # Pages: 4 (A - E)
 Plus Appendix Pages
 Finalized Date: 6-JUL-2016
 Account: ARICAR



Project: Sardinia **QC CERTIFICATE OF ANALYSIS** SV16097657

TO: ARIANA CARRAZANA
 COMTAL 31, PISO 2, PUERTA 2
 BARCELONA BARCELONA 08002

Method Analyte Units LOR	ME-XRF06 SiO2 %	ME-XRF06 Al2O3 %	ME-XRF06 Fe2O3 %	ME-XRF06 CaO %	ME-XRF06 MgO %	ME-XRF06 Na2O %	ME-XRF06 K2O %	ME-XRF06 Cr2O3 %	ME-XRF06 TiO2 %	ME-XRF06 MnO %	ME-XRF06 P2O5 %	ME-XRF06 SiO %	ME-XRF06 BaO %	ME-XRF06 LOI %	ME-XRF06 Total %
BLANKS															
BLANK															
Target Range - Lower Bound															
Upper Bound															
BLANK	96.76	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.003	<0.01	<0.01	0.21	96.98
BLANK	96.99	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.001	<0.01	<0.01	0.01	96.99
BLANK	100.00	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.001	<0.01	<0.01	0.00	100.00
Target Range - Lower Bound	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.001	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Upper Bound	0.02	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.003	0.02	0.02	0.01	0.01
DUPLICATES															
M010															
DUP	71.15	13.98	2.13	0.46	0.14	4.31	5.86	<0.01	0.33	0.03	0.045	<0.01	0.07	1.36	96.95
Target Range - Lower Bound	71.23	13.95	2.11	0.46	0.13	4.32	5.85	<0.01	0.32	0.02	0.039	<0.01	0.06	1.36	96.97
Upper Bound	66.40	13.61	2.06	0.44	0.12	4.20	5.70	<0.01	0.31	<0.01	0.040	<0.01	0.05	1.32	96.85
DUP	72.88	14.32	2.18	0.48	0.15	4.43	6.01	0.02	0.34	0.04	0.044	0.02	0.08	1.40	100.85
R045															
DUP	71.52	14.90	0.81	0.51	0.16	4.36	6.07	<0.01	0.37	<0.01	0.020	<0.01	0.07	1.11	96.91
Target Range - Lower Bound	71.75	14.95	0.82	0.51	0.16	4.30	6.07	<0.01	0.37	<0.01	0.020	0.01	0.07	0.88	96.91
Upper Bound	69.83	14.54	0.78	0.49	0.15	4.21	5.91	<0.01	0.35	<0.01	0.019	<0.01	0.06	0.96	96.90
DUP	73.44	15.31	0.85	0.53	0.17	4.45	6.23	0.02	0.39	0.02	0.022	0.02	0.08	1.03	100.90
R055															
DUP	70.86	12.28	2.78	0.22	0.17	4.38	4.84	0.16	0.19	0.07	0.020	0.01	0.03	3.72	96.83
Target Range - Lower Bound	70.87	12.30	2.75	0.21	0.17	4.35	4.90	0.23	0.18	0.07	0.020	0.01	0.03	<0.01	96.10
Upper Bound	69.08	11.97	2.69	0.20	0.16	4.25	4.78	0.18	0.18	0.06	0.019	<0.01	0.02	1.81	96.68
DUP	72.65	12.81	2.84	0.23	0.18	4.48	5.05	0.21	0.20	0.08	0.022	0.02	0.04	1.92	98.95

Comments: DL for Cr increased (X 100) due to spectral interference by Mn

***** See Appendix Page for comments regarding this certificate *****

Tabla 19.8: Ejemplos de control de estándares para un lote analizado por ICP-MS (ALS).

Sample Description		Method Analyte Units		QC CERTIFICATE OF ANALYSIS SV17158063																																		
		LOR		ME-MS61r	ME-MS61r	ME-MS61r	ME-MS61r	ME-MS61r	ME-MS61r	ME-MS61r	ME-MS61r	ME-MS61r	ME-MS61r	ME-MS61r	ME-MS61r	ME-MS61r	ME-MS61r	ME-MS61r	ME-MS61r																			
AMIS0161				Re	ppm	0.002	0.01	S	ppm	0.38	1.70	Sb	ppm	0.05	0.1	Sc	ppm	19.1	1	Se	ppm	1	Sn	ppm	3.2	288	0.81	0.05	18.20	0.665	1.22	2.3	140	3.5				
Target Range - Lower Bound						<0.002	0.38																															
Upper Bound						0.006	0.43																															
AMIS0250																																						
Target Range - Lower Bound																																						
Upper Bound																																						
AMIS0304																																						
Target Range - Lower Bound																																						
Upper Bound																																						
AMIS0356																																						
Target Range - Lower Bound																																						
Upper Bound																																						
GBM908-10																																						
Target Range - Lower Bound																																						
Upper Bound																																						
GIOP-102																																						
Target Range - Lower Bound																																						
Upper Bound																																						
MRGeo08																																						
Target Range - Lower Bound																																						
Upper Bound																																						
MRGeo08																																						
Target Range - Lower Bound																																						
Upper Bound																																						
NCSDC79001																																						
Target Range - Lower Bound																																						
Upper Bound																																						
OCGeo08																																						
Target Range - Lower Bound																																						
Upper Bound																																						
OREAS 920																																						
Target Range - Lower Bound																																						
Upper Bound																																						

Tabla 19.9: Ejemplos de control de estándares y blancos analizado por ICP-MS (ALS).

ALS Laboratory Group, SL
 Polígono Parque Plata
 Calle Camino Mozarabe naves 13 y 15
 Camas (Sevilla) 41900
 www.alsglobal.com/geochemistry

To: **ARIANA CARRAZANA**
COMTAL 31, PISO 2, PUERTA 2
BARCELONA BARCELONA 08002

Page: 3 - E
 Total # Pages: 5 (A - F)
 Plus Appendix Pages
 Finalized Date: 17-AUG-2017
 Account: ARICAR

QC CERTIFICATE OF ANALYSIS SV17158063

Project: Sardinia

An INAB accredited testing laboratory Reg. No. 173T. Accredited methods are listed in the Scope of Accreditation available on request.

Sample Description	Method Analyte Units	LOR	ME-XRF26 Al2O3 %	ME-XRF26 BaO %	ME-XRF26 CaO %	ME-XRF26 Cr2O3 %	ME-XRF26 Fe2O3 %	ME-XRF26 K2O %	ME-XRF26 MgO %	ME-XRF26 MnO %	ME-XRF26 Na2O %	ME-XRF26 P2O5 %	ME-XRF26 SO3 %	ME-XRF26 SO2 %	ME-XRF26 SiO %	ME-XRF26 TiO2 %	ME-XRF26 Total %
OREAS-101a			13.52	0.05	3.15	<0.01	9.02	5.51	0.26	0.74	8.43	0.05	0.15	52.25	0.59	0.48	99.00
OREAS-101a	Target Range - Lower Bound		13.10	0.03	3.06	<0.01	8.55	5.27	0.25	0.71	8.05	0.03	0.13	51.16	0.48	0.43	97.99
	Target Range - Upper Bound		14.11	0.07	3.38	0.02	10.27	5.75	0.31	0.83	8.89	0.08	0.19	53.64	0.80	0.53	102.00
SARM- 3			4.17	0.01	2.63	3.88	12.85	0.09	25.4	0.22	0.34	0.01	0.03	51.24	0.01	0.18	100.55
SARM- 5			4.23	0.01	2.68	3.58	12.85	0.09	25.5	0.22	0.35	0.04	0.03	51.34	0.01	0.18	100.95
SARM- 5	Target Range - Lower Bound		3.99	<0.01	2.52	3.41	12.26	0.06	24.6	0.19	0.33	<0.01	0.02	49.88	<0.01	0.17	97.99
	Target Range - Upper Bound		4.37	0.03	2.80	3.75	13.14	0.12	26.1	0.25	0.41	0.04	0.06	52.32	0.02	0.23	102.00
SY- 4			20.98	0.04	8.02	<0.01	6.22	1.88	0.52	0.11	7.06	0.13	0.03	49.89	0.15	0.28	100.00
SY- 4	Target Range - Lower Bound		20.98	0.04	8.02	<0.01	6.18	1.67	0.52	0.11	7.10	0.13	0.04	49.85	0.14	0.28	99.98
	Target Range - Upper Bound		21.31	0.06	8.36	0.04	6.47	1.76	0.59	0.13	7.39	0.16	0.06	51.10	0.17	0.32	101.30
STANDARDS																	
BLANK			<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	>100.0	<0.01	<0.01	100.25
BLANK			<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	>100.0	<0.01	<0.01	100.35
BLANK			<0.01	0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	99.74	<0.01	<0.01	99.76
BLANK	Target Range - Lower Bound		<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
	Target Range - Upper Bound		0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
BLANKS																	
BLANK			<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
BLANK			<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
BLANK			<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
BLANK	Target Range - Lower Bound		<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
	Target Range - Upper Bound		0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02

Tabla 19.11: Control de estándares para revisión de efecto matriz en FRX (ALS *Laboratory Group*). Todas las muestras de control presentan resultados satisfactorios inferiores a 4% RSD.

FRX %	ALS ID R082			ALS ID R107			ALS ID R122			ALS ID R107			ICP-MS %	STD JA-2	ALS ID R107	Mean	StdDev.	%RSD		
	STD JR-3	Mean	StdDev.	%RSD	STD JA-2	Mean	StdDev.	%RSD	STD JSy-1	Mean	StdDev.	%RSD							STD JA-2	Mean
SiO2	72.76	72.29	72.53	0.332	0.46	56.42	56.90	56.66	0.339	0.60	60.02	60.13	60.08	0.078	0.13	-	-	-	-	
Al2O3	11.90	11.86	11.88	0.028	0.24	15.41	15.67	15.54	0.184	1.18	23.17	23.37	23.27	0.141	0.61	Al	8.16	8.11	0.07	0.87
Fe2O3	4.72	4.62	4.67	0.071	1.51	6.21	6.31	6.26	0.071	1.13	0.08	0.07	0.08	0.010	12.86	Fe	4.34	4.35	0.01	0.33
MnO	0.08	0.08	0.08	0.002	2.60	0.11	0.11	0.11	0.001	1.30	0.002	<0.01				Mn	0.084	0.083	0.001	1.62
MgO	0.05	0.05	0.05	0.000	0.00	7.60	7.97	7.79	0.262	3.36	0.02	0.03	0.02	0.010	43.04	Mg	4.58	4.67	0.13	2.73
CaO	0.09	0.08	0.09	0.009	10.63	6.29	6.39	6.34	0.071	1.12	0.25	0.24	0.25	0.007	2.89	Ca	4.50	4.51	0.01	0.16
Na2O	4.69	4.65	4.67	0.028	0.61	3.11	3.05	3.08	0.042	1.38	10.74	>10.0				Na	2.31	2.30	0.01	0.61
K2O	4.29	4.29	4.29	0.000	0.00	1.81	1.78	1.80	0.021	1.18	4.82	4.78	4.80	0.028	0.59	K	1.50	1.48	0.03	1.91
TiO2	0.21	0.22	0.22	0.007	3.29	0.66	0.67	0.67	0.007	1.06	0.002	<0.01				Ti	0.40	0.40	0.01	1.61
P2O5	0.02	0.02	0.02	0.002	11.47	0.15	0.15	0.15	0.003	1.91	0.01	<0.01				P	0.066	0.065	0.001	2.18
LOI	0.72	0.89	0.81	0.120	14.93	1.12	1.00	1.06	0.085	8.00	-	0.51				-	-	-	-	

Tabla 19.12: Control de estándares para revisión de efecto matriz en ICP-MS (ALS *Laboratory Group*). RSD >30% se muestra en color naranja. Es importante descartar %RSD altas en muestras próximas a límites de detección, tanto inferior (<LL) como superior (>UL). También es necesario notar que la técnica utilizada en ALS fue de determinación de ultra-trazas por lo que los límites inferiores son muy bajos para esta determinación y pueden tener diferencias significativas con el análisis del material de referencia cuya curva de calibración puede ser diferente. Finalmente es importante notar que para matrices riolíticas (JR-3) es necesario revisar los métodos de digestión para la optimización de la lectura final. En futuros análisis si se emplea el mismo laboratorio se sugiere cambiar de código y utilizar XRF10 (para minerales resistivos).

ICP-MS ppm	STD	ALS ID	Mean	StdDev.	%RSD	STD	ALS ID	Mean	StdDev.	%RSD	STD	ALS ID	Mean	StdDev.	%RSD
	JR-3	R082				JA-2	R107				JSy-1	R122			
Ag	0.04	0.16	0.10	0.09	89.47	0.04	0.03	0.04	0.01	25.18	-	0.01			
As	1.10	1.20	1.15	0.07	6.15	0.85	0.30	0.58	0.39	67.64	0.90	1.50	1.20	0.42	35.36
Ba	65.80	60.00	62.90	4.10	6.52	321.00	310.00	315.50	7.78	2.47	15.70	10.00	12.85	4.03	31.37
Be	7.60	7.99	7.80	0.28	3.54	2.05	1.98	2.02	0.05	2.46	0.80	0.70	0.75	0.07	9.43
Bi	0.21	0.24	0.23	0.02	9.43	0.07	0.11	0.09	0.03	31.43	0.01	0.02	0.01	0.01	53.64
Cd	0.06	0.08	0.07	0.01	15.71	0.08	0.07	0.07	0.01	7.64	-	0.04			
Ce	327.00	308.00	317.50	13.44	4.23	32.70	34.20	33.45	1.06	3.17	2.60	1.83	2.22	0.54	24.58
Co	0.98	0.60	0.79	0.27	34.01	29.50	30.00	29.75	0.35	1.19	0.16	<0.1			
Cr	3.50	1.00	2.25	1.77	78.57	436.00	336.00	386.00	70.71	18.32	2.00	1.00	1.50	0.71	47.14
Cs	1.00	0.99	1.00	0.01	0.71	4.63	4.74	4.69	0.08	1.66	0.69	0.66	0.68	0.02	3.14
Cu	2.90	2.30	2.60	0.42	16.32	29.70	29.10	29.40	0.42	1.44	1.30	0.50	0.90	0.57	62.85
Dy	21.50	6.31	13.91	10.74	77.25	2.80	2.89	2.85	0.06	2.24	0.37	0.29	0.33	0.06	17.14
Er	19.70	3.59	11.65	11.39	97.82	1.48	1.74	1.61	0.18	11.42	0.30	0.24	0.27	0.04	15.71
Eu	0.53	0.33	0.43	0.14	32.89	0.93	0.93	0.93	0.00	0.00	0.16	0.13	0.15	0.02	14.63
Ga	36.60	40.90	38.75	3.04	7.85	16.90	17.35	17.13	0.32	1.86	23.50	22.00	22.75	1.06	4.66
Gd	19.70	11.50	15.60	5.80	37.17	3.06	3.13	3.10	0.05	1.60	0.27	0.23	0.25	0.03	11.31
Hf	40.30	11.60	25.95	20.29	78.20	2.86	2.80	2.83	0.04	1.50	1.20	0.30	0.75	0.64	84.85
Ho	4.70	1.18	2.94	2.49	84.66	0.50	0.61	0.56	0.08	14.01	0.09	0.07	0.08	0.02	20.70
La	179.00	166.50	172.75	8.84	5.12	15.80	16.10	15.95	0.21	1.33	1.20	0.90	1.05	0.21	20.20
Li	120.00	135.50	127.75	10.96	8.58	27.30	29.20	28.25	1.34	4.76	15.30	14.90	15.10	0.28	1.87
Lu	2.80	0.79	1.80	1.42	79.18	0.27	0.25	0.26	0.01	5.44	0.08	0.06	0.07	0.01	16.64
Mo	0.49	0.40	0.45	0.06	14.30	0.60	0.56	0.58	0.03	4.88	0.05	0.06	0.05	0.01	15.71
Nb	510.00	470.00	490.00	28.28	5.77	9.47	8.90	9.19	0.40	4.39	0.51	<0.1			
Nd	107.00	99.60	103.30	5.23	5.07	13.90	14.10	14.00	0.14	1.01	1.20	0.90	1.05	0.21	20.20
Ni	1.60	0.90	1.25	0.49	39.60	130.00	151.00	140.50	14.85	10.57	1.10	0.60	0.85	0.35	41.59
Pb	32.80	36.10	34.45	2.33	6.77	19.20	19.30	19.25	0.07	0.37	4.90	3.60	4.25	0.92	21.63
Pr	33.10	30.50	31.80	1.84	5.78	3.84	3.69	3.77	0.11	2.82	0.32	0.23	0.28	0.06	23.14
Rb	453.00	430.00	441.50	16.26	3.68	72.90	73.90	73.40	0.71	0.96	66.30	66.70	66.50	0.28	0.43
Sb	0.17	0.25	0.21	0.06	26.94	0.14	0.19	0.17	0.04	21.43	0.15	0.15	0.15	0.00	0.00
Sc	0.50	0.60	0.55	0.07	12.86	19.60	20.00	19.80	0.28	1.43	-	<0.1			
Sm	21.30	17.45	19.38	2.72	14.05	3.11	2.99	3.05	0.08	2.78	0.27	0.22	0.25	0.04	14.43
Sn	17.40	17.50	17.45	0.07	0.41	1.68	1.50	1.59	0.13	8.00	0.17	<0.2	0.17		
Sr	10.40	9.80	10.10	0.42	4.20	248.00	258.00	253.00	7.07	2.79	19.30	17.70	18.50	1.13	6.12
Ta	36.80	20.80	28.80	11.31	39.28	0.80	0.68	0.74	0.08	11.47	0.01	<0.05			
Tb	4.29	1.34	2.82	2.09	74.10	0.44	0.48	0.46	0.03	6.15	0.06	0.04	0.05	0.01	24.79
Th	112.00	48.90	80.45	44.62	55.46	5.03	5.06	5.05	0.02	0.42	0.23	0.17	0.20	0.04	21.21
Tl	0.93	0.51	0.72	0.30	41.25	0.32	0.30	0.31	0.01	4.56	0.96	0.64	0.80	0.23	28.28
Tm	-	0.62				0.28	0.25	0.27	0.02	8.00	0.05	0.04	0.05	0.01	19.77
U	21.10	16.10	18.60	3.54	19.01	2.21	2.20	2.21	0.01	0.32	0.20	0.20	0.20	0.00	0.00
V	4.20	<1				126.00	116.00	121.00	7.07	5.84	2.10	<1			
W	7.80	1.90	4.85	4.17	86.02	0.99	1.40	1.20	0.29	24.26	0.06	<0.1			
Y	166.00	36.90	101.45	91.29	89.98	18.30	16.20	17.25	1.48	8.61	2.60	1.90	2.25	0.49	22.00
Yb	20.30	4.70	12.50	11.03	88.25	1.62	1.63	1.63	0.01	0.44	0.41	0.33	0.37	0.06	15.29
Zn	209.00	208.00	208.50	0.71	0.34	64.70	67.00	65.85	1.63	2.47	3.20	2.00	2.60	0.85	32.64
Zr	1494.00	490.00	992.00	709.94	71.57	116.00	108.50	112.25	5.30	4.72	70.20	18.30	44.25	36.70	82.94

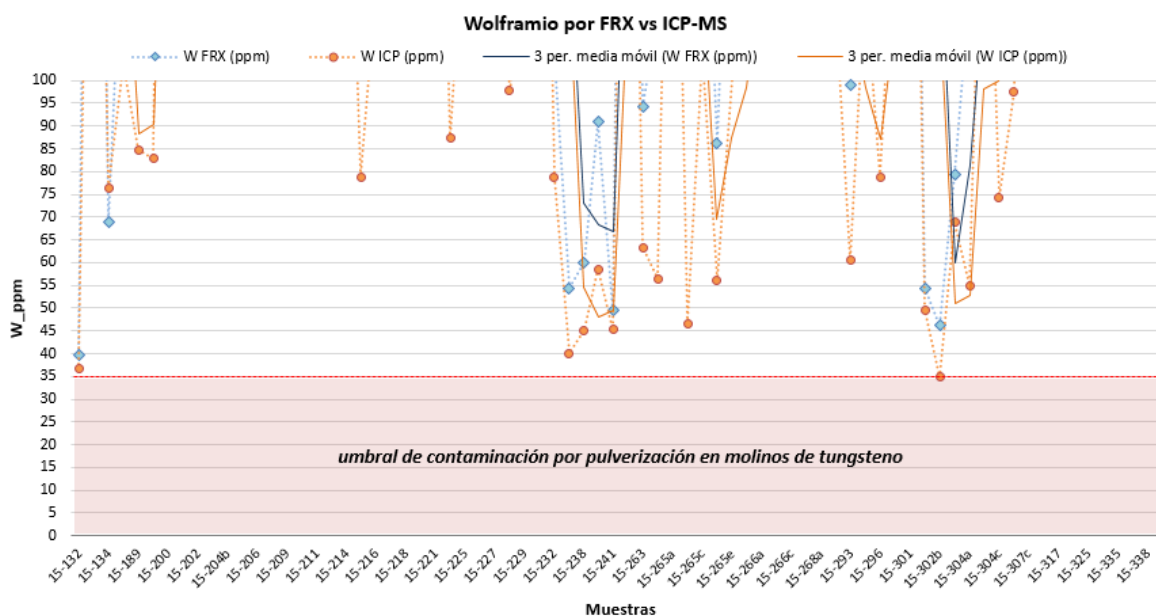
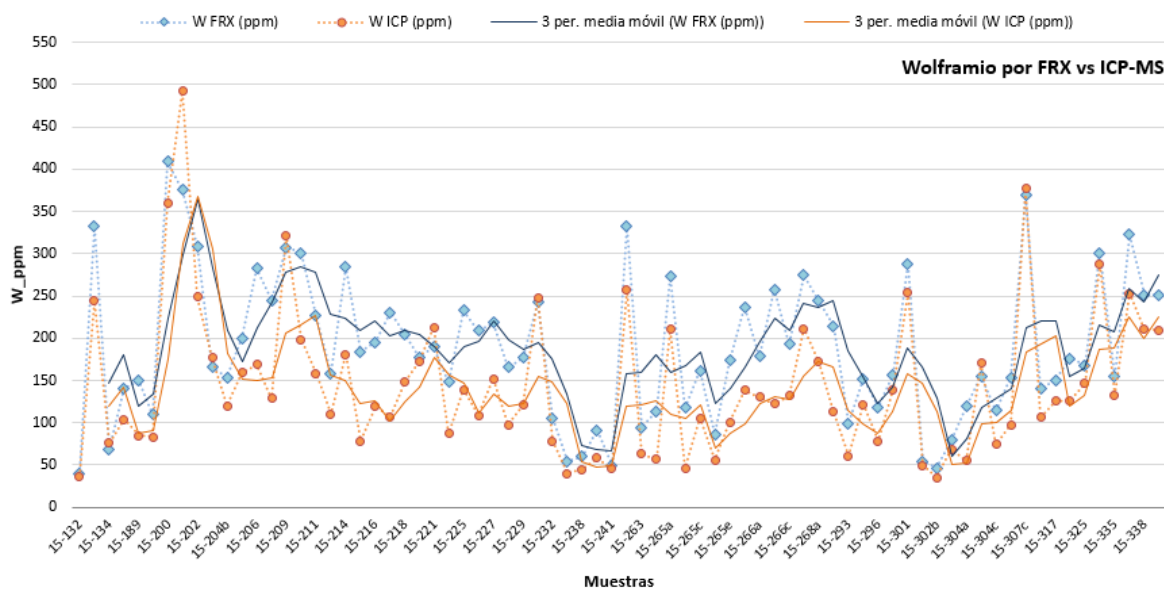
19.6 Controles de Pulverización con Molino de Tungsteno

Debido al alto contenido de SiO₂ de las rocas riolíticas, la manera más eficiente de pulverizar estas rocas y lograr la fracción granulométrica adecuada en poco tiempo (con el fin de evitar contaminaciones mayores con otros elementos) es a través de molinos de tungsteno. Sin embargo, el W puede ser un elemento importante en el análisis de las mineralizaciones por lo que era importante saber cuál es la posible contaminación producida en estas etapas de preparación de muestras.

Se escogieron para el análisis, muestras representativas de las tres áreas de estudio (Entrotierra Sulcitano, San Pietro y Sant'Antioco). La comparación se realizó hasta con 120 muestras por zona, pero los resultados son idénticos a los reportados en los datos estadísticos del primer estudio, y son los que se exponen en este apartado. El promedio simple de los valores mínimos reportados es de 38 ppm y se calculó un promedio ponderado en función de la cantidad de muestras por zona, con un umbral de 36 ppm. Este dato debe ser tenido en consideración cuando se analiza el elemento W como componente de mineralizaciones, ya que el valor estará sobreestimado mínimamente en esta proporción.

<u>Datos Estadísticos</u>	<i>W FRX (ppm)</i>	<i>W ICP-MS (ppm)</i>	<i>W ppm [SP]</i>	<i>W ppm [SA]</i>	<i>W ppm [SU]</i>	
Media	188.74	143.39	135.69	213.72	184.32	
Error típico	10.00	10.07	6.76	11.59	10.99	
Mediana	176.72	124.14	124.50	194.40	157.50	
Moda	-	-	110.60	64.30	-	
Desviación estándar	86.03	86.64	73.76	100.35	117.38	
Varianza de la muestra	7400.85	7506.98	5441.18	10070.54	13777.26	
Curtosis	-0.37	3.09	7.10	4.13	3.13	
Coficiente de asimetría	0.38	1.50	1.97	1.56	1.58	
Rango	369.42	457.16	510.50	588.90	610.60	
Mínimo	39.83	34.79	22.80	62.10	30.30	38 promedio simple
Máximo	409.25	491.95	533.30	651.00	640.90	
Suma	13967.01	10610.71	16147.40	16029.00	21012.40	
Cuenta	74	74	119	75	114	
Nivel de confianza(95.0%)	19.93	20.07	13.39	23.09	21.78	

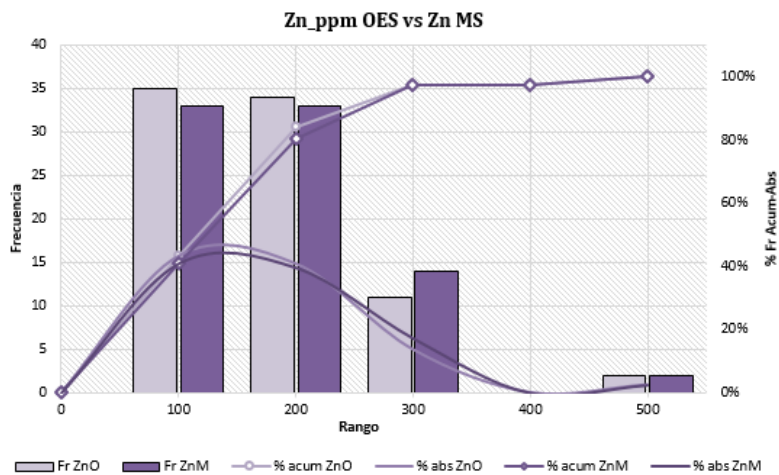
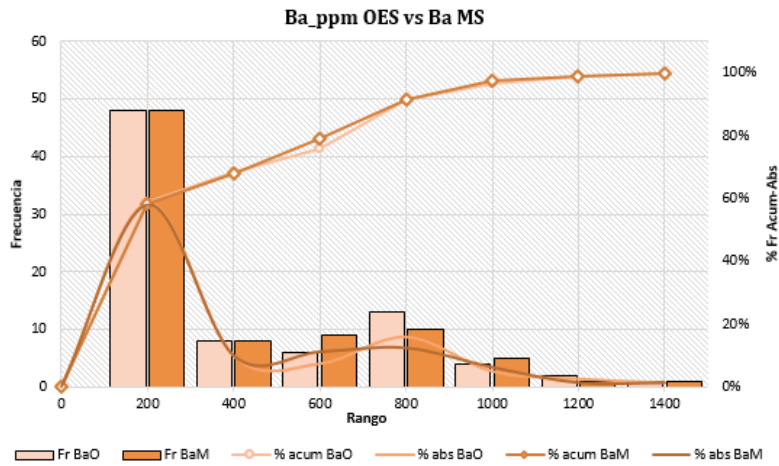
	Cuenta	Mínimo
W FRX (ppm)	74	39.83
W ICP-MS (ppm)	74	34.79
W ppm [SP]	119	22.8
W ppm [SA]	75	62.1
W ppm [SU]	114	30.3
SUMA	456	36 promedio ponderado



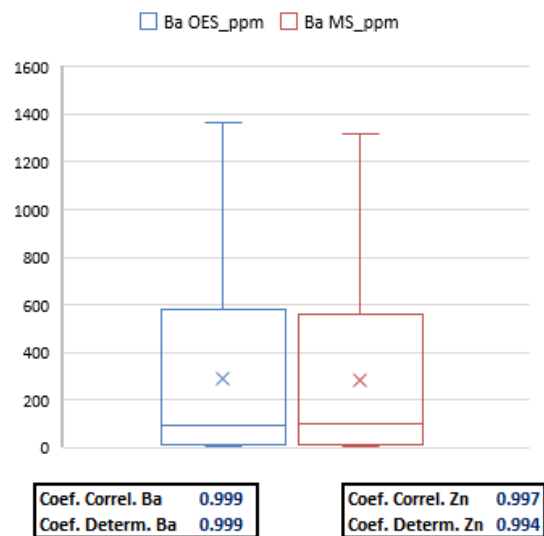
19.7 Qa-Qc de duplicados de método, Ba y Zn por ICP-MS vs OES

Se presentan dos ejemplos concretos en el análisis de control y aseguramiento de la calidad (Qa-Qc), con estadística descriptiva para evaluar los métodos de lectura final por ICP-MS e ICP-OES. El tratamiento de los datos se hizo asumiendo que las muestras son duplicados de métodos. La estadística descriptiva muestra un valor medio de Ba ligeramente superior para la lectura por ICP-OES, y esto se debe también a un ligero incremento en los valores mínimos y máximos detectados. Las diferencias entre estas medias no son significativas y el coeficiente de variación que es idéntico en ambos métodos muestra que ninguno de ellos presenta grandes dispersiones durante la lectura de las

a 1. Los coeficientes de variación indican que el 99% de las muestras está dentro del intervalo de confianza del 95%.



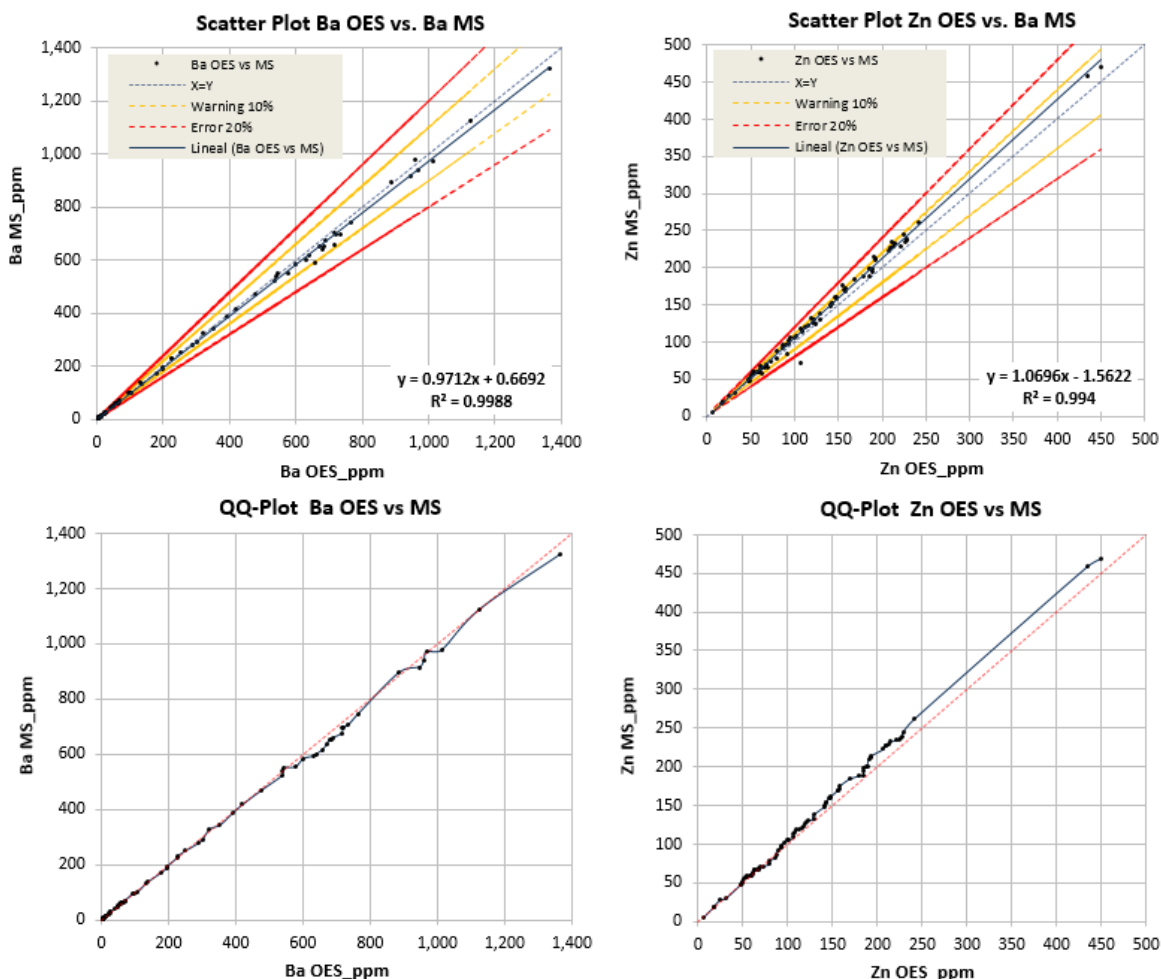
COMPARATIVA LECTURAS ICP (OES VS MS)



La tendencia general de los datos es muy próxima a la línea X=Y para el Ba y dentro de los parámetros de control del Scatter plot ningún dato sale de la franja de $\pm 10\%$. El Q-Q

plot para este elemento muestra una muy buena correlación con ligeras desviaciones entre el rango de 600-800 pm con valores apenas superiores en lectura por ICP-OES.

En el caso del Zn la línea de tendencia general está por encima de $X=Y$ y la mayoría de las muestras están próximas al límite de control de +10%, esto también se observa como sesgo sistemático de lectura hacia valores más altos con ICP-MS a partir de 100 ppm.



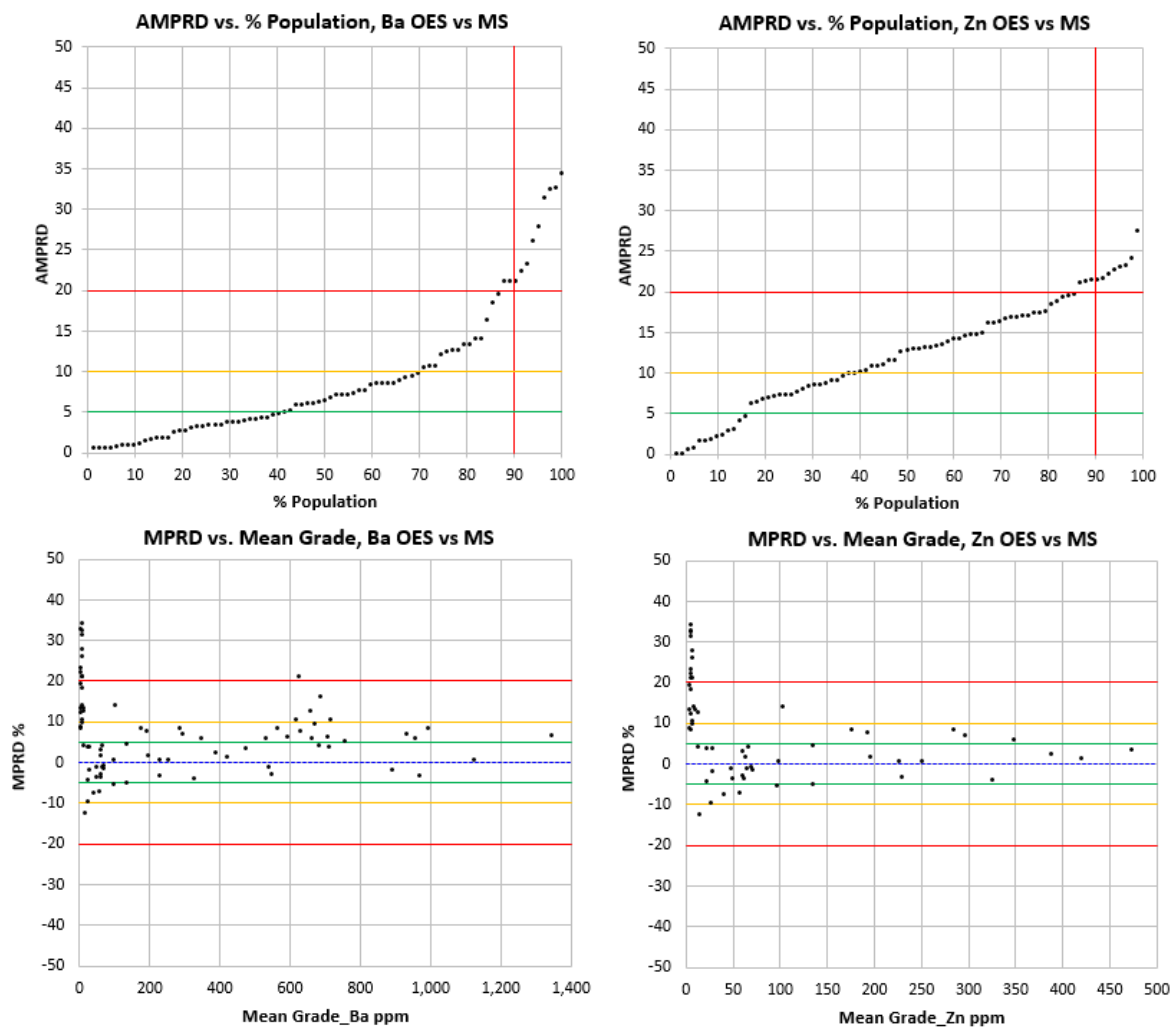
El error relativo global es de un 9% para el Ba y 12% para el Zn, y pueden considerarse lo suficientemente razonables, aunque lo ideal sería que estén por debajo de un 5%.

% Global Relative Error	Ba	8.74	Zn	11.61
% Population with AMPRD ≥ 20		13.41		14.63
% Population with AMPRD ≥ 10		17.07		46.34
% Population with AMPRD ≥ 5		29.27		23.17

El porcentaje de población de muestras analizadas por Ba que está por debajo del 20% de diferencia entre las medias es de un 87% y la población por debajo de 5% de diferencias es de un 71%. Bajo estos resultados se consideran muy buenas mediciones por ambos

métodos. En el Zn la población por debajo de 20% de diferencias es de 85% y por debajo de 5% es de un 77%.

Finalmente, si se observan los gráficos de MPRD% (media de las diferencias relativas de los pares en %) se ve que entre ambos elementos y métodos las mayores desviaciones se producen en muestras muy próximas al límite de detección inferior.



Bajo estas observaciones, y considerando que el menor valor de <LL se determina por ICP-MS se decide utilizar durante todo el estudio geoquímico los valores de lectura final por esta técnica. Cuando las concentraciones son superiores a ICP-MS/OES, se opta por el método de FRX en pastillas cuyo patrón máximo en la curva de calibración para Ba es de 4000 ppm y para Zn de 1300 ppm. En el caso del Sr los mejores valores se obtienen con ICP-MS por su bajo límite de detección y porque en general las rocas riolíticas en esta tesis no superan los 500 ppm.

19.8 Resultados geoquímicos de roca total

Tabla 19.13: Geoquímica de elementos mayoritarios expresados en (wt%). Elementos trazas y REE expresados en (ppm). Referencias: DGT= Domingo Gimeno Torrente, AVC= Ariana Vanesa Carrazana, SP= San Pietro, SA= Sant'Anioco, SU= Entroterra Sulcitano.

Sampler Year	AVC 2016	AVC 2017	AVC 2018	AVC 2019	AVC 2020	AVC 2016	AVC 2017	AVC 2018	AVC 2019	AVC 2020	AVC 2016	AVC 2017	AVC 2018	AVC 2019	AVC 2020	AVC 2016	AVC 2017	AVC 2018	AVC 2019	AVC 2020	AVC 2016	AVC 2017	AVC 2018	AVC 2019	AVC 2020						
SiO2	70.17	65.93	65.79	66.26	68.11	55.57	52.66	68.11	72.76	75.50	73.86	77.39	76.49	73.22	73.19	73.22	73.19	55.08	57.54	72.65	67.48	70.02	75.91	55.53	55.32	75.23	55.46	74.75	56.86	66.46	
TiO2	0.49	0.50	0.51	0.50	0.52	0.37	0.34	0.11	0.07	0.05	0.02	0.07	0.10	0.17	0.10	0.15	0.16	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.13	0.13	0.20	0.16	0.16	0.19	0.15	0.26	0.70
Al2O3	12.29	15.87	15.66	16.20	15.88	18.67	18.48	12.64	10.94	12.15	11.38	12.52	10.94	12.15	11.38	10.94	12.15	11.38	12.52	10.94	12.15	11.38	12.52	10.94	12.15	11.38	10.94	12.15	11.38	12.52	10.94
Fe2O3	4.84	2.53	2.65	2.61	2.61	9.17	9.20	4.20	3.18	2.63	2.86	1.68	2.59	2.46	2.30	2.94	3.13	3.13	4.92	3.05	4.06	3.73	1.68	9.77	9.64	3.19	9.51	9.51	8.90	4.02	
MnO	0.13	0.05	0.05	0.06	0.15	0.15	0.15	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	
MgO	0.14	0.05	0.04	0.42	0.20	3.19	4.42	0.16	0.22	0.30	0.14	0.09	0.19	0.11	0.08	0.24	0.14	0.40	0.40	0.80	1.73	0.11	0.49	0.16	2.14	2.44	0.09	0.32	0.09	0.69	
CaO	0.26	1.22	1.21	1.28	1.10	7.78	8.83	0.16	0.12	0.11	0.07	0.33	0.08	0.11	0.19	0.03	0.03	2.46	2.00	0.15	0.12	0.14	0.92	5.85	5.95	0.08	5.77	0.08	3.56	0.95	
Na2O	3.01	3.61	3.68	3.98	4.50	3.04	2.49	4.78	4.94	4.04	4.42	6.16	3.98	3.82	3.40	4.65	4.61	4.77	4.41	3.49	3.09	3.07	2.45	4.05	4.03	4.00	4.01	4.48	4.26	3.23	
K2O	4.96	5.19	5.19	5.19	5.11	1.00	0.88	5.18	5.01	4.34	5.01	0.97	4.29	4.06	3.66	5.15	5.13	1.84	1.57	4.86	2.98	3.61	3.33	2.61	2.57	4.64	2.41	4.68	2.97	5.65	
P2O5	0.02	0.08	0.08	0.09	0.07	0.28	0.21	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.25	0.17	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.19	
Cr2O3	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.11	
SrO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.11	
SO3	0.01	0.08	0.05	0.03	0.06	0.01	0.07	0.01	0.05	0.10	0.01	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.11	
H2O	0.62	3.89	3.50	3.63	0.84	0.66	0.78	0.43	0.64	1.04	0.80	0.58	0.96	2.74	1.03	0.59	0.56	5.02	8.64	4.38	5.78	5.04	5.10	0.80	0.68	0.59	1.23	0.64	2.06	1.72	
Total	98.33	99.23	98.79	100.13	99.31	99.61	98.36	99.04	99.67	99.05	99.64	98.71	99.45	100.55	99.39	99.43	99.39	99.15	100.36	99.14	99.14	99.14	99.14	99.14	99.14	99.14	99.14	99.14	99.14	99.14	
AI index	1.11	0.75	0.77	0.75	0.84	0.33	0.27	1.07	1.04	1.04	0.98	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	1.04	
Ag	0.37	0.29	0.25	0.22	0.34	0.11	0.07	0.05	0.02	0.02	0.07	0.10	0.12	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
As	6.10	16.70	17.10	17.30	14.30	0.70	1.00	7.00	7.50	6.50	20.10	12.20	8.40	3.68	19.90	8.00	8.50	2.90	2.00	13.70	5.20	11.20	4.50	5.60	8.30	16.00	3.90	10.70	8.10	23.80	
Au	91.05	105.00	103.00	105.00	114.00	350.00	800.00	121.82	40.00	120.00	230.00	90.00	50.00	33.21	250.00	10.00	20.00	1120.00	1090.00	80.77	43.10	66.62	33.87	610.00	610.00	5.00	570.00	5.00	600.00	980.00	
Ba	4.83	3.92	3.90	3.93	3.59	1.74	0.97	5.46	5.47	4.67	6.42	8.66	4.64	4.64	5.85	5.85	5.85	5.85	5.85	5.85	5.85	5.85	5.85	5.85	5.85	5.85	5.85	5.85	5.85	5.85	
Be	0.07	0.19	0.17	0.19	0.18	0.05	0.04	0.10	0.23	0.05	0.07	0.10	0.05	0.23	0.54	0.04	0.04	0.28	0.63	0.19	0.14	0.18	0.25	0.08	0.06	0.04	0.03	0.13	0.41	0.06	
Bi	0.47	0.16	0.13	0.17	0.03	0.14	0.20	0.08	0.16	0.16	1.51	0.18	0.14	1.01	0.11	0.12	0.06	2.66	1.21	0.14	0.08	0.28	0.06	0.19	0.17	0.04	0.14	0.13	0.36	0.13	
Cd	0.70	1.60	1.60	1.70	1.30	15.50	21.20	2.60	0.80	0.60	43.50	54.50	0.60	25.34	0.40	0.30	0.40	14.90	68.00	0.40	26.00	31.20	0.20	18.20	15.50	0.30	14.70	0.30	22.50	3.80	
Co	63.00	39.00	34.00	23.00	18.00	32.00	44.00	56.00	64.00	30.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Cs	1.33	6.42	6.58	6.95	2.82	3.22	4.46	2.96	1.70	1.94	3.72	0.72	2.28	2.31	2.10	3.05	2.80	1.75	2.43	9.07	3.86	5.98	69.10	2.23	2.44	1.85	3.02	3.56	5.18	5.18	
Cu	6.90	4.30	3.40	4.90	3.10	16.20	20.10	4.10	16.30	3.30	1.70	1.20	6.10	5.14	6.40	3.00	4.30	6.10	3.90	8.40	6.80	2.10	2.80	10.20	10.40	1.90	9.90	3.00	6.60	8.70	
Ga	33.30	20.30	20.20	21.30	20.10	21.20	21.20	31.60	27.90	24.30	26.90	34.30	24.00	26.25	20.40	28.60	28.40	28.80	25.40	27.70	35.60	32.20	22.90	22.30	21.40	28.40	21.10	28.50	24.50	19.50	
Ge	0.30	0.29	0.35	0.33	0.34	0.60	0.75	0.50	0.31	0.26	0.33	0.24	0.24	1.91	0.20	0.28	0.30	0.33	0.37	0.37	0.37	0.28	0.20	0.34	0.40	0.22	0.27	0.65	0.23		
Hf	17.50	8.70	8.80	8.90	8.50	4.80	3.00	17.30	10.30	8.80	16.00	2.00	8.30	17.60	7.40	8.50	8.40	8.50	8.50	21.30	27.80	23.60	17.00	5.40	5.30	22.40	5.40	24.10	5.70	5.50	
In	0.18	0.07	0.06	0.07	0.05	0.06	0.06	0.14	0.12	0.14	0.13	0.13	0.12	ND	0.11	0.12	0.14	0.10	0.14	0.14	0.15	0.15	0.10	0.08	0.07	0.15	0.05	0.15	0.08	0.08	
Li	28.50	9.70	8.90	11.30	18.30	11.00	9.40	40.40	34.60	21.10	36.30	23.40	28.10	23.55	11.60	23.40	28.60	18.00	17.80	12.90	40.80	40.80	15.40	15.20	20.80	68.40	13.40	67.90	26.80	31.10	
Mn	2.59	4.36	4.26	4.01	2.52	1.72	1.50	3.81	4.97	4.42	7.04	1.22	3.61	3.27	4.83	3.20	1.75	2.53	7.75	1.94	3.52	1.11	1.99	1.67	2.31	1.80	6.04	1.16	2.85		
Nb	117.00	46.60	46.40	47.10	45.80	8.90	6.80	97.30	94.90	82.40	92.50	89.50	81.10	57.79	67.90	95.60	96.40	61.80	56.80	111.00	96.40	104.50	86.60	29.10	28.20	115.00	28.60	116.50	28.70	42.10	
Pb	2.50	1.40	1.20	1.00	1.30	7.80	2.00	7.70	26.70	32.90	36.60	30.10	1.30	1.04	1.30	1.40	1.90	3.90	4.30	1.70	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	1.90	
Rb	193.00	181.50	188.50	185.00	157.00	17.60	9.00	208.00	236.00	207.00	248.00	51.40	198.50	183.25	172.50	243.00	243.00	13.90	13.00	302.00	155.50	244.00	124.00	88.30	79.80	303.00	38.10	308.00	74.50	226.00	
Sb	0.72	2.00	2.01	2.03	1.61	0.16	0.13	0.68	0.70	1.81	0.64	0.85	0.41	0.39	0.80	0.76	0.48	0.78	1.61	0.94	1.20	3.08	0.73	1.66	0.59	1.74	0.97	6.42	6.42		
Sc	3.30	7.00	7.60	6.00	7.20	21.00	21.00	29.80	3.10	3.70	3.90	4.30	2.60	3.40	3.70	3.40	3.40	3.90	3.90	6.80	11.30	9.40	7.20	2.00	2.00	1.90	2.70				

19.9 Resultados isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$; $^{206-207-208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en roca total

Las unidades de todas las muestras de la bibliografía fueron adaptadas a las definiciones de series, unidades y subunidades de esta tesis. Algunos datos de los autores de referencia se desconocen (*unknown*).

Las edades para los re-cálculos de las relaciones isotópicas iniciales están modificadas de los autores de referencia y son acordes a las edades obtenidas en esta tesis con excepción de las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de Ronga (2011) que corresponden a las del autor, por falta de información para procesar nuevamente los datos.

Tabla 19.14: Re-cálculo de relación isotópica inicial para Sr. Datos de la bibliografía.

#	References	Place	East	North	SampleID	Type	Series	Units	Subunits	Age (Ma)	$87\text{Sr}/86\text{Sr}_m$	2s	$87\text{Sr}/86\text{Sr}_i$	$87\text{Rb}/86\text{Sr}$	Rb	Sr
1	Assorgia et al. 1994	SU	452093.38	4335707.47	36/G	ignimbrite	UCO	MU	UCO3-A	15.6	0.713190	0.00004	0.706538	30.50	210.00	19.93
2	Assorgia et al. 1994	SU	453700.00	4334540.94	37/Fbis	ignimbrite	LCO	CO	LCO5	15.8	0.722020	0.00003	0.706371	70.84	258.00	10.55
3	Morra et al. 1994	SU	453700.00	4334540.94	37/litris	ignimbrite	URH	PA	PA-R	15.5	0.707530	0.00002	0.706669	3.97	191.00	139.00
4	Morra et al. 1994	SU	453700.00	4334540.94	37/Hbis	vitrophyre	MRH	NUR	NUR-vn	16.4	0.708220	0.00006	0.706534	7.35	211.00	83.00
5	Morra et al. 1994	SU	450258.67	4341285.88	10/9	ignimbrite	LRH	LE	LE	16.8	0.708430	0.00003	0.707226	5.13	218.00	123.00
8	Ronga, 2011	SP	437570.66	4333825.12	GK029	lava-flow	LCO	PT	LCO4-L	15.8	unknow n	unknow n	0.712270	150.78	280	5
9	Ronga, 2011	SU	451417.86	4341125.76	GK045	ignimbrite	MRH	NUR	NUR-p1	16.4	unknow n	unknow n	0.706930	4.68	198	114
10	Ronga, 2011	SU	451192.98	4335824.77	GK050	ignimbrite	URH	CT	CT	15.3	unknow n	unknow n	0.705540	7.37	197	72
13	Ronga, 2011	SU	455855.97	4337184.35	GK055	ignimbrite	LRH	LE	LE	16.8	unknow n	unknow n	0.706270	6.84	193	76
14	Ronga, 2011	SU	469317.24	4325375.12	GK069	ignimbrite	LCO	CO	LCO6	15.8	unknow n	unknow n	0.711300	66.24	246	10
15	Ronga, 2011	SA	446824.05	4317849.91	GK084A	ignimbrite	UCO	MU	UCO3-A	15.6	unknow n	unknow n	0.711450	90.78	236	7
18	Ronga, 2011	SP	437777.12	4330525.72	GK109	ignimbrite	MRH	NUR	NUR-t	16.4	unknow n	unknow n	0.707040	6.10	222	98
19	Ronga, 2011	SP	436415.55	4333464.45	GK119	lava-dome	LCO	CO	LCO1-D	15.9	unknow n	unknow n	0.703580	420.03	312	2
20	Ronga, 2011	IV	452307.69	4309861.56	V001	lava-flow	BAND	BAND	BAND	18.6	unknow n	unknow n	0.705900	0.15	23	426
21	Ronga, 2011	IV	452307.69	4309861.56	V005	lava-flow	BAND	BAND	BAND	18.6	unknow n	unknow n	0.707100	0.24	32	359
22	Gisbert et al. 2019	SU	452351.30	4323856.85	VS-763	ignimbrite	LRH	MLN	MLN	16.8	0.707267	0.00006	0.706774	2.10	124.80	172.10
23	Gisbert et al. 2019	SU	448210.64	4344512.62	VS-782	ignimbrite	LRH	AC	AC	17.5	0.706916	0.00005	0.706588	1.34	126.70	273.40
24	Gisbert et al. 2019	SU	448210.64	4344512.62	VS-783	ignimbrite	LRH	SE	SE	17.0	0.707662	0.00005	0.706754	3.82	167.20	126.60
25	Gisbert et al. 2019	SU	451661.08	4344187.61	VS-784	ignimbrite	LRH	LE	LE	16.8	0.709245	0.00005	0.707851	5.94	198.20	96.60
26	Gisbert et al. 2019	SU	451661.98	4344231.19	VS-786	ignimbrite	LRH	CM	CM	17.5	0.707863	0.00007	0.707486	1.54	124.50	233.70
27	Gisbert et al. 2019	SU	450121.30	4341550.42	30/16	ignimbrite	LRH	LE	LE	16.8	0.708410	0.00003	0.707468	4.01	201.00	145.00
28	Gisbert et al. 2019	SU	457184.88	4333033.57	VS-790	ignimbrite	MRH	MC	MC-p	16.5	0.709708	0.00006	0.707918	7.76	201.90	75.30
29	Gisbert et al. 2019	SU	449324.65	4342461.40	VS-788	ignimbrite	MRH	CA	CA	16.5	0.710482	0.00006	0.708182	9.97	224.70	65.20
30	Gisbert et al. 2019	SP	434842.01	4330805.17	ISP-227	ignimbrite	MRH	PC	PC	16.5	0.705482	0.00006	0.705094	1.68	135.10	232.30
31	Gisbert et al. 2019	SA	448248.82	4319379.14	VS-757	ignimbrite	MRH	NUR	NUR-p1	16.4	0.708074	0.00005	0.706957	4.87	181.80	108.00
32	Gisbert et al. 2019	SA	447800.99	4319776.28	ISP-252	ignimbrite	MRH	NUR	NUR-p1	16.4	0.708544	0.00005	0.707120	6.21	203.70	94.90
33	Gisbert et al. 2019	SA	447800.99	4319776.28	VS-762	ignimbrite	MRH	MZ	MZ	16.2	0.707192	0.00007	0.706223	4.28	174.30	117.90
34	Gisbert et al. 2019	SP	434849.27	4332934.42	ISP-136	ignimbrite	MRH	MCR	MCR	16.2	0.708877	0.00005	0.707191	7.45	210.00	81.60
35	Gisbert et al. 2019	SP	439703.81	4329403.92	ISP-209	ignimbrite	MRH	MZ	MZ	16.2	0.707206	0.00006	0.706338	3.83	167.80	126.70
36	Gisbert et al. 2019	SP	435037.51	4333268.06	ISP-254	ignimbrite	MRH	MZ	MZ	16.2	0.707574	0.00006	0.706569	4.44	184.10	120.00
37	Gisbert et al. 2019	SA	445180.66	4329282.86	ANT-12	ignimbrite	URH	CT	CT	15.3	0.706611	0.00006	0.705394	5.69	151.60	77.10
38	Gisbert et al. 2019	SU	451779.50	4335048.11	VS-789	ignimbrite	URH	PA	PA-R	15.5	0.717806	0.00006	0.707937	45.54	197.70	12.57
39	Gisbert et al. 2019	SP	439571.19	4330584.72	ISP-192	ignimbrite	URH	PM	PM	15.1	0.717585	0.00006	0.707766	46.51	190.80	11.88
40	Gisbert et al. 2019	SP	438541.51	4327684.65	ISP-210	ignimbrite	URH	LC	LC	15.0	0.707526	0.00005	0.706072	6.94	210.50	87.80
41	Gisbert et al. 2019	SP	436104.35	4333130.43	ISP-150	lava-flow	LCO	CO	LCO3-L	15.8	0.754174	0.00005	0.711149	194.77	285.80	4.26
42	Gisbert et al. 2019	SA	446434.35	4319556.18	ANT-57	ignimbrite	LCO	CO	LCO6	15.8	0.729451	0.00005	0.714273	68.71	214.40	9.05
43	Gisbert et al. 2019	SP	438762.88	4331987.22	ISP-71	white pumice	UCO	CF	UCO4-A (PB)	15.6	0.716069	0.00006	0.710582	25.16	160.50	18.47
44	Gisbert et al. 2019	SA	452218.32	4331353.39	ANT-110	ignimbrite	UCO	MU	UCO3-A	15.6	0.731066	0.00004	0.712392	85.62	221.30	7.49
45	Gisbert et al. 2019	SP	438762.88	4331987.22	ISP-75	ignimbrite	UCO	MU	UCO2	15.7	0.716736	0.00005	0.711416	24.24	207.60	24.80
46	Gisbert et al. 2019	SP	437990.38	4332464.07	ISP-179	ignimbrite	UCO	MU	UCO2	15.7	0.717596	0.00006	0.711257	28.88	222.60	22.32
47	Gisbert et al. 2019	SP	436894.86	4337065.73	ISP-247	ignimbrite	UCO	CF	UCO4-A	15.6	0.714227	0.00005	0.708988	24.02	188.50	22.72

Tabla 19.15: Re-cálculo de relación isotópica inicial para Nd. Datos de la bibliografía.

#	References	Place	East	North	SampleID	Type	Series	Units	Subunits	Age (Ma)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	EpsNd _i	Sm	Nd
1	Ronga, 2011	SP	437570.66	4333825.12	GK029	lava-flow	LCO	PT	LCO4-L	15.8	0.51273	0.512717	1.93	27	127
2	Ronga, 2011	SU	451417.86	4341125.76	GK045	ignimbrite	MRH	NUR	NUR-p1	16.4	0.51254	0.512527	-1.76	10	49
3	Ronga, 2011	SU	451192.98	4335824.77	GK050	ignimbrite	URH	CT	CT	15.3	0.51265	0.512638	0.38	9	44
4	Ronga, 2011	SU	458555.97	4337184.35	GK055	ignimbrite	LRH	LE	LE	16.8	0.51244	0.512426	-3.71	9	44
5	Ronga, 2011	SU	469317.24	4325375.12	GK069	ignimbrite	LCO	CO	LCO6	15.8	0.51261	0.512598	-0.38	16	83
6	Ronga, 2011	SA	446824.05	4317849.91	GK084A	ignimbrite	UCO	MU	UCO3-A	15.6	0.51261	0.512598	-0.4	13	65
7	Ronga, 2011	SP	437777.12	4330525.72	GK109	ignimbrite	MRH	NUR	NUR-t	16.4	0.51253	0.512518	-1.94	10	52
8	Ronga, 2011	SP	436415.55	4333464.45	GK119	lava-dome	LCO	CO	LCO1-D	15.9	0.51267	0.512657	0.77	14	68
9	Ronga, 2011	IV	452307.69	4309861.56	V001	lava-flow	BAND	BAND	BAND	18.6	0.51241	0.512393	-4.32	4	17
10	Ronga, 2011	IV	452307.69	4309861.56	V005	lava-flow	BAND	BAND	BAND	18.6	0.51237	0.512354	-5.08	4	18
11	Gisbert et al. 2019	SU	452351.30	4323886.85	VS-763	ignimbrite	LRH	MLN	MLN	16.8	0.512453	0.512442	-3.4	4.82	29.36
12	Gisbert et al. 2019	SU	448210.64	4344512.62	VS-782	ignimbrite	LRH	AC	AC	17.5	0.512495	0.512481	-2.62	8.91	44.57
13	Gisbert et al. 2019	SU	448210.64	4344512.62	VS-783	ignimbrite	LRH	SE	SE	17.0	0.512506	0.512493	-2.4	9.97	51.74
14	Gisbert et al. 2019	SU	451661.08	4344187.61	VS-784	ignimbrite	LRH	LE	LE	16.8	0.512471	0.512458	-3.09	12.23	62.19
15	Gisbert et al. 2019	SU	451661.98	4344231.19	VS-786	ignimbrite	LRH	CM	CM	17.5	0.512450	0.512436	-3.5	6.79	34.09
16	Gisbert et al. 2019	SU	457184.88	4333033.57	VS-790	ignimbrite	MRH	MC	MC-p	16.5	0.512510	0.512497	-2.33	10.27	52.55
17	Gisbert et al. 2019	SU	449324.65	4342461.40	VS-788	ignimbrite	MRH	CA	CA	16.5	0.512472	0.51246	-3.07	10.78	56.33
18	Gisbert et al. 2019	SP	434842.01	4330805.17	ISP-227	ignimbrite	MRH	PC	PC	16.5	0.512649	0.512637	0.39	6.82	36.48
19	Gisbert et al. 2019	SA	448248.82	4319379.14	VS-757	ignimbrite	MRH	NUR	NUR-p1	16.4	0.512535	0.512523	-1.84	8.93	47.15
20	Gisbert et al. 2019	SP	447800.99	4319776.28	ISP-252	ignimbrite	MRH	NUR	NUR-p1	16.4	0.512543	0.512531	-1.68	11.53	61.83
21	Gisbert et al. 2019	SA	447800.99	4319776.28	VS-762	ignimbrite	MRH	MZ	MZ	16.2	0.512614	0.512602	-0.3	11.51	60.94
22	Gisbert et al. 2019	SP	434849.27	4332934.42	ISP-136	ignimbrite	MRH	MCR	MCR	16.2	0.512535	0.512523	-1.84	8.65	45.06
23	Gisbert et al. 2019	SP	439703.81	4329403.92	ISP-209	ignimbrite	MRH	MZ	MZ	16.2	0.512556	0.512544	-1.43	10.88	56.39
24	Gisbert et al. 2019	SP	435037.51	4333288.06	ISP-254	ignimbrite	MRH	MZ	MZ	16.2	0.512649	0.512637	0.39	15.08	80.41
25	Gisbert et al. 2019	SA	445180.66	4329282.86	ANT-12	ignimbrite	URH	CT	CT	15.3	0.512693	0.512682	1.25	6.70	37.54
26	Gisbert et al. 2019	SU	451779.50	4335048.11	VS-789	ignimbrite	URH	PA	PA-R	15.5	0.512672	0.512661	0.84	5.58	31.88
27	Gisbert et al. 2019	SP	439571.19	4330584.72	ISP-192	ignimbrite	URH	PM	PM	15.1	0.512596	0.512585	-0.65	8.22	46.13
28	Gisbert et al. 2019	SP	438541.51	4327684.65	ISP-210	ignimbrite	URH	LC	LC	15.0	0.512590	0.51258	-0.76	6.17	35.67
29	Gisbert et al. 2019	SP	436104.35	4333130.43	ISP-150	lava-flow	LCO	CO	LCO3-L	15.8	0.512685	0.512672	1.05	17.11	79.62
30	Gisbert et al. 2019	SA	446434.35	4319556.18	ANT-57	ignimbrite	LCO	CO	LCO6	15.8	0.512694	0.512682	1.26	16.34	85.76
31	Gisbert et al. 2019	SP	438762.88	4331987.22	ISP-71	white pumice	UCO	CF	UCO4-A (PB)	15.6	0.512706	0.512694	1.49	13.40	70.98
32	Gisbert et al. 2019	SA	452218.32	4331353.39	ANT-110	ignimbrite	UCO	MU	UCO3-A	15.6	0.512618	0.512607	-0.22	13.10	71.20
33	Gisbert et al. 2019	SP	438762.88	4331987.22	ISP-75	ignimbrite	UCO	MU	UCO3-A	15.7	0.512608	0.512607	ND	ND	ND
34	Gisbert et al. 2019	SP	437990.38	4332464.07	ISP-179	ignimbrite	UCO	MU	UCO2	15.7	0.512624	0.512612	-0.12	21.04	105.01
35	Gisbert et al. 2019	SP	436894.86	4337065.73	ISP-247	ignimbrite	UCO	CF	UCO4-A	15.6	0.512619	0.512607	-0.21	13.73	71.70

Tabla 19.16: Datos bibliográficos de ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb vs ^{204}Pb . Valores originales reportados por los autores.

#	References	Place	East	North	SampleID	Type	Series	Units	Subunits	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2s
1	Ronga, 2011	SP	440071.19	4337505.02	GK009	ignimbrite	URH	PCT	PCT5	42	18.698	15.596	38.620	unknown
2	Ronga, 2011	SP	433175.86	4333583.88	GK018	ignimbrite	LCO	CO	LCO4-B	34	18.818	15.654	38.857	unknown
3	Ronga, 2011	SP	437570.66	4333825.12	GK029	lava-flow	LCO	PT	LCO4-L	34	18.826	15.642	38.791	unknown
4	Ronga, 2011	SU	451417.86	4341125.76	GK045	ignimbrite	MRH	NUR	NUR-p1	20	18.656	15.609	38.607	unknown
5	Ronga, 2011	SU	451192.98	4335824.77	GK050	ignimbrite	URH	CT	CT	25	18.799	15.662	38.850	unknown
6	Ronga, 2011	SU	451564.94	4329996.06	GK051	ignimbrite	UCO	MU	UCO3-A	30	18.825	15.630	38.826	unknown
7	Ronga, 2011	SU	455765.40	4329632.17	GK054	lava-flow	BAND	BAND	BAND	9	18.674	15.656	38.696	unknown
8	Ronga, 2011	SU	455855.97	4337184.35	GK055	ignimbrite	LRH	LE	LE	25	18.701	15.673	38.804	unknown
9	Ronga, 2011	SU	469317.24	4325375.12	GK069	ignimbrite	LCO	CO	LCO6	39	18.817	15.635	38.840	unknown
10	Ronga, 2011	SA	446824.05	4317849.91	GK084A	ignimbrite	UCO	MU	UCO3-A	31	18.864	15.663	38.942	unknown
11	Ronga, 2011	SA	448270.25	4314246.26	GK086	ignimbrite	MRH	MC	MC-p	29	18.705	15.655	38.764	unknown
12	Ronga, 2011	SA	449339.20	4312500.30	GK092	lava-flow	BAND	BAND	BAND	7	18.522	15.639	38.557	unknown
13	Ronga, 2011	SP	437777.12	4330525.72	GK109	ignimbrite	MRH	NUR	NUR-4	28	18.702	15.672	38.793	unknown
14	Ronga, 2011	SP	436415.55	4333464.45	GK119	lava-dome	LCO	CO	LCO1-D	37	18.591	15.594	38.536	unknown
15	Ronga, 2011	IV	452307.69	4309861.56	V001	lava-flow	BAND	BAND	BAND	7	18.483	15.648	38.618	unknown
16	Ronga, 2011	IV	452307.69	4309861.56	V005	lava-flow	BAND	BAND	BAND	8	18.473	15.604	38.521	unknown
17	Gisbert et al. 2019	SU	452351.30	4323856.85	VS-763	ignimbrite	LRH	MLN	MLN	25.2	18.7089	15.6763	38.8647	0.0007
18	Gisbert et al. 2019	SU	448210.64	4344512.62	VS-782	ignimbrite	LRH	AC	AC	17.4	18.7180	15.6877	38.8761	0.0015
19	Gisbert et al. 2019	SU	448210.64	4344512.62	VS-783	ignimbrite	LRH	SE	SE	22.4	18.7187	15.6829	38.8718	0.0031
20	Gisbert et al. 2019	SU	451661.08	4344187.61	VS-784	ignimbrite	LRH	LE	LE	48.7	18.4636	15.6950	38.6548	0.0010
21	Gisbert et al. 2019	SU	451661.98	4344231.19	VS-786	ignimbrite	LRH	CM	CM	22.4	18.7249	15.6961	38.9038	0.0017
22	Gisbert et al. 2019	SU	457184.88	4333033.57	VS-790	ignimbrite	MRH	MC	MC-p	26.9	18.7199	15.6793	38.8182	0.0013
23	Gisbert et al. 2019	SU	449324.65	4342461.40	VS-788	ignimbrite	MRH	CA	CA	27.2	18.7186	15.6721	38.7995	0.0006
24	Gisbert et al. 2019	SP	434842.01	4330805.17	ISP-227	ignimbrite	MRH	PC	PC	21.9	18.8000	15.7044	38.9601	0.0080
25	Gisbert et al. 2019	SA	448248.82	4319379.14	VS-757	ignimbrite	MRH	NUR	NUR-p1	18.8	18.7706	15.6999	38.9282	0.0012
26	Gisbert et al. 2019	SP	447800.99	4319776.28	ISP-252	ignimbrite	MRH	NUR	NUR-p1	21.3	18.7785	15.7098	38.9594	0.0018
28	Gisbert et al. 2019	SA	434849.27	4332934.42	ISP-136	ignimbrite	MRH	MCR	MCR	24.5	18.7252	15.6930	38.8586	0.0120
29	Gisbert et al. 2019	SP	439703.81	4329403.92	ISP-209	ignimbrite	MRH	MZ	MZ	18.2	18.7631	15.6960	38.9017	0.0068
30	Gisbert et al. 2019	SP	435037.51	4333268.06	ISP-254	ignimbrite	MRH	MZ	MZ	20.1	18.7811	15.6911	38.9119	0.0014
31	Gisbert et al. 2019	SA	445180.66	4329282.86	ANT-12	ignimbrite	URH	CT	CT	15.6	18.8711	15.6949	39.0060	0.0140
32	Gisbert et al. 2019	SU	451779.50	4335048.11	VS-789	ignimbrite	URH	PA	PA-R	69.7	18.2394	15.6557	38.3115	0.0130
33	Gisbert et al. 2019	SP	439571.19	4330584.72	ISP-192	ignimbrite	URH	PM	PM	19.6	18.8509	0.0007	39.0618	0.0012
34	Gisbert et al. 2019	SP	438541.51	4327684.65	ISP-210	ignimbrite	URH	LC	LC	31.5	18.7803	15.6638	38.8738	0.0012
35	Gisbert et al. 2019	SP	436104.35	4333130.43	ISP-150	lava-flow	LCO	CO	LCO3-L	30.8	18.8737	15.6870	38.9851	0.0017
36	Gisbert et al. 2019	SA	446434.35	4319556.18	ANT-57	ignimbrite	LCO	CO	LCO6	24.1	18.9018	15.7220	39.1431	0.0070
37	Gisbert et al. 2019	SP	438762.88	4331987.22	ISP-71	white pumice	UCO	CF	UCO4-A (PB)	10.8	18.8549	15.6680	38.9429	0.0070
38	Gisbert et al. 2019	SA	452218.32	4331353.39	ANT-110	ignimbrite	UCO	MU	UCO3-A	27.6	18.8684	15.6848	38.9921	0.0006
39	Gisbert et al. 2019	SP	438762.88	4331987.22	ISP-75	ignimbrite	UCO	MU	UCO2	21.1	18.9000	15.7216	39.1180	0.0016
40	Gisbert et al. 2019	SP	437990.38	4332464.07	ISP-179	ignimbrite	UCO	MU	UCO2	27.2	18.8519	15.6593	38.9085	0.0009
41	Gisbert et al. 2019	SP	436894.86	4337065.73	ISP-247	ignimbrite	UCO	CF	UCO4-A	22.3	18.7359	15.6648	38.8111	0.0007

19.10 Resultados geoquímicos de mineralizaciones

Tabla 19.17: Geoquímica de óxidos de manganeso

Tabla 19.18: Geoquímica de jaspes

Tabla 19.19: Geoquímica de alteraciones (arcillas)

Tabla 19.20: Isótopos Estables de ^{34}S y ^{18}O en barita

Tabla 19.21: Isótopos Estables de ^{13}C y ^{18}O en carbonato

Tabla 19.17: Datos Geoquímicos de Mineralizaciones de Manganeso.

Island	San Pietro												
	Sant'Antioco		Punta Nera		Punta Nera		Punta Nera		Punta Nera		Punta Senogio		Cala lunga
Locality	Cala Lunga	15-182	15-222a	15-222a	15-224b	15-278	15-279	15-280b	15-283c	15-285	15-297a	15-299a	15-299b
Sample ID	Min-Mn	Min-Mn	Min-FeMn	Min-FeMn	Min-FeMn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn
Mineral Association	mN	mV	mV	mV, mBx	mV	mV	mV	mD, mV	mN	mD	mBx	mM, mL	Min-Mn
Mineralization Style	Mn	Fe-Mn	Fe-Mn	Mn-Fe	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn
Predominant Oxide	UCO	MRH	MRH										
Serie	Monte Ulmus	Nuraxi	Nuraxi	NUR-p1	NUR-p1	Matzaccara	Matzaccara	MZ	Genarbi	Punta Senogio	LCO		
Unit	UCO3-A	NUR-p1	NUR-p1	NUR-p1	NUR-p1	MZ	MZ	MZ	LCO2	LCO4-A	LCO4-A	LCO6	LCO6
Subunit	UCO3-A	NUR-p1	NUR-p1	NUR-p1	NUR-p1	MZ	MZ	MZ	LCO2	LCO4-A	LCO4-A	LCO6	LCO6
FRX %													
SiO ₂	7.83	19.67	9.61	16.35	35.00	12.54	24.98	24.98	9.43	9.89	20.01	17.11	14.53
TiO ₂	<LL	<LL	0.08	<LL	0.21	0.11	0.16	0.16	<LL	0.01	0.08	0.11	0.02
Al ₂ O ₃	1.33	1.93	2.16	1.95	6.00	2.57	4.39	4.39	4.23	2.16	4.75	6.30	5.31
Fe ₂ O ₃	0.89	32.25	77.32	18.92	2.78	1.07	1.42	1.42	2.52	1.20	1.85	2.05	1.77
MinO	67.06	28.34	0.25	41.43	36.18	60.98	47.73	47.73	57.10	62.57	50.76	50.34	53.59
MgO	0.45	0.27	0.35	0.34	0.28	0.24	0.32	0.32	0.52	0.55	0.62	1.28	1.44
CaO	0.20	0.30	0.33	0.28	0.40	0.35	0.37	0.37	0.54	0.30	0.32	0.46	0.63
Na ₂ O	0.48	0.49	0.48	0.40	2.14	0.49	2.24	2.24	0.48	0.63	1.09	0.43	0.52
K ₂ O	2.16	2.60	0.31	4.18	6.45	6.95	6.65	6.65	3.27	5.27	3.69	4.20	2.77
P ₂ O ₅	0.12	0.42	0.45	0.53	0.14	0.32	0.17	0.17	0.11	0.24	0.14	0.15	0.13
H ₂ O	10.76	8.70	8.30	8.57	6.13	8.84	7.52	7.52	12.29	10.50	9.75	11.09	11.50
Total	91.41	91.71	91.89	91.09	95.42	94.35	95.81	95.81	90.23	93.18	92.87	93.29	92.02
MnO/Fe ₂ O ₃	75.60	0.88	0.00	2.19	13.04	56.99	33.63	33.63	22.68	52.36	27.51	24.61	30.36
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	5.90	10.21	4.45	8.38	5.84	4.88	5.69	5.69	2.23	4.57	4.21	2.72	2.74
SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	8.83	0.61	0.12	0.86	12.61	11.72	17.61	17.61	3.75	8.27	10.85	8.37	8.23
Element from major oxide (ppm)													
Si	36601	91946	44940	76441	163605	58622	116777	116777	44089	46216	93545	79979	67919
Ti	<LL	<LL	462	<LL	1247	647	971	971	<LL	66	480	671	90
Al	7018	10198	11442	10325	31744	13591	23234	23234	22360	11447	25155	33337	28108
Fe	5582	202939	486600	119063	17465	6734	8931	8931	15847	7521	11612	12871	11108
Mn	519323	219447	1897	320872	280189	472274	369625	369625	442224	484557	393107	389847	415064
Mg	2726	1646	2117	2063	1695	1429	1912	1912	3130	3299	3757	7690	8661
Ca	1408	2109	2352	2016	2852	2523	2659	2659	3874	2123	2252	3267	4532
Na	3561	3620	3583	2930	15868	3628	16632	16632	3524	4674	8079	3197	3828
K	17898	21542	2565	34725	53520	57671	55230	55230	27154	43741	30666	34841	22995
P	519	1815	1942	2317	624	1392	755	755	471	1034	607	633	572

Island	San Pietro															
	Sant'Antioco			Punta Nera			Punta Nera			Punta Nera						
Locality	Cala Lunga	15-182	Min-Mn	15-219	15-222a	Min-FeMn	15-224b	15-224b	15-278	15-279	15-280b	15-283c	15-285	15-297a	15-299a	15-299b
Sample ID																
Mineral Association																
Mineralization Style																
Predominant Oxide																
UCO																
Monte Ulmus																
UCO3-A																
MRH																
Matzaccara																
MZ																
Genarbi																
LCO2																
Punta Senogljio																
LCO4-A																
LCO6																
Cala lunga																
LCO6																
ICP-MS ppm																
As	238.00	1530.00	2110.00	713.00	157.00	165.50	165.50	165.00	230.00	173.50	193.00	128.50	176.50			
Ag	1.17	0.06	0.04	0.05	0.02	0.07	0.07	0.04	0.28	0.45	0.50	0.29	0.42			
Ba	8900	14941*	350	21131*	10290*	5676	5676	9830	25367*	8130	15728*	6140	20375*			
Be	43.40	65.30	68.60	53.80	27.20	49.50	49.50	41.10	127.50	93.80	91.00	69.60	101.50			
Bi	0.03	0.20	0.32	0.13	0.03	0.17	0.17	0.15	0.07	0.11	0.19	0.29	0.02			
Cd	35.50	4.37	0.58	4.01	47.10	62.50	62.50	64.30	91.10	115.00	60.10	57.80	70.70			
Co	721.00	525.00	77.80	538.00	143.00	183.50	183.50	87.70	39.00	367.00	108.50	122.00	239.00			
Cr	191*	143*	>100	>100	>100	>100	>100	>100	>100	137*	>100	>100	>100			
Cs	0.61	4.97	3.13	3.52	2.46	2.34	2.34	4.40	4.40	2.18	7.95	6.39	9.93			
Cu	64.10	36.30	19.40	30.70	2.00	8.10	8.10	5.00	4.50	22.40	8.50	6.10	9.30			
Ga	16.90	9.38	5.63	9.80	14.75	15.85	15.85	15.75	27.40	16.15	23.10	25.20	22.20			
Ge	0.81	3.18	38.50	1.16	0.11	0.35	0.35	0.16	0.55	0.57	0.33	0.21	0.27			
Hf	5.40	0.40	0.40	0.50	1.20	1.40	1.40	1.00	15.40	6.10	11.90	9.70	7.20			
In	0.21	0.13	0.19	0.12	0.02	0.03	0.03	0.02	0.11	0.05	0.09	0.09	0.17			
Li	5.80	11.20	3.90	10.80	11.60	7.00	7.00	10.40	8.20	8.90	13.90	22.30	25.20			
Mo	503.00	77.60	21.90	66.00	75.80	364.00	364.00	208.00	275.00	351.00	206.00	175.50	135.00			
Nb	63.20	4.90	3.60	6.00	16.10	8.50	8.50	15.00	106.50	60.30	88.90	86.20	34.00			
Ni	15.50	6.70	5.90	6.40	3.00	6.70	6.70	3.90	19.50	21.10	16.00	5.80	14.20			
Pb	1650	2720	614	3410	15.70	23.40	23.40	27.10	81.70	74.40	72.50	146.50	30.50			
Rb	43.20	40.40	13.90	55.50	114.00	85.20	85.20	101.50	48.40	65.70	55.00	46.90	41.90			
Sb	33.00	55.40	19.50	32.90	2.16	14.10	14.10	5.82	8.94	8.48	13.75	3.58	6.75			
Sc	19.40	5.60	6.20	6.00	2.70	11.90	11.90	7.70	1.00	1.00	3.20	2.90	2.00			
Sn	1.60	1.30	0.30	1.10	0.40	2.20	2.20	0.70	5.30	2.10	3.50	3.80	3.10			
Sr	683.00	1710.00	60.00	2900.00	1200.00	2410.00	2410.00	2040.00	2860.00	3570.00	3080.00	3190.00	2930.00			
Ta	1.11	0.30	0.30	0.38	1.23	0.55	0.55	1.01	6.03	1.67	4.28	3.65	2.75			

Island	San Pietro																	
	Sant'Antioco			Punta Nera			Punta Nera			Punta Nera								
	Locality	Sample ID	Mineral Association	Mineralization Style	Predominant Oxide	UCO	Monte Ulmus	UCO3-A	MRH	Nuraxi	NUR-p1	NUR-p1	MRH	Matzaccara	Genarbi	Punta Senoglio	Cala lunga	
	15-182	Min-Mn	mN	Mn														
	15-219	Min-FeMn	mV	Fe-Mn	Fe-Mn													
	15-221a	Min-FeMn	mV	Fe-Mn	Fe-Mn													
	15-224b	Min-FeMn	mV, mBx	Mn-Fe	Mn-Fe													
	15-278	Min-Mn	mV	Mn	Mn													
	15-279	Min-Mn	mV	Mn	Mn													
	15-280b	Min-Mn	mD, mV	Mn	Mn													
	15-283c	Min-Mn	mN	Mn	Mn													
	15-285	Min-Mn	mD	Mn	Mn													
	15-297a	Min-Mn	mBx	Mn	Mn													
	15-299a	Min-Mn	mM, mL	Mn	Mn													
	15-299b	Min-Mn	mM, mL	Mn	Mn													
REE Normalized: Chondrite (Boynnton, 1984)																		
LaCN	832.26	68.71	39.68	67.10	107.74	105.16	145.16	1041.94	257.10	635.48	338.71	500.00						
CeCN	618.81	101.98	38.99	78.59	72.03	88.49	125.62	618.81	320.54	602.72	618.81	594.06						
PrCN	443.44	40.16	33.28	36.39	60.16	67.70	76.72	559.84	111.89	371.31	176.23	251.64						
NdCN	355.00	29.67	29.00	26.50	45.17	55.50	56.83	410.00	81.83	261.67	128.83	196.67						
SmCN	224.10	20.36	21.33	16.72	25.85	38.67	34.62	257.95	50.10	172.82	84.36	130.26						
EuCN	6.26	7.48	5.99	6.39	12.11	19.86	16.19	33.74	4.22	17.55	3.40	5.58						
GdCN	193.82	19.19	26.56	14.63	20.31	33.40	31.31	210.42	47.10	123.55	70.46	107.34						
TbCN	185.23	17.93	26.16	13.08	17.93	30.17	27.43	164.35	41.98	114.56	66.24	104.43						
DyCN	172.05	16.55	26.21	12.33	14.84	27.92	25.06	121.74	36.49	90.37	59.78	90.99						
HoCN	162.95	16.30	27.86	11.14	14.62	26.60	24.51	97.35	35.52	77.16	58.08	83.98						
ErCN	161.90	16.57	28.86	11.38	14.95	26.95	24.71	79.05	33.90	69.05	58.10	83.33						
TmCN	152.78	16.05	27.47	11.42	13.58	26.54	23.77	64.20	30.56	64.20	55.86	79.01						
YbCN	143.06	16.12	24.26	12.20	12.20	24.69	22.97	50.96	26.60	56.94	52.39	74.64						
LuCN	161.80	18.01	24.22	13.98	13.35	26.40	24.22	48.45	28.88	56.83	56.21	77.64						
Eu/Eu*(CN)	0.03	0.38	0.25	0.41	0.53	0.55	0.49	0.14	0.09	0.12	0.04	0.05						
LaCN/YbCN	5.82	4.26	1.64	5.50	8.83	4.26	6.32	20.45	9.66	11.16	6.46	6.70						
LaCN/SmCN	3.71	3.37	1.86	4.01	4.17	2.72	4.19	4.04	5.13	3.68	4.02	3.84						
CeCN/YbCN	4.33	6.32	1.61	6.44	5.90	3.58	5.47	12.14	12.05	10.59	11.81	7.96						
CeCN/SmCN	2.76	5.01	1.83	4.70	2.79	2.29	3.63	2.40	6.40	3.49	7.34	4.56						
EuCN/YbCN	0.04	0.46	0.25	0.52	0.99	0.80	0.70	0.66	0.16	0.31	0.06	0.07						

Island	San Pietro											
	Cala Fico		Becco Mine		Becco Mine		Becco Mine		Becco Mine		Becco Mine	
Locality	15-193b	15-196	15-254	15-255	15-319b	15-320b	15-321	15-322b	15-322c	15-323	15-323	15-323
Sample ID	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn
Mineral Association	mD	mD	mD	mL	mM, mL	mBx	mM, mL	mM	mM	mM	mM	mL
Mineralization Style	Mn	Mn	Mn-Fe	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn
Predominant Oxide	MRH											
Serie	LCO											
Unit	Cala Vinagra											
Subunit	LCO1-D											
	MCR/MZ		MCR/MZ		MCR/MZ		MCR/MZ		MCR/MZ		MCR/MZ	
FRX %	MCR/MZ		MCR/MZ		MCR/MZ		MCR/MZ		MCR/MZ		MCR/MZ	
SiO ₂	38.51	37.38	1.19	3.53	1.42	68.97	61.57	49.80	58.56	40.88		
TiO ₂	0.03	0.11	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	0.03	<LL		
Al ₂ O ₃	5.49	5.86	1.48	1.48	0.30	0.69	0.36	0.78	0.99	1.08		
Fe ₂ O ₃	2.49	2.64	24.69	27.27	5.99	3.59	5.24	8.90	9.77	7.64		
MnO	32.93	35.43	49.18	27.88	39.66	15.98	20.19	23.26	17.37	32.75		
MgO	0.20	0.45	1.32	0.69	1.25	0.21	0.41	0.34	0.34	0.54		
CaO	0.13	0.23	0.99	0.52	19.89	0.71	0.36	3.18	2.87	1.45		
Na ₂ O	2.93	1.71	0.32	0.17	0.18	0.50	0.29	0.30	0.32	0.27		
K ₂ O	5.38	5.81	0.11	0.35	2.44	0.79	1.08	2.41	1.58	1.46		
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.05	0.24	0.05	0.02	0.02	1.82	1.61	0.10		
H ₂ O	5.66	6.39	12.97	10.56	18.42	3.32	4.75	5.09	4.14	6.17		
Total	93.50	95.77	89.83	72.79	89.09	94.43	93.74	94.99	96.60	91.56		
MnO/Fe ₂ O ₃	13.24	13.43	1.99	1.02	6.63	4.45	3.86	2.62	1.78	4.29		
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	7.02	6.37	0.80	2.39	4.72	99.38	172.46	64.01	59.03	37.92		
SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	15.49	14.16	0.05	0.13	0.24	19.20	11.76	5.60	5.99	5.35		
Element from major oxide (ppm)												
Si	180026	174721	5558	16505	6642	322405	287795	232800	273720	191077		
Ti	162	641	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	162	<LL		
Al	29050	31035	7843	7812	1593	3673	1889	4117	5250	5705		
Fe	15652	16609	155409	171628	37674	22613	32954	55982	61489	48077		
Mn	255003	274396	380917	215884	307172	123769	156389	180166	134549	253625		
Mg	1194	2738	7949	4149	7539	1242	2461	2057	2038	3251		
Ca	944	1665	7069	3724	142194	5075	2588	22738	20536	10386		
Na	21714	12700	2359	1224	1343	3694	2144	2226	2359	1988		
K	44621	48190	921	2881	20239	6575	8957	19982	13133	12129		
P	57	96	218	1060	223	100	96	7960	7018	415		

Island	San Pietro											
	Cala Fico 15-193b Min-Mn mD Mn	Cala Fico 15-196 Min-Mn mD Mn	Becco Mine 15-254 Min-Mn mD Mn-Fe	Becco Mine 15-255 Min-Mn mL Mn	Becco Mine 15-319b Min-Mn mM, mL Mn	Becco Mine 15-320b Min-Mn mBx Mn	Becco Mine 15-321 Min-Mn mM, mL Mn	Becco Mine 15-322b Min-Mn mM Mn	Becco Mine 15-322c Min-Mn mM Mn	Becco Mine 15-323 Min-Mn mL Mn		
Locality	MRH											
Sample ID	Montagna di Capo Rosso / Maztaccara (contact)											
Mineral Association	MCR/MZ											
Mineralization Style	MCR/MZ											
Predominant Oxide	MCR/MZ											
Serie	MCR/MZ											
Unit	MCR/MZ											
Subunit	MCR/MZ											
ICP-MS ppm												
As	246.00	214.00	499.00	1470.00	136.50	125.00	240.00	195.00	148.50	311.00		
Ag	0.99	0.87	4.00	1.62	3.98	21.50	1.11	13.75	6.49	18.05		
Ba	10231*	4030	17456*	78173*	9510	6930	13222*	8990	7610	23129*		
Be	55.40	67.80	46.70	27.70	28.90	10.20	2.1.70	23.60	21.20	27.20		
Bi	0.05	10.10	0.86	1.90	0.18	0.08	0.08	0.41	0.34	0.30		
Cd	27.60	13.85	16.90	7.40	13.05	11.25	13.40	6.46	4.75	15.15		
Co	269	239	39	35	20	262	113	251	176	90		
Cr	>100	>100	>100	>100	>100	>100	>100	>100	>100	>100		
Cs	5.04	60.00	10.65	6.52	16.25	9.77	6.59	3.83	4.07	4.98		
Cu	49.20	9.10	5.50	28.30	21.50	21.20	17.90	10.00	4.80	15.60		
Ga	26.20	28.00	7.66	6.82	6.93	4.86	5.26	6.43	6.13	9.01		
Ge	0.58	0.64	0.23	0.14	0.09	0.05	0.07	0.07	0.05	0.15		
Hf	12.20	14.40	0.10	0.70	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.40		
In	0.13	0.16	0.01	1.59	0.05	0.25	0.23	0.01	0.01	0.22		
Li	27.20	43.10	11.50	8.60	3.40	30.10	19.20	8.10	2.70	13.30		
Mo	153.50	119.50	10.35	61.20	13.85	11.75	38.80	51.90	44.40	73.20		
Nb	99.80	123.00	0.90	4.10	1.80	0.10	0.20	1.70	1.00	2.20		
Ni	8.70	13.80	1.70	5.00	3.10	2.90	8.90	7.30	10.50	6.80		
Pb	336	241	4940	9650	>10000	1660	2750	233	443	3450		
Rb	191.00	151.50	32.10	21.20	96.40	28.10	21.20	43.90	33.80	31.40		
Sb	7.60	5.69	31.20	92.80	27.30	19.75	36.70	52.50	68.40	93.50		
Sc	2.10	1.80	0.60	1.90	0.60	0.20	0.30	0.80	0.60	0.70		
Sn	15.60	7.90	0.60	2.00	0.20	<LL	0.20	0.30	0.20	0.30		
Sr	1190	1270	7200	1050	4500	2840	2020	2240	1640	2710		
Ta	5.36	5.61	0.06	0.26	0.10	<LL	0.16	0.24	0.17	0.24		

Island	San Pietro											
	Locality	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine
Sample ID	15-193b	15-254	15-255	15-319b	15-320b	15-321	15-322b	15-322c	15-323	15-323	15-323	15-323
Mineral Association	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn
Mineralization Style	mD	mD	mL	mM, mL	mBx	mM, mL	mM	mM	mL	mM	mM	mL
Predominant Oxide	Mn	Mn-Fe	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn
Serie	LCO											
Unit	Cala Vinagra											
Subunit	LCO1-D	LCO1-D	LCO1-D	LCO1-D	LCO1-D	LCO1-D	LCO1-D	LCO1-D	LCO1-D	LCO1-D	LCO1-D	LCO1-D
REE Normalized: Post-Archean Australian Shale PAAS (McLennan, 1989)												
LaSN	5.68	8.40	0.23	0.29	0.47	0.21	0.23	0.59	0.27	0.27	0.27	2.53
CeSN	6.28	6.28	0.10	0.30	0.32	0.12	0.11	0.10	0.08	0.08	0.08	1.09
PrSN	7.41	8.63	0.08	0.28	0.32	0.17	0.17	0.34	0.12	0.12	0.12	1.30
NdSN	7.14	8.08	0.09	0.29	0.32	0.16	0.18	0.32	0.12	0.12	0.12	1.17
SmSN	13.08	11.23	0.09	0.35	0.42	0.20	0.25	0.30	0.13	0.13	0.13	1.26
EuSN	0.42	0.63	0.13	0.35	0.55	0.24	0.36	0.44	0.13	0.13	0.13	0.76
GdSN	16.27	13.93	0.15	0.41	0.66	0.29	0.43	0.51	0.25	0.25	0.25	2.50
TbSN	14.66	11.73	0.12	0.35	0.56	0.27	0.36	0.47	0.22	0.22	0.22	2.49
DySN	11.28	9.29	0.14	0.31	0.53	0.26	0.34	0.49	0.24	0.24	0.24	2.63
YSN	8.07	8.93	0.48	0.53	0.62	0.33	0.42	0.96	0.65	0.65	0.65	2.87
HoSN	8.78	7.79	0.17	0.31	0.52	0.26	0.35	0.61	0.29	0.29	0.29	2.89
ErSN	7.33	6.28	0.19	0.31	0.49	0.26	0.36	0.68	0.32	0.32	0.32	2.96
TmSN	6.81	5.53	0.22	0.35	0.52	0.30	0.37	0.77	0.35	0.35	0.35	3.16
YbSN	5.44	4.27	0.23	0.38	0.48	0.32	0.35	0.77	0.33	0.33	0.33	2.76
LuSN	5.20	4.04	0.37	0.62	0.58	0.37	0.48	1.04	0.46	0.46	0.46	3.07
Eu/Eu*(SN)	0.03	0.05	1.10	0.92	1.04	0.99	1.11	1.10	0.73	0.73	0.73	0.43
LaSN/YbSN	1.04	1.97	0.99	0.76	0.97	0.66	0.64	0.77	0.81	0.81	0.81	0.92
LaSN/SmSN	0.43	0.75	2.40	0.82	1.10	1.04	0.92	1.96	2.14	2.14	2.14	2.01
CeSN/YbSN	1.15	1.47	0.43	0.79	0.68	0.38	0.31	0.13	0.25	0.25	0.25	0.40
CeSN/SmSN	0.48	0.56	1.04	0.85	0.77	0.60	0.44	0.32	0.65	0.65	0.65	0.87
EuSN/YbSN	0.08	0.15	0.57	0.93	1.14	0.76	1.03	0.56	0.39	0.39	0.39	0.28
YSN/HoSN	0.92	1.15	2.82	1.71	1.19	1.27	1.20	1.57	2.24	2.24	2.24	0.99
CeSN*	6.55	8.52	0.16	0.29	0.40	0.19	0.20	0.47	0.20	0.20	0.20	1.92
CeSN/CeSN*	0.96	0.74	0.65	1.05	0.81	0.63	0.55	0.22	0.41	0.41	0.41	0.57
EuSN/EuSN*	0.03	0.05	1.08	0.92	1.02	0.98	1.06	1.09	0.68	0.68	0.68	0.40
YSN/YSN*	0.80	1.05	3.10	1.71	1.18	1.27	1.22	1.75	2.45	2.45	2.45	1.04

Island		San Pietro											
Locality	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine
Sample ID	15-193b	15-196	15-254	15-255	15-319b	15-320b	15-321	15-322a	15-322b	15-322c	15-323	15-324	15-325
Mineral Association	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn	Min-Mn
Mineralization Style	mD	mD	mD	mL	mM, mL	mBx	mM, mL	mM, mL	mM	mM	mM	mM	mL
Predominant Oxide	Mn	Mn	Mn-Fe	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn
Series	LCO												
Unit	Cala Vinagra												
Subunit	LCO1-D												
	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ
REE Normalized: Chondrite (Boynton, 1984)													
LaCN	700.00	1035.48	27.74	35.48	57.42	25.81	27.74	73.23	33.23	311.29			
CeCN	618.81	618.81	9.64	29.58	31.93	11.88	10.71	9.65	8.13	107.80			
PrCN	536.07	624.59	6.15	20.33	23.36	12.05	12.62	24.43	8.44	93.85			
NdCN	403.33	456.67	4.83	16.17	18.33	9.00	10.33	18.17	6.67	65.83			
SmCN	372.31	319.49	2.67	10.00	12.05	5.74	6.97	8.62	3.59	35.79			
EuCN	6.12	9.25	1.90	5.17	8.03	3.54	5.31	6.39	1.90	11.16			
GdCN	292.66	250.58	2.66	7.45	11.81	5.25	7.76	9.23	4.52	44.98			
TbCN	239.45	191.56	1.90	5.70	9.07	4.43	5.91	7.59	3.59	40.72			
DyCN	163.98	135.09	2.02	4.44	7.64	3.85	4.97	7.11	3.45	38.20			
HoCN	121.17	107.52	2.37	4.32	7.24	3.62	4.87	8.36	4.04	39.83			
ErCN	99.52	85.24	2.52	4.19	6.62	3.52	4.90	9.19	4.38	40.24			
TmCN	85.19	69.14	2.78	4.32	6.48	3.70	4.63	9.57	4.32	39.51			
YbCN	73.44	57.66	3.06	5.12	6.46	4.26	4.74	10.43	4.50	37.22			
LuCN	69.88	54.35	4.97	8.39	7.76	4.97	6.52	13.98	6.21	41.30			
Eu/Eu*(CN)	0.02	0.03	0.71	0.60	0.67	0.64	0.72	0.72	0.47	0.28			
LaCN/YbCN	9.53	17.96	9.06	6.93	8.89	6.06	5.86	7.02	7.39	8.36			
LaCN/SmCN	1.88	3.24	10.40	3.55	4.76	4.49	3.98	8.50	9.26	8.70			
CeCN/YbCN	8.43	10.73	3.15	5.78	4.94	2.79	2.26	0.93	1.81	2.90			
CeCN/SmCN	1.66	1.94	3.62	2.96	2.65	2.07	1.53	1.12	2.27	3.01			
EuCN/YbCN	0.08	0.16	0.62	1.01	1.24	0.83	1.12	0.61	0.42	0.30			

Tabla 19.18: Datos geoquímicos de mineralizaciones de jaspes.

Island	San Pietro																															
	Geniò 15-233b		Geniò 15-234c		La Piramide 15-276		Becco Mine 15-199		Becco Mine 15-250a		Becco Mine 15-250c		Becco Mine 15-252		Becco Mine 15-253		Becco Mine 15-256a		Becco Mine 15-256b		Becco Mine 15-318a		Becco Mine 15-318c		Becco Mine 15-318d		Becco Mine 15-318e		Becco Mine 15-322d			
Locality	Arg	Op	Arg	Op	Sil	mV	Sil	JP	Sil	mL	JP	Sil	mL	JP	Sil	mL	JP	Sil	mL	JP	Sil	mBx	JP	Sil	mL	JP	Sil	mL	JP			
Alteration Type	Blister Zone	Op	Blister Zone	Op																												
Mineralization Style	Blister Zone	Op	Blister Zone	Op																												
Mineral	Op	Op	Op	Op																												
Serie	URH	URH	URH	URH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH	MRH			
Unit	Punta Mingosa	Punta Mingosa	Punta Mingosa	Punta Mingosa	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara	Matzaccara			
Subunit	PM-s	PM-s	PM-s	PM-s	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ			
FRX %	LCO2																Montagna di Capo Rosso / Matzaccara (contact)															
SiO ₂	93.94	93.75	93.22	91.01	66.73	57.66	69.40	69.40	69.57	69.64	73.07	89.56	79.40	65.79	71.43	54.57																
TiO ₂	0.18	0.18	0.09	0.04	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.06																
Al ₂ O ₃	1.51	1.41	1.86	0.32	<LL	<LL	0.52	0.28	0.28	0.14	<LL	0.08	0.24	0.04	0.01	1.22																
Fe ₂ O ₃	0.81	0.11	0.64	3.56	29.62	36.31	25.54	25.43	25.43	26.07	23.28	7.46	16.88	29.29	25.04	34.20																
MnO	0.01	0.01	0.04	1.71	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	1.23																
MgO	0.29	0.24	0.39	0.34	0.09	0.16	0.22	0.11	0.11	0.13	0.12	0.07	0.08	0.11	0.09	0.31																
CaO	0.08	0.09	0.20	0.13	0.28	0.46	0.19	0.14	0.14	0.20	0.17	1.15	0.29	0.21	0.18	1.25																
Na ₂ O	0.32	0.79	0.09	0.03	<LL	0.09	0.33	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	0.12																
K ₂ O	0.11	0.13	0.12	0.33	0.02	0.01	0.13	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	<LL	0.01	0.02	0.11																
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.06	0.05	0.02	0.06	0.08	0.03	0.96																
H ₂ O	2.74	3.10	3.24	2.42	3.02	5.06	4.48	4.05	4.05	3.51	3.26	1.62	2.92	4.24	2.87	5.41																
Total	99.92	99.79	99.84	99.55	96.83	96.16	98.27	97.15	97.15	97.19	97.67	99.25	98.21	96.87	97.19	96.07																
MnO/Fe ₂ O ₃	0.01	0.06	0.06	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04																
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	62.13	66.54	50.20	280.90	ND	ND	134.50	249.37	249.37	515.87	ND	1133.68	325.39	1604.51	14286.00	44.81																
SiO ₂ /Fe ₂ O ₃	115.97	860.11	145.43	25.56	2.25	1.59	2.72	2.74	2.74	2.67	3.14	12.01	4.70	2.25	2.85	1.60																
Element from major oxide (ppm)	439102 438237																435745															
Si	1103	1079	510	210	78	90	42	204	204	120	84	162	96	144	126	384																
Ti	8002	7457	9828	1715			2731	1477	1477	714	418	418	1291	217	26	6446																
Al	5098	686	4034	22412	186387	228523	160709	160035	160035	164088	146523	46932	106243	184366	157568	215249																
Fe	46	46	279	13228	85	85	108	333	333	170	232	39	77	124	46	9542																
Mn	1743	1423	2358	2020	549	953	1303	688	688	790	712	428	495	639	543	1876																
Mg	600	608	1458	893	2016	3317	1330	1029	1029	1415	1201	8199	2087	1523	1315	8921																
Ca	2344	5823	682	200	166	631	2411	141	141	91	75	125	42	42	141	880																
Na	880	1071	996	2731	70	42	1096	70	70	257	231	79	249	332	148	880																
K	70	44	70	109	70	113	70	70	70	70	70	70	70	70	70	880																
P																																

Island		San Pietro																														
Locality	Geniò 15-233b	Geniò 15-234c	La Piramide 15-276		Becco Mine 15-199		Becco Mine 15-250c		Becco Mine 15-252		Becco Mine 15-253		Becco Mine 15-256a		Becco Mine 15-256b		Becco Mine 15-318a		Becco Mine 15-318c		Becco Mine 15-318d		Becco Mine 15-318e		Becco Mine 15-322d							
Sample ID	Arg	Arg	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil				
Alteration Type	BlisterZone	BlisterZone	mV	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op				
Mineralization Style	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op				
Mineral	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op	Op				
Serie	URH		MRH		LCO		MRH		MRH		MRH		MRH		MRH		MRH		MRH		MRH		MRH		MRH		MRH					
Unit	Punta Mingosa		Matzaccara		Genarbi		Genarbi		Genarbi		Genarbi		Genarbi		Genarbi		Genarbi		Genarbi		Genarbi		Genarbi		Genarbi		Genarbi		Genarbi			
Subunit	PM-s	PM-s	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ	MZ			
ICP-MS ppm																																
As	11.20	2.91	0.57	1899.22	2919.84	1923.87	1285.15	1257.03	1321.45	207.10	653.66	1916.88	1734.46	2110.00																		
Ag	0.84	1.16	0.19	2.11	3.02	13.95	0.38	0.64	0.48	0.77	0.38	0.68	1.55	0.16																		
Au	0.12	0.16	0.16	0.07	0.02	1.40	0.63	0.11	0.25	0.11	0.43	0.42	0.29	<LL																		
Ba	23.24	43.97	13.72	2051.84	3752.53	1183.75	1244.55	1692.66	1068.08	748.50	19438.63*	4361.26	3110.20	870.00																		
Be	3.65	2.65	2.54	4.13	2.39	1.93	8.46	5.53	5.36	1.96	9.05	31.40	7.90	57.70																		
Bi	0.68	0.10	0.05	0.01	<LL	0.01	0.18	0.17	0.11	0.01	0.06	0.05	0.01	0.48																		
Cd	0.19	0.21	0.08	3.32	4.86	4.69	1.19	1.72	1.42	0.40	0.82	1.74	1.31	5.33																		
Co	19.97	26.41	20.97	31.94	25.67	21.75	124.26	52.14	26.40	78.11	118.49	83.62	46.42	38.90																		
Cr	8.79	8.81	9.66	8.23	7.90	8.59	9.52	9.26	8.74	21.45	27.64	12.29	9.08	>100																		
Cs	2.43	1.65	3.14	22.25	0.89	0.43	0.62	0.73	0.65	0.29	0.23	0.38	0.71	5.00																		
Cu	2.43	2.09	0.93	6.64	3.14	0.91	2.02	2.21	1.60	1.59	21.31	2.32	2.63	4.80																		
Ga	3.54	1.65	3.06	0.33	0.26	0.14	0.50	0.26	0.32	0.68	0.29	0.34	0.88	6.40																		
Ge	0.35	0.32	0.08	17.98	11.77	11.68	11.45	10.69	8.94	3.47	6.98	9.95	16.03	0.08																		
Hf	13.40	18.80	3.84	<LL	0.11	0.26	0.17	0.12	0.47	0.25	0.23	0.23	0.24	0.80																		
In	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	0.37																		
Li	7.64	1.22	2.88	10.51	10.71	3.04	6.19	15.95	10.08	7.27	4.66	6.45	11.85	4.70																		
Mn	40.47	43.84	276.07	62.18	59.67	84.40	260.24	127.02	212.25	31.33	69.90	99.11	30.47	9380.00																		
Mo	5.80	2.32	0.75	37.99	37.84	36.47	53.60	9.13	8.98	16.19	9.18	15.37	15.62	43.10																		
Nb	25.87	29.50	8.23	2.25	0.52	4.94	17.57	2.66	11.86	4.14	5.71	12.25	9.47	1.70																		
Ni	1.68	1.97	2.22	1.63	1.40	2.13	2.72	1.96	2.05	53.11	10.89	4.72	2.46	12.50																		
Pb	7.81	5.28	2.87	381.04	154.88	171.74	366.20	257.17	214.56	25.96	120.78	147.16	90.05	402.00																		
Rb	5.60	5.36	9.35	1.26	0.71	0.81	2.28	1.59	1.38	1.01	0.39	0.63	1.33	9.40																		
Sb	6.92	0.94	0.24	159.74	154.62	137.05	66.93	68.18	55.49	34.53	77.54	175.85	152.70	91.20																		
Sc	1.33	0.85	2.91	0.17	<LL	1.22	0.66	0.15	0.85	0.38	0.15	0.19	0.22	3.40																		
Sn	22.25	1.11	1.07	0.30	0.50	3.52	0.60	0.33	0.44	0.44	0.35	0.44	0.51	0.40																		
Sr	10.98	7.91	24.73	115.39	148.72	64.09	58.82	57.49	47.37	33.11	150.22	30.80	175.80	101.00																		

Island	San Pietro																											
	Geniò		Geniò		Becco Mine		Becco Mine		Becco Mine		Becco Mine		Becco Mine		Becco Mine													
	15-233b	Arg	15-234c	Arg	15-276	Sil	15-199	Sil	15-250a	Sil	15-252	Sil	15-253	Sil	15-256a	Sil	15-318a	Sil	15-318c	Sil	15-318d	Sil	15-318e	Sil	15-322d	Sil		
Alteration Type	BlisterZone	Op	Op	mV	Op	JP	JP	mL	JP	mL	JP	mL	JP	mL	JP	mL	JP	mBx	JP	mL	JP	mL	JP	mL	JP	mL		
Mineralization Style	Op	Op	Op	Op	Op	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP		
Mineral	Op	Op	Op	Op	Op	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP		
Serie	URH	URH	URH	MRH	MRH	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi		
Unit	Punta Mingosa	Punta Mingosa	Punta Mingosa	Matzaccara	Matzaccara	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi	Genarbi		
Subunit	PM-s	PM-s	PM-s	MZ	MZ	LCO2	LCO2	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ		
ICP-MS ppm																												
Ta	2.75	3.67		3.51	3.09	1.44	0.24	26.21	13.13	1.99	5.01	2.02	3.16	8.26	5.93	0.18												
Te	0.74	0.08		0.06	0.07	<LL	<LL	0.25	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL
Th	14.20	19.50		2.37	0.46	0.15	0.08	0.90	0.10	0.11	0.18	0.10	0.06	0.16	0.14	0.58												
Tl	2.22	0.32		0.09	8.05	0.13	0.07	0.03	0.17	0.15	0.14	0.07	0.09	0.10	0.09	2.18												
U	3.30	4.53		0.43	7.69	10.34	6.13	10.59	9.16	4.79	5.12	1.39	13.64	9.36	11.36	24.50												
V	7.06	6.46		1.19	41.80	<LL	<LL	<LL	<LL	<LL	5.17	21.58	91.92	85.93	103.79	177.00												
W	78.10	94.04		146.32	254.52	255.71	35.34	9.24	1523.76	303.79	405.74	548.45	882.94	1065.73	900.18	1070.00												
Zn	32.65	20.07		19.32	346.05	792.62	752.76	347.10	559.20	277.46	272.38	29.59	110.50	162.36	147.12	1290.00												
Zr	190.94	289.09		36.54	17.30	1.22	1.37	1.81	1.98	1.55	2.55	2.15	1.37	2.15	1.95	82.50												
La	24.30	0.75		6.76	8.31	0.93	1.25	0.88	5.41	2.17	1.96	0.55	1.86	1.98	1.46	6.60												
Ce	45.52	6.00		9.68	41.55	1.39	0.88	1.17	6.68	2.14	2.24	0.76	1.29	1.74	1.72	13.35												
Pr	4.74	0.22		1.50	1.69	0.18	0.15	0.14	0.78	0.36	0.32	0.10	0.24	0.27	0.19	1.38												
Nd	15.87	0.93		5.56	6.80	0.65	0.57	0.54	3.05	1.40	1.29	0.40	1.01	1.08	0.71	5.60												
Sm	2.69	0.31		1.05	1.50	0.13	0.10	0.15	0.61	0.32	0.29	0.08	0.25	0.22	0.15	1.20												
Eu	0.07	0.03		0.15	0.39	0.31	0.55	0.18	0.35	0.32	0.19	0.10	2.55	0.63	0.44	0.21												
Gd	2.92	0.68		1.05	2.65	0.15	0.14	0.21	0.87	0.39	0.36	0.09	0.39	0.29	0.19	1.80												
Tb	0.46	0.18		0.16	0.48	0.02	0.01	0.05	0.12	0.06	0.05	0.01	0.04	0.04	0.02	0.30												
Dy	3.02	1.68		0.93	3.71	0.10	0.08	0.47	0.70	0.33	0.28	0.08	0.22	0.21	0.13	2.03												
Y	17.57	14.78		4.39	55.69	0.87	0.85	3.56	4.81	2.17	1.80	0.43	1.61	1.43	0.92	20.60												
Ho	0.64	0.47		0.17	1.08	0.02	0.02	0.15	0.13	0.06	0.05	0.02	0.04	0.04	0.03	0.50												
Er	2.08	1.74		0.53	3.51	0.06	0.05	0.66	0.39	0.19	0.14	0.05	0.13	0.12	0.09	1.51												
Tm	0.32	0.30		0.07	0.43	0.01	0.01	0.14	0.05	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.26												
Yb	2.28	2.15		0.49	2.26	0.06	0.04	1.24	0.30	0.16	0.11	0.05	0.11	0.10	0.09	1.70												
Lu	0.35	0.35		0.07	0.36	0.01	0.01	0.25	0.05	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.31												
Sum_REE	105.26	15.79		28.18	74.71	4.01	3.85	6.21	19.49	7.95	7.33	2.30	8.18	6.75	5.25	36.75												
V/Cr	2.00	1.68		0.45	6.01	0.11	0.11	0.41	0.51	0.23	0.21	0.02	0.06	0.12	0.10	0.21												

Island		San Pietro															
Locality	Geniò	La Piramide	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine	Becco Mine
Sample ID	15-233b	15-276	15-199	15-250a	15-250c	15-252	15-253	15-256a	15-256b	15-318a	15-318c	15-318d	15-318e	15-322d			
Alteration Type	Arg Arg	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil			
Mineralization Style	Blister Zone	mV	JP	mL	mL	mL	mL	mL	mL	mBx	mBx	mL	mL	mL			
Mineral	Op	Op	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP			
Serie	URH	MRH	LCO	MRH													
Unit	Punta Mingosa	Matzaccara	Genarbi	Montagna di Capo Rosso / Matzaccara (contact)													
Subunit	PM-S	MZ	LCO2	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ
REE Normalized: Post-Archean Australian Shale PAAS (McLennan, 1989)																	
LaSN	0.64	0.18	0.22	0.02	0.03	0.02	0.14	0.06	0.05	0.01	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.17
CeSN	0.57	0.12	0.52	0.02	0.01	0.01	0.08	0.03	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.17
PrSN	0.54	0.17	0.19	0.02	0.02	0.02	0.09	0.04	0.04	0.01	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.16
NdSN	0.47	0.16	0.20	0.02	0.02	0.02	0.09	0.04	0.04	0.01	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.17
SmSN	0.48	0.19	0.27	0.02	0.02	0.03	0.11	0.06	0.05	0.01	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03	0.22
EuSN	0.06	0.14	0.36	0.29	0.50	0.16	0.33	0.30	0.18	0.09	2.36	0.59	0.41	0.19	0.04	0.03	0.19
GdSN	0.63	0.23	0.57	0.03	0.03	0.04	0.19	0.08	0.08	0.02	0.08	0.06	0.04	0.06	0.04	0.03	0.39
TbSN	0.59	0.24	0.62	0.02	0.02	0.06	0.16	0.07	0.06	0.02	0.05	0.05	0.03	0.05	0.03	0.03	0.39
DySN	0.65	0.20	0.79	0.02	0.02	0.10	0.15	0.07	0.06	0.02	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03	0.43
YSN	0.65	0.16	2.06	0.03	0.03	0.13	0.18	0.08	0.07	0.02	0.06	0.05	0.03	0.06	0.05	0.03	0.76
HoSN	0.64	0.17	1.09	0.02	0.02	0.15	0.13	0.06	0.05	0.02	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.50
ErSN	0.73	0.19	1.23	0.02	0.02	0.23	0.14	0.07	0.05	0.02	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03	0.53
TmSN	0.80	0.18	1.06	0.02	0.01	0.33	0.12	0.07	0.04	0.02	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.64
YbSN	0.81	0.17	0.80	0.02	0.01	0.44	0.11	0.06	0.04	0.02	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.60
LuSN	0.81	0.17	0.82	0.02	0.02	0.57	0.11	0.06	0.04	0.02	0.04	0.04	0.03	0.07	0.05	0.04	0.72
Eu/Eu*(SN)	0.12	0.35	0.93	10.49	21.69	4.71	2.29	4.24	2.81	5.69	38.39	11.72	12.12	12.12	12.12	12.12	0.67
LaSN/YbSN	0.79	0.03	0.27	1.14	2.31	0.05	1.33	1.00	1.32	0.81	1.25	1.46	1.20	1.20	1.20	1.20	0.29
LaSN/SmSN	1.31	0.35	0.80	1.04	1.82	0.85	1.29	0.99	0.98	1.00	1.08	1.31	1.41	1.41	1.41	1.41	0.80
CeSN/YbSN	0.71	0.10	0.65	0.82	0.78	0.03	0.79	0.47	0.72	0.54	0.42	0.62	0.68	0.68	0.68	0.68	0.28
CeSN/SmSN	1.18	1.35	1.93	0.75	0.61	0.54	0.76	0.47	0.54	0.66	0.36	0.55	0.80	0.80	0.80	0.80	0.78
EuSN/YbSN	0.08	0.04	0.45	13.58	35.58	0.37	3.08	5.21	4.58	5.33	60.51	16.50	12.71	12.71	12.71	12.71	0.32
CeSN*	0.59	0.02	0.21	0.02	0.03	0.02	0.12	0.05	0.05	0.01	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.17
CeSN/CeSN*	0.97	4.00	2.54	1.00	0.40	0.50	0.70	0.60	0.67	1.00	0.50	0.50	0.67	0.67	0.67	0.67	1.03
EuSN/EuSN*	0.11	0.29	0.86	11.60	20.00	4.57	2.20	4.29	2.77	6.00	36.31	11.80	11.71	11.71	11.71	11.71	0.62
YSN/YSN*	1.01	1.33	2.19	1.50	1.50	1.04	1.29	1.23	1.27	1.00	1.33	1.25	1.00	1.00	1.00	1.00	1.63

		San Pietro																
Locality	Geniò		La Piramide		LCO		Montagna di Capo Rosso / Mazziacca (contact)										MRH	
Sample ID	15-233b	15-234c	15-276	15-199	15-250a	15-250c	15-252	15-253	15-256a	15-256b	15-318a	15-318c	15-318d	15-318e	15-322d			
Alteration Type	Arg	Arg	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil	Sil			
Mineralization Style	Blister Zone		mV	JP	mL	mL	mL	mL	mL	mL	mBx	mBx	mL	mL	mL			
Mineral	Op	Op	Op	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP	JP			
Serie	URH		MRH	Genarbi														
Unit	Punta Mingosa		Matzaccara															
Subunit	PM-s	PM-s	MZ	LC02	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	MCR/MZ	
REE Normalized: Chondrite (Boynnton, 1984)																		
LaCN	78.39	2.42	21.81	26.81	3.00	4.03	2.84	17.45	7.00	6.32	1.77	6.00	6.39	4.71	21.29			
CeCN	56.34	7.43	11.98	51.42	1.72	1.09	1.45	8.27	2.65	2.77	0.94	1.60	2.15	2.13	16.52			
PrCN	38.88	1.78	12.31	13.84	1.43	1.20	1.11	6.41	2.92	2.63	0.82	1.96	2.22	1.57	11.31			
NdCN	26.45	1.55	9.27	11.33	1.08	0.95	0.90	5.08	2.33	2.15	0.67	1.68	1.80	1.18	9.33			
SmCN	13.79	1.59	5.38	7.69	0.67	0.51	0.77	3.13	1.64	1.49	0.41	1.28	1.13	0.77	6.15			
EuCN	0.95	0.46	2.00	5.33	4.24	7.41	2.41	4.82	4.34	2.63	1.39	34.68	8.60	5.96	2.86			
GdCN	11.28	2.63	4.05	10.24	0.58	0.54	0.81	3.36	1.52	1.39	0.34	1.51	1.13	0.75	6.95			
TbCN	9.6	3.88	3.31	10.06	0.38	0.3	1.05	2.53	1.2	1.05	0.27	0.8	0.76	0.49	6.33			
DyCN	9.39	5.22	2.9	11.51	0.31	0.25	1.46	2.17	1.02	0.88	0.23	0.69	0.65	0.41	6.3			
HoCN	8.86	6.55	2.38	15.1	0.28	0.22	2.03	1.85	0.89	0.7	0.22	0.61	0.57	0.39	6.96			
ErCN	9.9	8.26	2.51	16.7	0.28	0.22	3.15	1.83	0.9	0.67	0.22	0.62	0.55	0.4	7.19			
TmCN	10	9.1	2.28	13.3	0.25	0.15	4.17	1.54	0.83	0.56	0.22	0.56	0.49	0.4	8.02			
YbCN	10.91	10.29	2.34	10.81	0.29	0.19	5.93	1.44	0.77	0.53	0.24	0.53	0.48	0.43	8.13			
LuCN	10.84	10.84	2.3	11.06	0.31	0.28	7.67	1.49	0.81	0.56	0.25	0.9	0.62	0.53	9.63			
Eu/Eu*(CN)	0.08	0.23	0.43	0.6	6.81	14.08	3.06	1.49	2.75	1.83	3.7	24.93	7.61	7.87	0.44			
LaCN/YbCN	7.19	0.24	9.3	2.48	10.45	21.07	0.48	12.16	9.14	12.01	7.42	11.4	13.35	10.94	2.62			
LaCN/SmCN	5.68	1.52	4.05	3.48	4.5	7.86	3.69	5.58	4.27	4.25	4.32	4.68	5.66	6.12	3.46			
CeCN/YbCN	5.16	0.72	5.11	4.76	5.99	5.69	0.24	5.76	3.46	5.27	3.93	3.03	4.5	4.94	2.03			
CeCN/SmCN	4.08	4.67	2.22	6.69	2.58	2.12	1.88	2.64	1.61	1.86	2.29	1.25	1.91	2.77	2.68			
EuCN/YbCN	0.09	0.04	0.85	0.49	14.79	38.74	0.41	3.36	5.67	4.99	5.8	65.89	17.97	13.84	0.35			

Tabla 19.19: Datos Geoquímicos de zonas de alteración argílica.

Place	Locality	Sample ID	Alteration	Host Rock	Mineral Association	Predominant Mineral	Major oxides (FRX) %														
							SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O _P	Total			
San Pietro	Becco Mine	15-247a	Argillic	MZ	Cy	Illite	57.26	0.62	17.31	3.35	0.08	2.82	1.30	1.88	1.65	0.02	13.71	99.67			
	Becco Mine	15-248					76.20	0.16	4.89	5.28	0.06	0.89	0.48	0.76	0.74	0.02	10.35	99.35			
	La Piramide	15-298					54.11	0.58	18.61	5.19	0.15	2.69	0.83	3.01	2.55	0.01	12.28	99.48			
	La Punta	15-310c					55.56	0.30	11.62	19.77	0.02	0.13	0.45	3.46	4.44	0.05	4.08	97.95			
Place	Locality	Sample ID	Alteration	Host Rock	Mineral Association	Predominant Mineral	Trace elements (ICP-MS) ppm														
							As	Ag	Au	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Cr	Cs	Cu	Ga			
San Pietro	Becco Mine	15-247a	Argillic	MZ	Cy	Illite	15.29	4.94	0.21	1262.95	5.65	0.28	2.24	3.70	4.66	4.39	8.60	28.34			
	Becco Mine	15-248					60.74	1.25	0.03	359.54	6.44	1.06	0.81	9.31	9.75	16.41	2.84	6.44			
	La Piramide	15-298					0.05	0.42	<LL	0.03	0.18	0.42	0.54	489.55	10.19	0.52	141.36	3.60			
	La Punta	15-310c					0.06	0.07	<LL	0.05	0.11	0.90	0.20	442.86	6.66	0.01	176.63	13.11			
Place	Locality	Sample ID	Alteration	Host Rock	Mineral Association	Predominant Mineral	Trace elements (ICP-MS) ppm														
							Ge	Hf	In	Li	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	Sb	Sc				
San Pietro	Becco Mine	15-247a	Argillic	MZ	Cy	Illite	0.75	15.07	<LL	18.88	0.53	49.76	0.83	336.43	34.00	1.64	12.65				
	Becco Mine	15-248					0.90	9.09	<LL	31.21	1.58	10.65	2.00	617.46	25.93	13.27	2.31				
	La Piramide	15-298					6.87	3.61	3.28	10.68	4.76	10.03	41.21	30.37	0.74	104.70	58.38				
	La Punta	15-310c					9.80	5.84	5.53	11.03	1.25	4.37	15.24	3.31	2.47	31.32	54.11				
Place	Locality	Sample ID	Alteration	Host Rock	Mineral Association	Predominant Mineral	Trace elements (ICP-MS) ppm														
							Sn	Sr	Ta	Te	Th	Ti	U	V	W	Zh	Zr				
San Pietro	Becco Mine	15-247a	Argillic	MZ	Cy	Illite	4.99	701.71	3.92	0.33	23.93	0.28	5.22	33.51	9.02	447.15	429.93				
	Becco Mine	15-248					3.09	285.83	0.55	0.26	7.05	0.86	1.13	17.74	18.20	301.22	116.27				
	La Piramide	15-298					2.71	9.68	47.00	14.39	45.52	8.40	0.56	7.40	86.42	2.20	7.04				
	La Punta	15-310c					3.31	40.20	42.08	2.96	140.55	8.37	0.55	1.28	43.32	3.07	5.25				
Place	Locality	Sample ID	Alteration	Host Rock	Mineral Association	Predominant Mineral	REE elements (ICP-MS) ppm														
							La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
San Pietro	Becco Mine	15-247a	Argillic	MZ	Cy	Illite	73.08	108.57	16.41	59.83	10.97	2.39	11.16	1.66	9.51	47.79	1.68	5.26	0.74	4.95	0.75
	Becco Mine	15-248					6.65	20.45	1.45	5.57	1.31	0.35	1.54	0.26	1.71	8.31	0.35	1.09	0.17	1.14	0.17
	La Piramide	15-298					8.87	<LL	1.17	24.25	0.53	364.49	1023.57	13.38	27.27	20.78	1.43	35.36	6.33	1.24	1.94
	La Punta	15-310c					9.60	9.62	1.91	5.94	0.78	77.05	45.83	11.46	100.86	14.72	1.41	40.90	2.41	1.56	1.31

Tabla 19.20: Resultados de isotopía de elementos estables para ^{18}O y ^{34}S en barita. Mineralizaciones de San Pietro, sector Mina Capo Becco.

Sample	Mineral	weight (mg)	Int.28 (mV)	% O	Measured Value			Standard Value	
					$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	1SD	Mean	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	1SD
YCEM	Barite	0.189	6208	28.6	17.6	0.24		17.6	0.5
YCEM	Barite	0.178	5887	28.4	17.6	0.24		17.6	0.5
YCEM	Barite	0.179	5968	28.6	17.5	0.24		17.6	0.5
H2SO4	Barite	0.195	6507	28.9	12.9	0.34		13.2	0.5
H2SO4	Barite	0.172	5669	28.6	13.6	0.34		13.2	0.5
H2SO4	Barite	0.159	5247	28.9	13.3	0.34		13.2	0.5
NBS 127	Barite	0.155	4927	27.2	9.3	0.32		9.3	0.4
NBS 127	Barite	0.175	5631	27.3	9.4	0.32		9.3	0.4
NBS 127	Barite	0.165	5289	27.2	9.0	0.32		9.3	0.4
YCEM	Barite	0.169	5529	28.5	18.0	0.24		17.6	0.5
YCEM	Barite	0.194	6324	28.0	17.2	0.24		17.6	0.5
H2SO4	Barite	0.169	5732	29.1	12.7	0.34		13.2	0.5
H2SO4	Barite	0.188	6499	30.0	12.7	0.34		13.2	0.5
NBS 127	Barite	0.189	6076	27.6	8.7	0.32		9.3	0.4
NBS 127	Barite	0.174	5627	27.9	8.9	0.32		9.3	0.4
255A	Barite	0.175	5530	27.2	10.3	0.30	10.30	Sample	Sample
255A	Barite	0.170	5460	27.5	10.3	0.30		Sample	Sample
255B	Barite	0.185	5851	27.4	10.1	0.30	10.05	Sample	Sample
255B	Barite	0.198	6240	27.2	10.0	0.30		Sample	Sample
YCEM	Barite	0.194	6387	28.7	17.4	0.24		17.6	0.5
YCEM	Barite	0.170	6160	31.3	17.5	0.24		17.6	0.5
H2SO4	Barite	0.198	6813	29.7	12.9	0.34		13.2	0.5
H2SO4	Barite	0.170	5879	29.9	13.2	0.34		13.2	0.5
NBS 127	Barite	0.177	4199	20.3	9.6	0.32		9.3	0.4
NBS 127	Barite	0.192	6298	28.1	8.9	0.32		9.3	0.4
Sample	Mineral	weight (mg)	Int.64 (mV)	% S	Measure Value			Standard Value	
					$\delta^{34}\text{S}$ (CDT)	1SD		$\delta^{34}\text{S}$ (CDT)	1SD
NBS 127	Barite	0.288	972	13.0	20.5	0.23		20.3	0.4
NBS 127	Barite	0.306	1062	13.7	20.5	0.23		20.3	0.4
YCEM	Barite	0.320	1113	13.9	12.5	0.06		12.8	0.4
YCEM	Barite	0.315	1113	14.2	12.4	0.06		12.8	0.4
SO-5	Barite	0.287	904	13.2	0.4	0.27		0.5	0.2
SO-5	Barite	0.356	793	13.8	0.8	0.27		0.5	0.2
SO-6	Barite	0.321	1078	13.8	-34.1	0.21		-34.1	0.2
SO-6	Barite	0.306	1038	13.9	-34.0	0.21		-34.1	0.2
255A	Barite	0.344	1222	14.3	19.4	0.22		Sample	Sample
255B	Barite	0.343	1199	14.1	19.4	0.22		Sample	Sample
NBS-127	Barite	0.317	933	12.6	20.9	0.23		20.3	0.4
YCEM	Barite	0.306	1044	13.7	12.4	0.06		12.8	0.4
SO-5	Barite	0.318	1118	14.1	0.3	0.27		0.5	0.2
SO-6	Barite	0.347	1236	14.0	-34.4	0.21		-34.1	0.2

Tabla 19.21: Resultados de isotopía de elementos estables para ^{18}O y ^{13}C en calcita. Mineralizaciones de San Pietro, sector Mina Capo Becco.

Sample	Mineral	weight (μg)	P CO_2 (μbar)	Expa.	P CO_2 final (μbar)	Int. 44 (mV)	Measured Values				Standard Value			
							$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	1SD	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	1SD	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	1SD	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	1SD
RC-1		68	1065	0.00	1066	4023	2.83	0.001	-2.07	0.007	2.83	0.006	-2.080	0.023
CECC		67	1093	0.00	1093	3993	-20.77	0.002	-17.56	0.003	-20.77	0.010	-17.560	0.015
RC-1		77	1227	0.00	1227	4714	2.83	0.001	-2.09	0.006	2.83	0.006	-2.080	0.023
CECC		73	1189	0.00	1189	4308	-20.77	0.002	-17.57	0.010	-20.77	0.010	-17.560	0.015
RC-1		81	1253	0.00	1255	5044	2.84	0.004	-2.04	0.025	2.83	0.006	-2.080	0.023
CECC		83	1315	0.00	1317	5114	-20.78	0.008	-17.53	0.021	-20.77	0.010	-17.560	0.015
RC-1		84	1272	0.00	1272	5139	2.83	0.003	-2.10	0.017	2.83	0.006	-2.080	0.023
CECC		86	1333	0.00	1333	5392	-20.76	0.008	-17.57	0.007	-20.77	0.010	-17.560	0.015
319a-1	Calcite	86	1307	0.00	1307	5308	-10.37	0.004	-2.96	0.011	Sample	Sample	Sample	Sample
319a-2	Calcite	83	1238	0.00	1238	4738	-10.39	0.004	-2.86	0.011	Sample	Sample	Sample	Sample
319b-1	Calcite	108	1348	0.00	1348	5519	-10.53	0.004	-3.89	0.011	Sample	Sample	Sample	Sample
319b-2	Calcite	84	1116	0.00	1116	4054	-10.09	0.004	-3.64	0.011	Sample	Sample	Sample	Sample
RC-1		71	1156	0.00	1156	4218	2.83	0.001	-2.09	0.006	2.83	0.006	-2.08	0.023
CECC		69	1155	0.00	1155	4175	-20.76	0.008	-17.54	0.012	-20.77	0.010	-17.56	0.015
CECC		73	1194	0.00	1194	4347	-20.78	0.006	-17.57	0.006	-20.77	0.010	-17.56	0.015
RC-1		74	1209	0.00	1209	4390	2.83	0.002	-2.08	0.002	2.83	0.006	-2.08	0.023
CECC		82	1320	0.00	1320	5119	-20.77	0.003	-17.57	0.004	-20.77	0.010	-17.56	0.015
RC-1		83	1313	0.00	1313	5170	2.82	0.009	-2.11	0.020	2.83	0.006	-2.08	0.023
CECC		86	1339	0.00	1339	5351	-20.75	0.012	-17.57	0.005	-20.77	0.010	-17.56	0.015
RC-1		84	1369	0.00	1369	5224	2.83	0.003	-2.05	0.019	2.83	0.006	-2.08	0.023

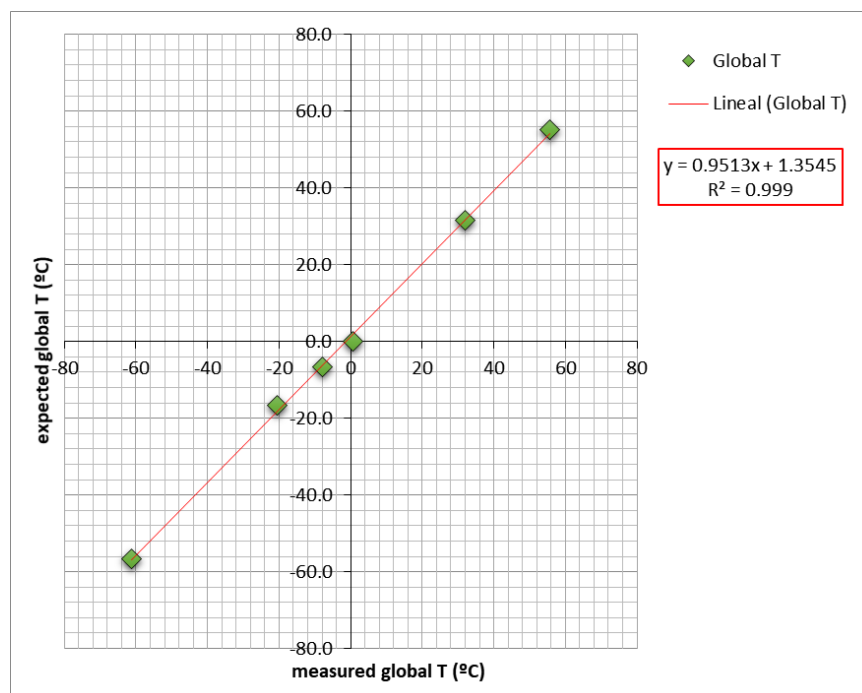
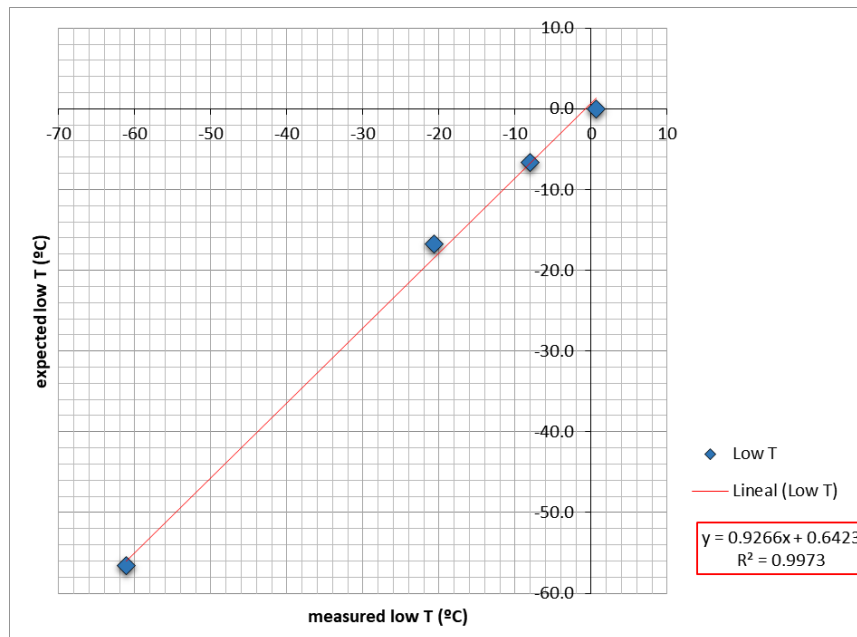
19.11 Parámetros de Celda Mineral. Difracción de rayos-X y método Rietveld

Tabla 19.22: Cuantificación y refinamiento mediante método Rietveld, de los difractogramas de xenolitos calcosilicatados. Parámetros de celda de cada mineral.

Sample	sanidine C2/m Phillips and Ribbe, 1973	sodian anorthite P-1 Wainwright and Starkey, 1971	crystalite P4_12_12 Downs and Palmer, 1994	celsian I2/c Griffen and ribbe, 1976	hyalophane C2/m De Fleri et al., 1977	nontronite C2/m Dayniak et al., 2006
15-292	a (Å)	8.21				
	b (Å)	12.95				
	c (Å)	14.12				
15-354	a (Å)	8.58	8.27	4.98	8.70	
	b (Å)	12.97	13.03	4.98	12.99	
	c (Å)	7.15	14.18	6.95	14.34	
15-230	a (Å)	8.34	8.18		8.56	5.11
	b (Å)	12.98	12.87		12.97	8.96
	c (Å)	7.17	14.26		7.16	10.11
15-351	a (Å)	9.53	8.20			
	b (Å)	12.99	12.90			
	c (Å)	7.17	14.30			
15-295	a (Å)		8.18			
	b (Å)		12.88			
	c (Å)		14.33			
14-09r	a (Å)		8.34		8.60	
	b (Å)		13.08		13.04	
	c (Å)		14.26		7.18	
14-09n	a (Å)	8.49	8.20			
	b (Å)	13.02	12.90			
	c (Å)	7.18	14.26			
15-339	a (Å)		8.12			
	b (Å)		12.85			
	c (Å)		14.26			
15-288	a (Å)		8.26			
	b (Å)		12.94			
	c (Å)		14.34			
17-386	a (Å)		8.25			
	b (Å)		12.98			
	c (Å)		14.29			
Sample	tridymite Cc Dollase and Baur, 1976	quartz low P3_221 Antao et al., 2008	montmorillonite P1 Viani et al., 2002	illite C2/m Drits et al., 2010	aegirine C2/c Cameron et al., 1973	tremolite C2/m Sueno et al., 1973
15-292	a (Å)	18.50	4.88			9.22
	b (Å)	4.97	4.88			18.27
	c (Å)	23.84	5.43			5.11
15-354	a (Å)					
	b (Å)					
	c (Å)					
15-230	a (Å)					
	b (Å)					
	c (Å)					
15-351	a (Å)	18.55	4.91			
	b (Å)	4.97	4.91			
	c (Å)	23.73	5.42			
15-295	a (Å)			5.18	5.23	
	b (Å)			8.99	8.87	
	c (Å)			15	10.16	
14-09r	a (Å)				9.93	
	b (Å)				8.41	
	c (Å)				5.35	
14-09n	a (Å)					
	b (Å)					
	c (Å)					
15-339	a (Å)	18.44		6.22		
	b (Å)	5.01		12.55		
	c (Å)	23.54		18.24		
15-288	a (Å)	18.38				
	b (Å)	4.98				
	c (Å)	23.88				
17-386	a (Å)	18.44				
	b (Å)	4.99				
	c (Å)	23.41				

19.12 Patrones de calibración de equipo para microtermometría. Platina Linkam THS600 stage.

Type	Name	Nº	Standard	Expected T	Measured T	Graphic	
LT	STD	1	CO2 natural FI Qz	-56.6	-61.1	Low T	Global T
LT	STD	2	H ₂ O_NaCl 20%	-16.7	-20.6		
LT	STD	3	H ₂ O_NaCl 10%	-6.6	-8.0		
LT	STD	4	H ₂ O ultrapure	0.0	0.7		
HT	STD	5	CO2 Th liquid	31.5	31.9	High T	
HT	STD	6	Sintetic material	55.1	55.6		

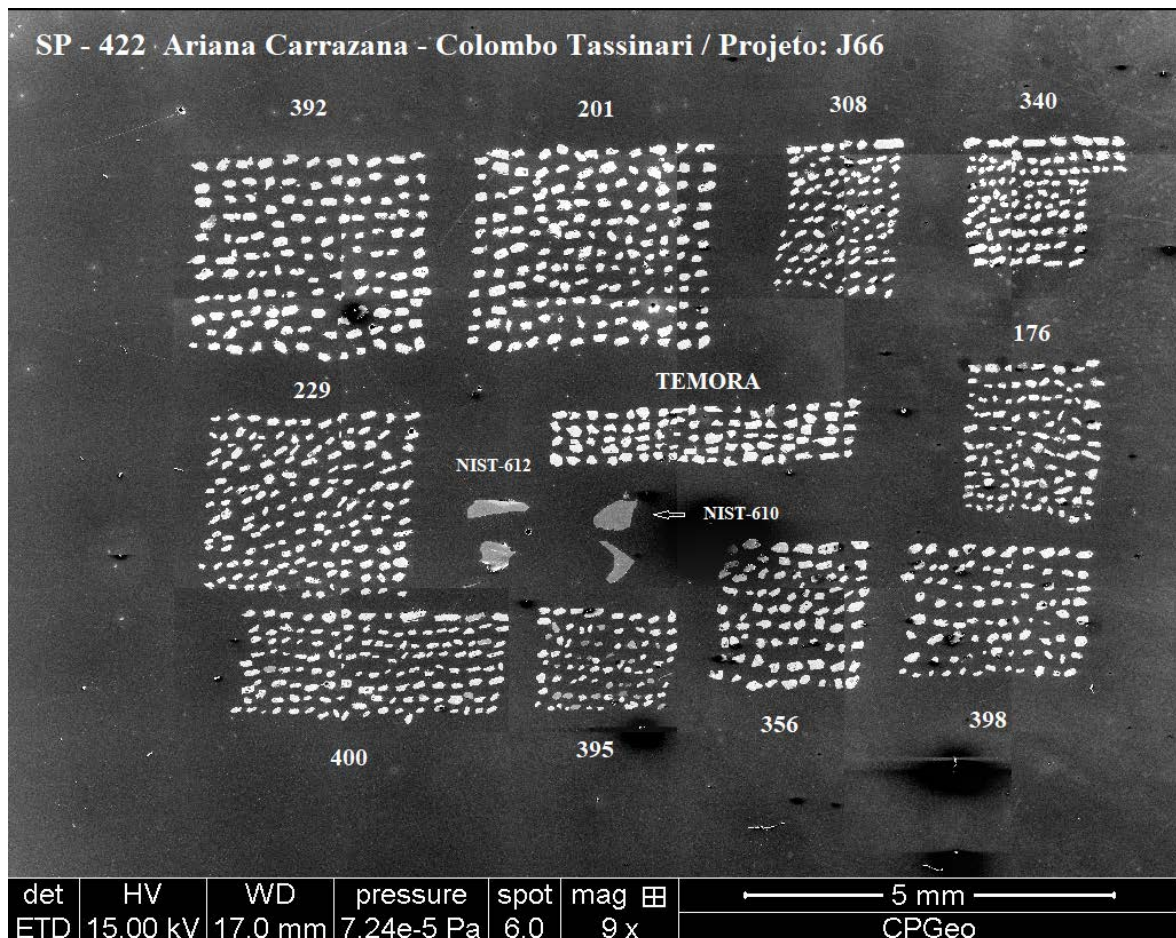


20. ANEXO V: Resultados Geocronológicos

Los datos y variables de medición reportadas por los laboratorios para los métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U-Th-Pb se presentan de manera independiente en tablas pdf ampliadas y archivos Excel (adjuntos a esta tesis), ya que el volumen de información es muy grande y el formato no es apropiado para el tamaño de estos anexos.

20.1 Método U-Th-Pb

Las muestras analizadas hasta el momento de presentar esta tesis corresponden a la probeta de la foto adjunta, con excepción de la muestra 15-340, la cual está pendiente de análisis. A continuación, se presentan los datos geocronológicos utilizados en el apartado 9.3.2 del capítulo 9 para el cálculo de edades U-Th-Pb en zircones, con software IsoplotR (Vermeesh, 2018) y las imágenes por catodoluminiscencia con los puntos medidos en cada tipo de roca.



Series: MRH Unit: MCR San Pietro UTM: 434867.61 / 4332940.16

Sample Point	²⁰⁶ Pbc %	²⁰⁶ Pb* ppm	U ppm	Th ppm	Th/U ppm	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	t.68 Age (Ma)	s [t.68]	Omit
17-400-1.1	2.48	0.18	85	60	0.71	407	4.9	0.0558	38	15.82	0.77	
17-400-2.1	0.00	0.20	91	59	0.65	401	2.2	0.0544	11	16.06	0.35	
17-400-3.1	1.72	0.96	446	464	1.04	398	1.9	0.0463	16	16.18	0.31	
17-400-4.1	3.06	0.43	200	177	0.89	403	2.5	0.0531	28	15.98	0.40	
17-400-5.1	5.09	0.75	334	413	1.24	381	2.5	0.0484	34	16.90	0.42	
17-400-6.1	7.50	0.20	95	91	0.96	420	5.7	0.0513	74	15.33	0.87	
17-400-7.1	4.11	0.16	72	44	0.61	391	6.2	0.0679	51	16.47	1.02	
17-400-8.1	13.58	0.21	99	98	0.99	400	7.9	0.053	94	16.10	1.27	
17-400-9.1	33.82	0.22	105	102	0.97	411	11.5	0.0548	188	15.67	1.80	x
17-400-10.1	0.51	1.05	495	727	1.47	404	2.4	0.0485	10	15.94	0.38	
17-400-11.1	1.53	0.38	183	126	0.69	410	4.1	0.0584	23	15.70	0.64	
17-400-12.1	10.12	0.20	93	61	0.66	390	6.3	0.0538	79	16.51	1.04	
17-400-13.1	7.06	0.22	99	85	0.86	392	4.6	0.0479	74	16.42	0.75	
17-400-14.1	2.71	0.20	92	77	0.84	404	4	0.0402	57	15.94	0.64	
17-400-15.1	52.32	0.70	247	347	1.40	303	20.5	0.0677	240	21.24	4.35	x
17-400-16.1	2.33	0.21	101	99	0.98	403	6.8	0.0489	44	15.98	1.09	

t.68: edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U, s [t.68]: incertidumbre estimada (error estándar) de las edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U

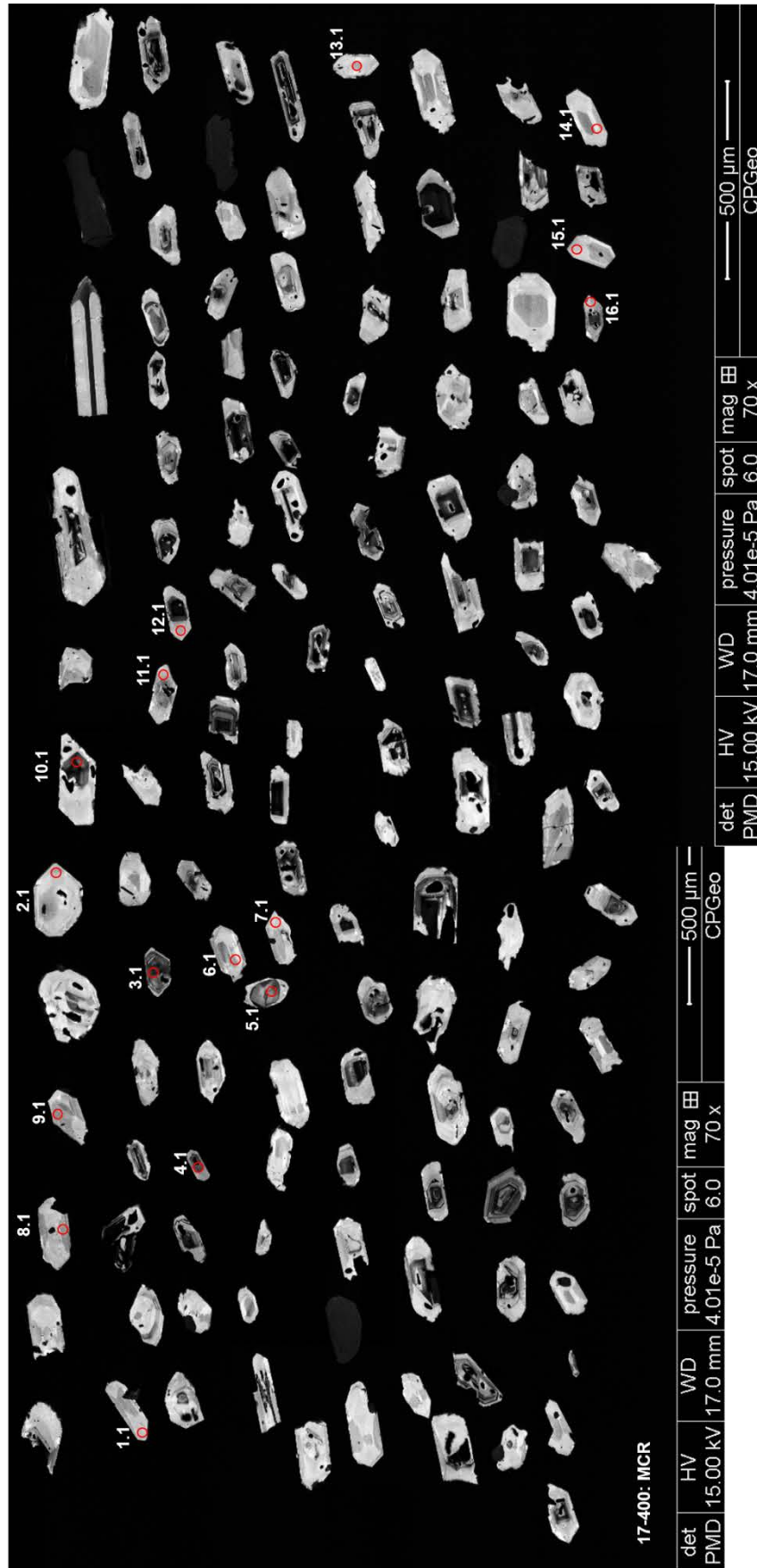
Pbc y Pb* indican las porciones común y radiogénica, respectivamente

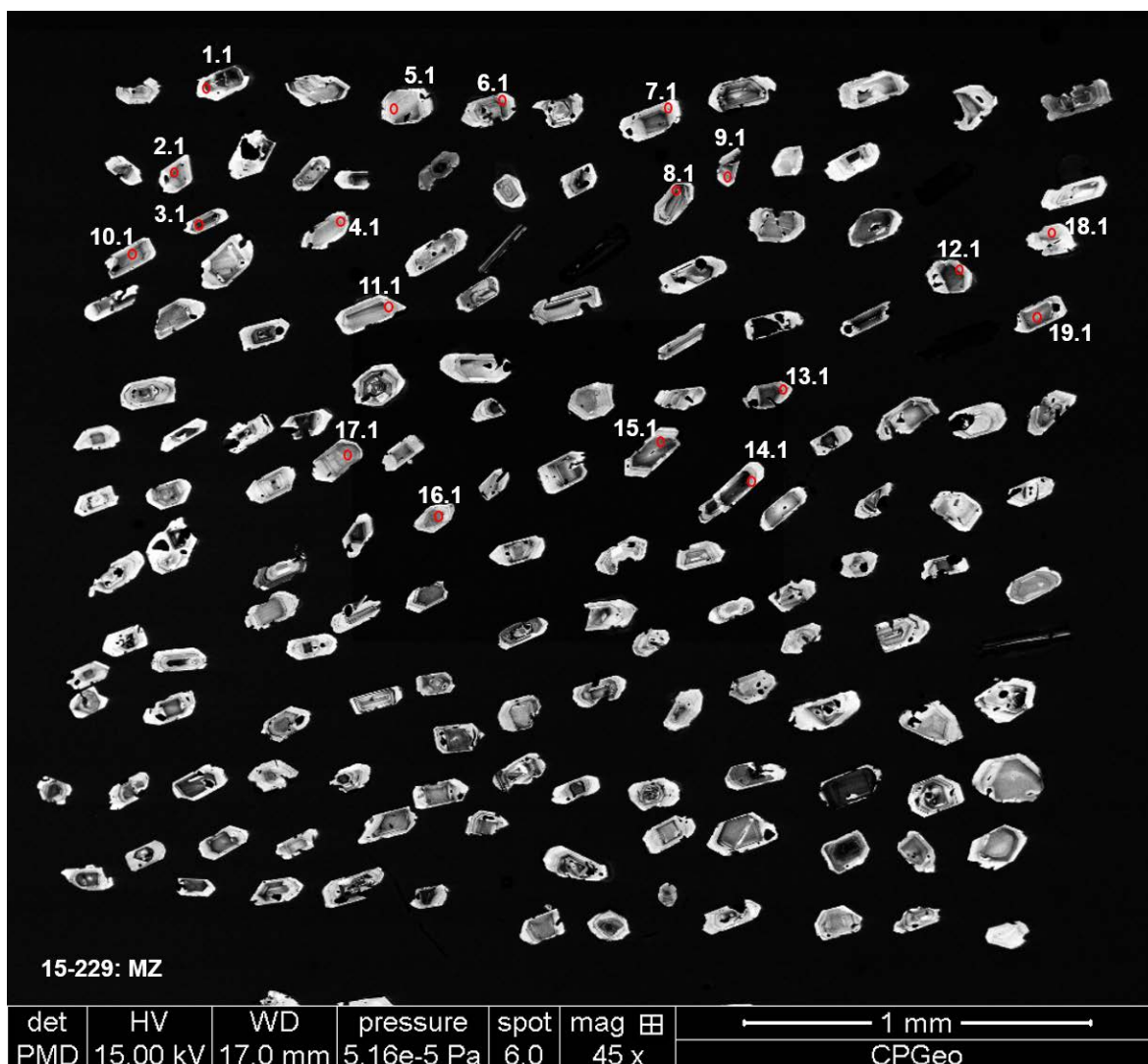
Series: MRH Unit: MZ San Pietro UTM: 434347 / 4333065

Sample Point	²⁰⁶ Pbc %	²⁰⁶ Pb* ppm	U ppm	Th ppm	Th/U ppm	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	t.68 Age (Ma)	s [t.68]	Omit
15-229-1.1	4.63	0.90	421	579	1.38	400	3.1	0.0607	26	16.10	0.50	
15-229-2.1	42.65	0.69	201	229	1.14	250	39.1	0.0432	606	25.70	10.00	x
15-229-3.1	56.90	1.49	663	1346	2.03	382	8.3	0.0424	155	16.85	1.40	x
15-229-4.1	1.03	0.52	241	266	1.10	398	3.6	0.0482	19	16.18	0.58	
15-229-5.1	0.00	0.33	159	165	1.04	421	2.4	0.0509	8	15.29	0.37	
15-229-6.1	1.25	0.45	218	230	1.06	417	3.4	0.0502	21	15.44	0.52	
15-229-7.1	0.75	0.70	322	334	1.04	396	1.9	0.0493	14	16.26	0.31	
15-229-8.1	1.14	1.24	551	1182	2.15	380	1.6	0.0486	12	16.94	0.27	
15-229-9.1	0.00	0.55	251	319	1.27	391	0.9	0.0498	6	16.47	0.15	
15-229-10.1	0.00	0.84	388	621	1.60	397	1.6	0.049	5	16.22	0.26	
15-229-11.1	0.95	0.60	267	330	1.24	380	2.2	0.0508	16	16.94	0.37	
15-229-12.1	0.36	1.30	611	1135	1.86	403	1.7	0.0483	7	15.98	0.27	
15-229-13.1	0.54	0.94	441	617	1.40	402	2.1	0.0456	11	16.02	0.34	
15-229-14.1	2.28	1.14	534	762	1.43	402	2.8	0.047	19	16.02	0.45	
15-229-15.1	-0.52	0.85	396	488	1.23	402	2.3	0.0506	9	16.02	0.37	
15-229-16.1	0.76	0.60	292	373	1.28	415	1.9	0.0463	15	15.51	0.29	
15-229-17.1	0.00	0.43	201	263	1.31	404	2.3	0.0527	13	15.94	0.37	
15-229-18.1	1.15	0.36	169	188	1.11	398	2.6	0.0514	19	16.18	0.42	
15-229-19.1	0.95	0.48	223	242	1.09	397	3.5	0.0488	17	16.22	0.57	
15-229-20.1	-0.45	0.89	420	387	0.92	405	1.5	0.0538	8	15.90	0.24	

t.68: edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U, s [t.68]: incertidumbre estimada (error estándar) de las edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U

Pbc y Pb* indican las porciones común y radiogénica, respectivamente

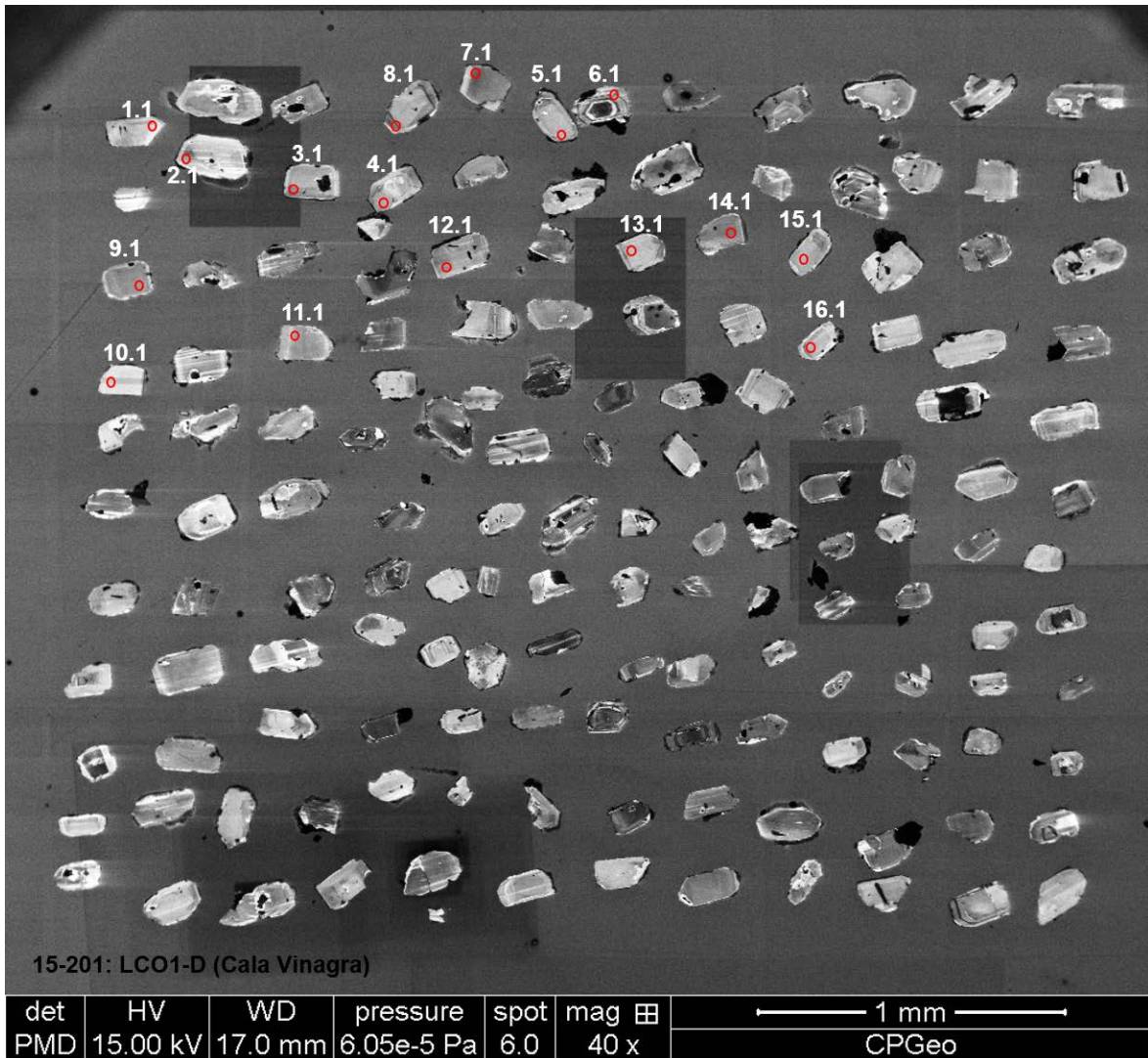




Series: LCO	Unit: CO	Subunit: LCO1-D Cala Vinagra San Pietro				UTM: 434481 / 4335239						
Sample Point	²⁰⁶ Pbc %	²⁰⁶ Pb* ppm	U ppm	Th ppm	Th/U ppm	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	t.68 Age (Ma)	s [t.68]	Omit
15-201-1.1	1.76	0.85	406	170	0.42	412	2.2	0.0467	19	15.63	0.34	
15-201-2.1	0.71	1.21	574	355	0.62	408	1.3	0.0472	12	15.78	0.20	
15-201-3.1	1.21	1.01	480	292	0.61	409	2.3	0.0484	12	15.74	0.36	
15-201-4.1	2.25	0.60	294	178	0.61	420	2.8	0.0486	23	15.33	0.43	
15-201-5.1	1.17	0.80	384	203	0.53	414	1.8	0.0462	15	15.55	0.28	
15-201-6.1	0.99	0.97	470	292	0.62	415	2.2	0.0461	13	15.51	0.34	
15-201-7.1	0.34	1.31	611	412	0.67	401	1.6	0.0468	7	16.06	0.26	
15-201-8.1	0.31	1.30	623	442	0.71	410	1.3	0.0478	6	15.70	0.20	
15-201-9.1	1.10	0.89	417	219	0.53	401	2.5	0.0472	14	16.06	0.40	
15-201-10.1	1.07	0.83	407	232	0.57	422	1.5	0.046	14	15.26	0.23	
15-201-11.1	1.64	0.77	366	202	0.55	407	3.2	0.0496	16	15.82	0.51	
15-201-12.1	2.42	0.87	429	231	0.54	421	1.7	0.0469	20	15.29	0.26	
15-201-13.1	0.00	0.74	364	198	0.54	422	2.3	0.0497	5	15.26	0.35	
15-201-14.1	0.97	1.04	479	253	0.53	394	2.1	0.0488	15	16.34	0.34	
15-201-15.1	1.03	0.88	400	212	0.53	392	1.1	0.0489	13	16.42	0.18	
15-201-16.1	0.95	0.98	461	256	0.56	403	1.7	0.0488	14	15.98	0.27	

t.68: edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U, s [t.68]: incertidumbre estimada (error estándar) de las edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U

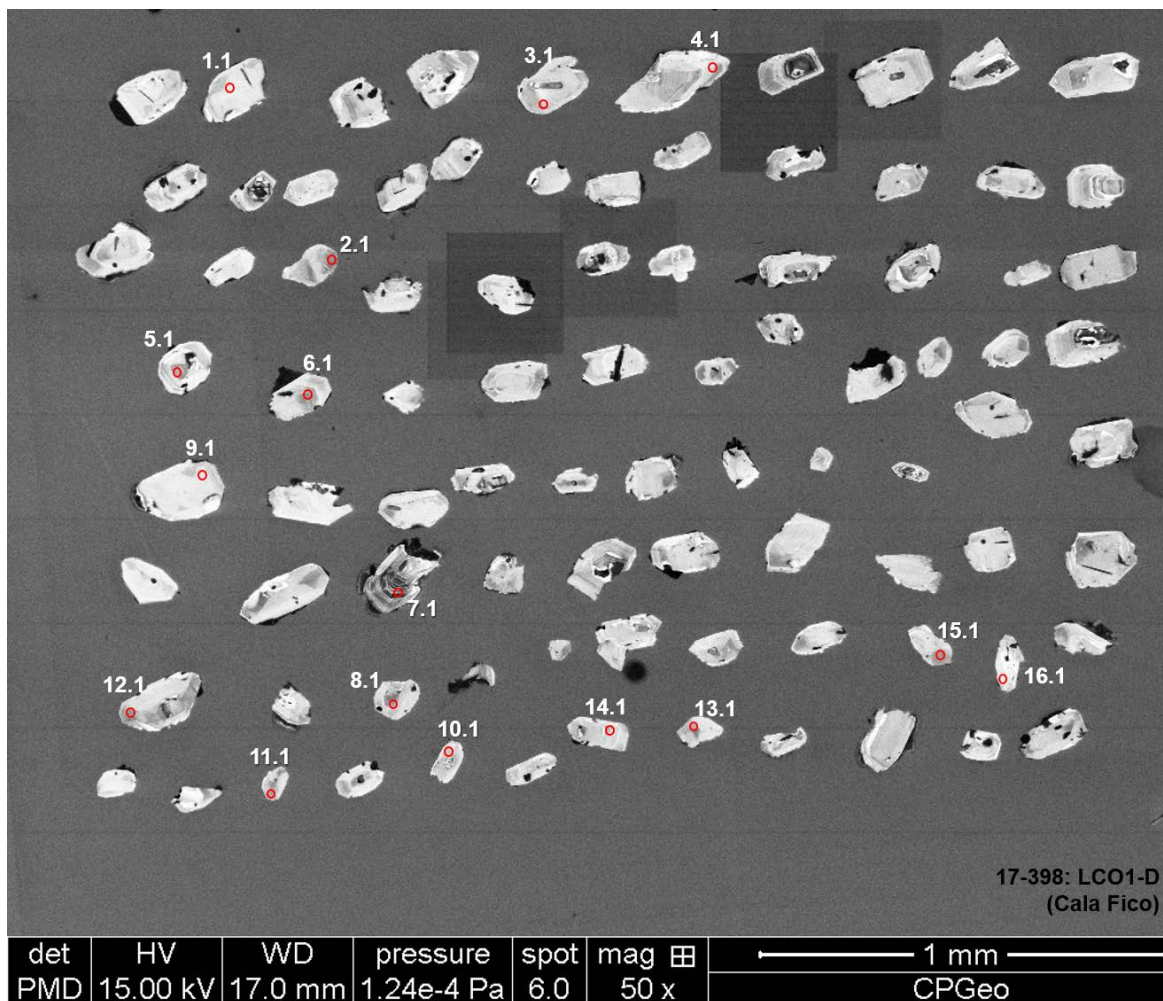
Pbc y Pb* indican las porciones común y radiogénica, respectivamente



Series: LCO	Unit: CO	Subunit: LCO1-D	Cala Fico	San Pietro	UTM: 433606.1 / 4334045.37							
Sample Point	²⁰⁶ Pbc %	²⁰⁶ Pb* ppm	U ppm	Th ppm	Th/U ppm	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	t.68 Age (Ma)	s [t.68]	Omit
17-398-1.1	0.00	0.63	297	148	0.50	407	2.7	0.0498	6	15.82	0.43	
17-398-2.1	0.37	1.32	618	395	0.64	402	1.6	0.0456	8	16.02	0.26	
17-398-3.1	0.46	0.96	464	235	0.51	417	1.7	0.0458	9	15.44	0.26	
17-398-4.1	3.30	0.53	250	125	0.50	402	2.7	0.0442	32	16.02	0.43	
17-398-5.1	0.59	0.81	379	204	0.54	405	2.2	0.048	11	15.90	0.35	
17-398-6.1	0.00	0.75	352	187	0.53	404	2	0.0484	6	15.94	0.32	
17-398-7.1	0.34	2.63	1227	1350	1.10	401	0.9	0.0445	5	16.06	0.14	
17-398-8.1	0.00	1.31	622	406	0.65	407	0.8	0.046	4	15.82	0.13	
17-398-9.1	0.47	1.07	511	256	0.50	409	2.2	0.0473	9	15.74	0.35	
17-398-10.1	3.56	0.69	324	146	0.45	404	2.3	0.0458	30	15.94	0.37	
17-398-11.1	0.75	1.29	599	401	0.67	400	1	0.0465	10	16.10	0.16	
17-398-12.1	0.42	1.11	527	333	0.63	409	1.1	0.0451	9	15.74	0.17	
17-398-13.1	0.67	0.71	346	184	0.53	418	2.7	0.0467	13	15.40	0.42	
17-398-14.1	0.63	0.78	374	193	0.52	413	2	0.0478	12	15.59	0.31	
17-398-15.1	0.39	1.29	598	382	0.64	397	1.5	0.0453	8	16.22	0.24	
17-398-16.1	0.96	0.49	237	113	0.48	420	3.3	0.0476	18	15.33	0.51	

t.68: edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U, s [t.68]: incertidumbre estimada (error estándar) de las edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U

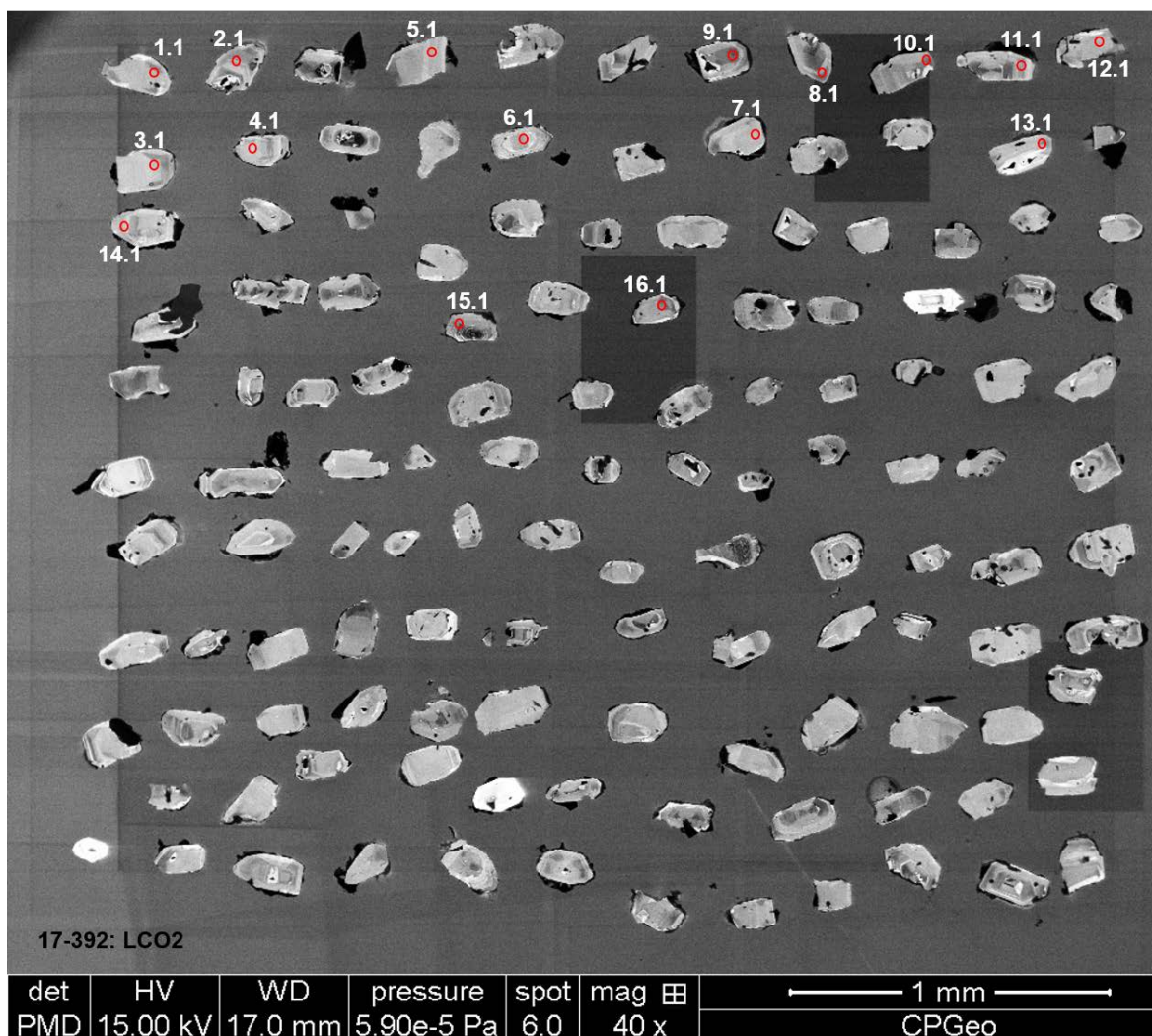
Pbc y Pb* indican las porciones común y radiogénica, respectivamente



Series: LCO	Unit: CO	Subunit: LCO2		Genarbi	San Pietro	UTM: 433848.88 / 4333733.23						
Sample Point	²⁰⁶ Pbc %	²⁰⁶ Pb* ppm	U ppm	Th ppm	Th/U ppm	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	t.68 Age (Ma)	s [t.68]	Omit
17-392-1.1	3.53	1.05	491	220	0.45	402	3.1	0.0479	34	16.02	0.50	
17-392-2.1	2.84	0.67	311	136	0.44	400	5.1	0.048	32	16.10	0.82	
17-392-3.1	0.00	0.52	249	126	0.51	409	3.5	0.047	8	15.74	0.55	
17-392-4.1	2.57	0.52	241	129	0.54	397	2.5	0.0532	29	16.22	0.40	
17-392-5.1	1.03	0.67	320	167	0.52	408	1.8	0.0468	19	15.78	0.28	
17-392-6.1	1.78	0.81	392	208	0.53	415	2.8	0.0489	22	15.51	0.43	
17-392-7.1	0.94	0.76	352	190	0.54	398	4.1	0.05	17	16.18	0.66	
17-392-8.1	1.70	0.82	380	219	0.58	398	2.5	0.0476	24	16.18	0.40	
17-392-9.1	0.84	1.59	745	511	0.69	404	1.1	0.0461	11	15.94	0.18	
17-392-10.1	2.31	0.81	381	196	0.51	404	2.5	0.0464	24	15.94	0.40	
17-392-11.1	2.56	0.73	336	148	0.44	393	3	0.0471	27	16.38	0.49	
17-392-12.1	3.39	0.90	418	242	0.58	400	1.8	0.048	27	16.10	0.29	
17-392-13.1	2.60	0.69	330	157	0.48	408	2.8	0.0481	29	15.78	0.44	
17-392-14.1	3.89	0.51	241	105	0.44	402	2.5	0.0476	52	16.02	0.40	
17-392-15.1	-0.91	1.36	636	425	0.67	401	2.2	0.0673	11	16.06	0.35	
17-392-16.1	1.65	1.15	546	345	0.63	407	1.4	0.0462	18	15.82	0.22	

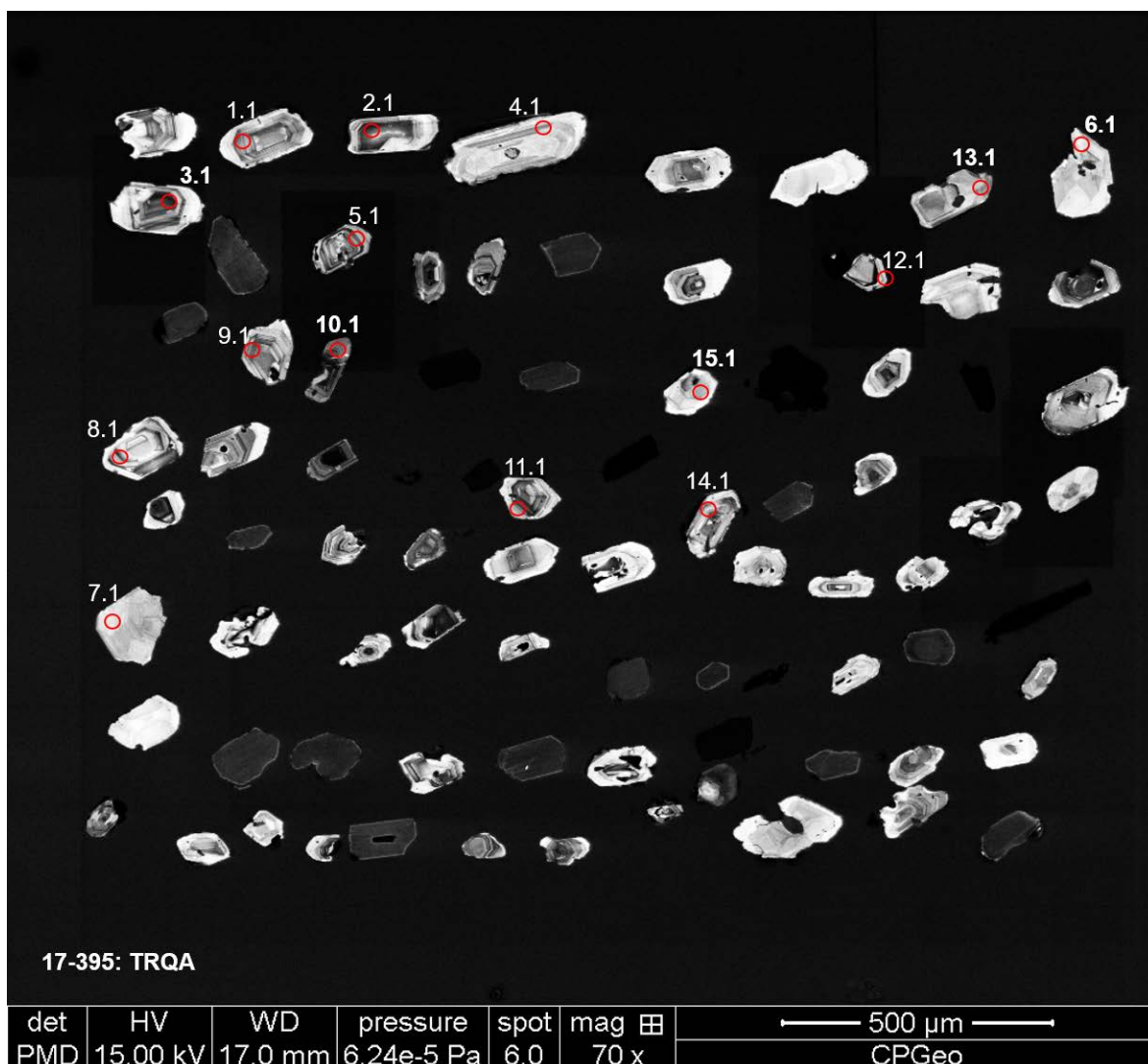
t.68: edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U, s [t.68]: incertidumbre estimada (error estándar) de las edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U

Pbc y Pb* indican las porciones común y radiogénica, respectivamente



Sample Point	²⁰⁶ Pbc %	²⁰⁶ Pb* ppm	U ppm	Th ppm	Th/U ppm	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ%	t.68	Age (Ma)	s [t.68]	Omit
17-395-1.1	0.00	0.69	332	383	1.15	414	1.9	0.0484	9	15.55	0.30		
17-395-2.1	2.54	0.83	393	567	1.44	407	1.9	0.0452	26	15.82	0.30		
17-395-3.1	0.00	1.15	525	655	1.25	391	1.4	0.0458	4	16.47	0.23		
17-395-4.1	1.49	0.30	148	100	0.68	417	2.4	0.0458	28	15.44	0.37		
17-395-5.1	1.07	0.80	387	470	1.21	416	3	0.0473	14	15.48	0.46		
17-395-6.1	13.64	0.26	119	142	1.19	393	9.7	0.0554	102	16.38	1.59	x	
17-395-7.1	0.00	0.28	135	64	0.47	408	2.1	0.0522	8	15.78	0.33		
17-395-8.1	0.57	0.65	315	395	1.25	413	2.9	0.0494	11	15.59	0.45		
17-395-9.1	14.13	0.68	328	402	1.23	413	3.8	0.0535	47	15.59	0.59		
17-395-10.1	0.91	1.86	849	581	0.68	391	1.4	0.0463	9	16.47	0.23		
17-395-11.1	0.37	1.11	538	819	1.52	417	2.4	0.0455	8	15.44	0.37		
17-395-12.1	2.10	1.00	466	692	1.48	402	1.7	0.0447	18	16.02	0.27		
17-395-13.1	0.00	0.32	140	63	0.45	375	1.5	0.0483	8	17.17	0.26	x	
17-395-14.1	6.77	0.38	192	226	1.18	436	3.7	0.0473	59	14.77	0.55	x	
17-395-15.1	1.06	0.54	241	275	1.14	384	5.1	0.0471	19	16.77	0.85		
17-395-16.1	2.99	0.37	176	189	1.07	412	2.4	0.0432	42	15.63	0.37		

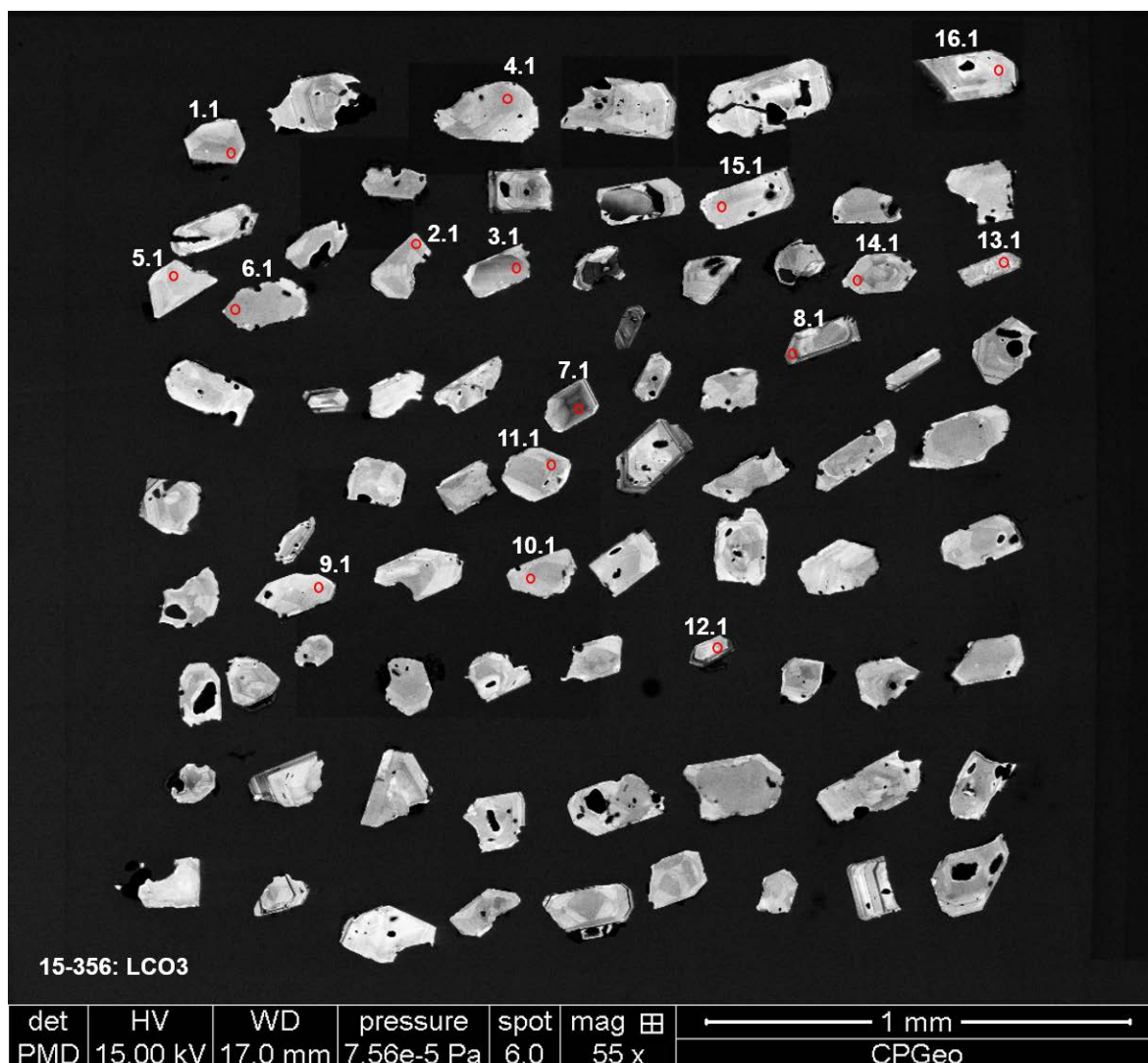
t.68: edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U, s [t.68]: incertidumbre estimada (error estándar) de las edades ²⁰⁶Pb/²³⁸U
Pbc y Pb* indican las porciones común y radiogénica, respectivamente



Series: LCO	Unit: CO	Subunit: LCO3			Sant'Antioco	UTM: 447831 / 4317825						
Sample Point	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ %	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	U ppm	Th ppm	Th/U ppm	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma\%$	t.68 Age (Ma)	s [t.68]	Omit
15-356-1.1	3.29	0.37	173	101	1.71	401	2.9	0.0518	38	16.06	0.47	
15-356-2.1	6.70	0.42	197	117	1.68	402	4.4	0.0457	63	16.02	0.70	
15-356-3.1	0.00	0.48	223	133	1.68	400	3.3	0.0519	8	16.10	0.53	
15-356-4.1	6.65	0.35	167	85	1.96	408	4.7	0.0535	56	15.78	0.74	
15-356-5.1	6.76	0.34	155	92	1.68	388	5.3	0.0471	62	16.59	0.88	x
15-356-6.1	6.90	0.39	186	112	1.66	410	4.1	0.0517	59	15.70	0.64	
15-356-7.1	1.02	1.24	567	486	1.17	392	2.9	0.0477	15	16.42	0.48	
15-356-8.1	5.63	0.85	382	275	1.39	385	3.2	0.0462	41	16.72	0.53	x
15-356-9.1	9.86	0.38	188	100	1.88	427	6.3	0.054	73	15.08	0.95	
15-356-10.1	9.02	0.24	124	57	2.18	437	7	0.0452	92	14.73	1.03	
15-356-11.1	5.20	0.49	219	133	1.65	386	3.9	0.0463	52	16.68	0.65	x
15-356-12.1	5.37	0.45	215	127	1.69	410	4.1	0.0528	50	15.70	0.64	
15-356-13.1	10.14	0.39	194	104	1.87	426	5.6	0.0503	77	15.11	0.85	
15-356-14.1	9.36	0.42	198	107	1.85	408	7	0.0454	76	15.78	1.10	
15-356-15.1	5.61	0.38	175	117	1.50	399	6.1	0.0518	56	16.14	0.98	
15-356-16.1	5.41	0.23	114	53	2.15	426	6.5	0.0522	63	15.11	0.98	

t.68: edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, s [t.68]: incertidumbre estimada (error estándar) de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

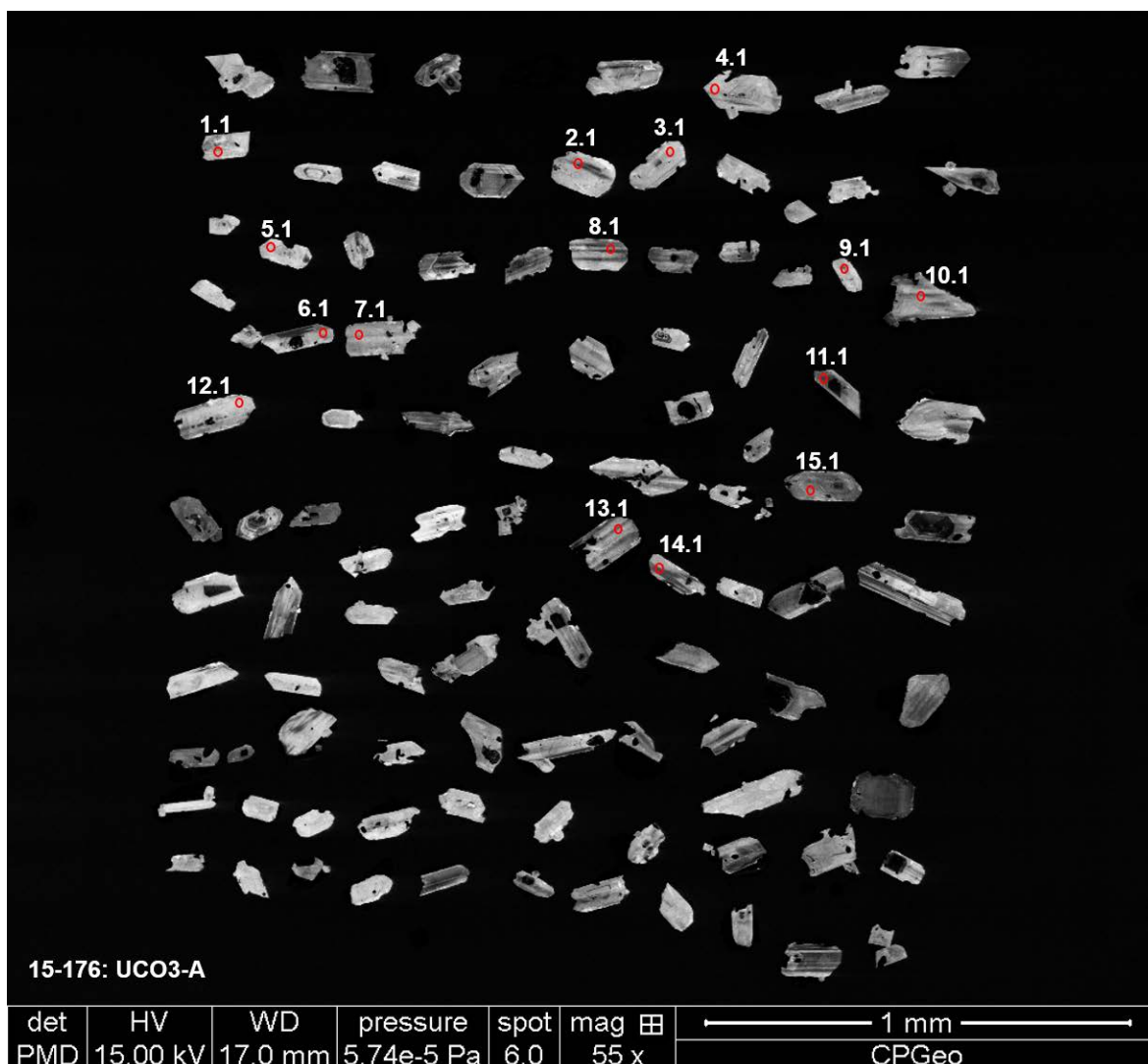
Pbc y Pb* indican las porciones común y radiogénica, respectivamente



Series: UCO	Unit: MU	Subunit: UCO3-A Sant'Antioco				UTM: 446747 / 4317799						
Sample Point	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ %	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	U ppm	Th ppm	Th/U ppm	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma\%$	t.68 Age (Ma)	s [t.68]	Omit
15-176-1.1	2.83	0.48	226	155	0.69	405	2.9	0.0452	31	15.90	0.46	
15-176-2.1	5.18	0.41	202	109	0.54	420	4.3	0.0461	43	15.33	0.66	
15-176-3.1	2.39	0.40	190	99	0.52	404	2.8	0.0464	34	15.94	0.45	
15-176-4.1	2.84	0.31	153	78	0.51	429	2.5	0.0517	33	15.01	0.37	
15-176-5.1	4.93	0.37	182	97	0.53	429	4.4	0.0482	49	15.01	0.66	
15-176-6.1	2.78	0.38	184	91	0.49	416	4.3	0.0458	39	15.48	0.66	
15-176-7.1	1.40	0.35	174	91	0.52	422	3.7	0.0486	25	15.26	0.56	
15-176-8.1	3.76	0.43	201	111	0.55	403	3	0.0493	37	15.98	0.48	
15-176-9.1	1.45	0.65	299	258	0.86	394	1.5	0.0479	18	16.34	0.24	x
15-176-10.1	1.34	0.37	171	100	0.58	396	4	0.0504	23	16.26	0.65	
15-176-11.1	0.18	2.50	1132	1041	0.92	390	1.9	0.0484	4	16.51	0.31	x
15-176-12.1	1.27	0.41	183	95	0.52	387	1.6	0.0478	23	16.64	0.27	x
15-176-13.1	4.48	0.32	154	71	0.46	409	4.2	0.0532	41	15.74	0.66	
15-176-14.1	15.53	0.29	136	63	0.46	401	6.1	0.0512	87	16.06	0.98	
15-176-15.1	3.54	0.25	121	48	0.40	417	3.7	0.0459	46	15.44	0.57	
15-176-16.1	1.18	0.83	391	409	1.05	406	2.9	0.0497	17	15.86	0.46	

t.68: edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, s [t.68]: incertidumbre estimada (error estándar) de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

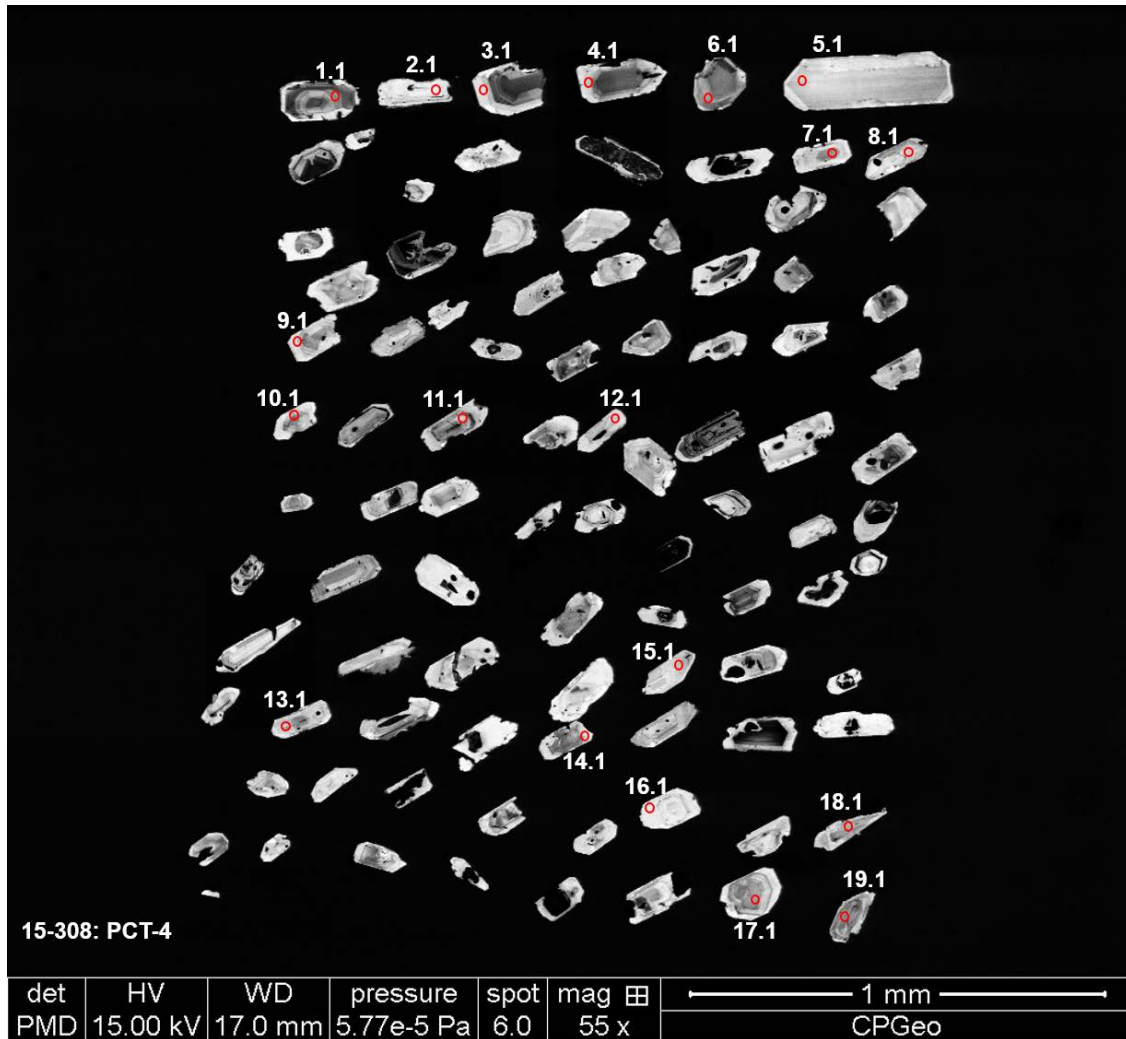
Pbc y Pb* indican las porciones común y radiogénica, respectivamente



Series: URH	Unit: PCT	Subunit: PCT-4				San Pietro	UTM: 439612 / 4337123					
Sample Point	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ %	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	U ppm	Th ppm	Th/U ppm	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma\%$	t.68 Age (Ma)	s [t.68]	Omit
15-308-1.1	0.00	0.85	424	198	0.47	430	1.8	0.0509	6	14.97	0.27	
15-308-2.1	4.53	0.25	122	89	0.73	420	3.7	0.0486	56	15.33	0.57	
15-308-3.1	2.85	0.16	78	46	0.59	418	9	0.0571	46	15.40	1.38	
15-308-4.1	5.99	0.18	90	59	0.66	428	7.9	0.0583	66	15.04	1.19	
15-308-5.1	6.85	0.26	128	113	0.88	428	5.3	0.0503	59	15.04	0.80	
15-308-6.1	0.00	0.42	208	74	0.36	429	3	0.0533	8	15.01	0.45	
15-308-7.1	0.00	0.35	173	112	0.65	422	3.3	0.0564	9	15.26	0.50	
15-308-8.1	3.13	0.34	155	96	0.62	390	2.5	0.0525	38	16.51	0.41	x
15-308-9.1	0.92	0.53	272	239	0.88	440	2.7	0.0454	18	14.63	0.39	
15-308-10.1	46.50	0.71	237	214	0.90	289	29.9	0.0474	660	22.27	6.65	x
15-308-11.1	0.45	1.20	575	855	1.49	411	0.9	0.0456	9	15.67	0.14	
15-308-12.1	2.01	0.31	141	110	0.78	394	3.3	0.0597	29	16.34	0.54	
15-308-13.1	4.17	0.35	180	123	0.68	438	4.6	0.0447	46	14.70	0.68	
15-308-14.1	1.32	0.48	240	219	0.91	427	4	0.0517	22	15.08	0.60	
15-308-15.1	1.64	0.35	168	106	0.63	412	2.3	0.0577	24	15.63	0.36	
15-308-16.1	17.96	0.17	88	66	0.75	440	7.9	0.0566	113	14.63	1.15	
15-308-17.1	0.94	0.49	246	181	0.74	432	2.8	0.0483	17	14.91	0.42	
15-308-18.1	23.47	0.57	275	307	1.12	413	8.5	0.0545	132	15.59	1.32	
15-308-19.1	0.00	0.69	334	352	1.05	417	2.2	0.0472	6	15.44	0.34	
15-308-20.1	0.63	1.48	739	648	0.88	430	1.5	0.0449	11	14.97	0.22	

t.68: edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, s [t.68]: incertidumbre estimada (error estándar) de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

Pbc y Pb* indican las porciones común y radiogénica, respectivamente



21. REFERENCIAS GRÁFICAS PARA LECTURA DE DIAGRAMAS GEOQUÍMICOS EN ORDEN ESTRATIGRÁFICO.

Tabla 21.1: Símbolos y Referencias Geoquímicas.

SERIES	MRH - SUBUNITS	UCO - SUBUNITS	URH - SUBUNITS
<ul style="list-style-type: none"> ☒ URH ◆ UCO ● LCO * TRQ ☒ MRH ● LRH × AND + BAND 	<ul style="list-style-type: none"> ☒ MZ — ☒ MZ-s ◆ MCR ▽ NUR-p1 — ◆ NUR-p1(P) ☒ NUR-p2 — ◆ NUR-p2(P) ☒ NUR-r ◆ NUR-g ☒ NUR-t △ NUR-vr ○ NUR-vn □ NUR-vp — ◆ NUR-vp(P) ☒ CA ◆ MC-p — ◆ MC-p(P) ◆ MC-g ● MC-vr ● MC-vn × PC-v — ◆ PC-v(PN) × PC 	<ul style="list-style-type: none"> ■ UCO4-B ● UCO4-A — ○ UCO4-A (PN) ● UCO4-A — ◆ UCO4-A (PM) ● UCO4-A — △ UCO4-A (PR) ● UCO4-A — ◆ UCO4-A (PB) ● UCO3-B — ◆ UCO3-B (PM) ● UCO3-B — □ UCO3-B (B) ◆ UCO3-A ◇ UCO2 ◆ UCO1-C ☒ UCO1-B □ UCO1-A 	<ul style="list-style-type: none"> * GN ■ LC ◇ PM ● PCT5 △ PCT4 — ◆ PCT4(P) △ PCT3 — ◆ PCT3(L) △ PCT3 — ◆ PCT3(P) ▽ PCT2 — ◆ PCT2(L) ▽ PCT2 — ◆ PCT2(P) ◆ PCT1 ☒ CT — ◆ CT(P) ☒ CT-v ● PA-R ◆ PA-B — ◆ PA-B(PB) □ PA-I
<p>UNITS</p> <ul style="list-style-type: none"> ● GN ■ LC ◇ PM △ PCT ☒ CT □ PA ■ AQD ● CF ◆ MU ▲ PT ● CO * TRQ ☒ MZ ◆ MCR ☒ NUR ☒ CA ◆ MC × PC ◇ MLN ▽ SE △ AC □ LE ● CM × AND + BAND 	<p>LRH - SUBUNITS</p> <ul style="list-style-type: none"> ◇ MLN ◇ MLN-v ▽ SE △ AC □ LE ● CM 	<p>LCO - SUBUNITS</p> <ul style="list-style-type: none"> * LCO6 ☒ LCO5 ☒ LCO4-B □ LCO4-A ■ LCO4-D ◆ LCO4-L ◇ LCO3 ● LCO3-L △ LCO2 — ● LCO2(P) △ LCO2 — ● LCO2-BN ◆ LCO1-D 	

Código de lectura

Vitrófiros:
vn= vitrófiro negro
vr=vitrófiro rosa
v= vitrófiro

Pumitas:
(P)= pumita
(PN)= pumita negra
(PM)= pumita marrón
(PR)=pumita roja
(PB)= pumita blanca

(L)=líticos
(B)= bomba
(BN)=bolo negro ("obsidiana")

Sufijos con letra minúscula
-t=típica
-g=gris
-r=reomórfica
-p=con pumitas
-s=silicificada
-ps=piroclastic surge ("oleada piroclástica")

Sufijos con letra mayúscula
-B=blanca
-R= rosa
-L=lávica
-D=dómica
-I=inicial

Idéntica subunidad ordenada alfabéticamente
-A, -B, -C= indica el orden temporal desde más antiguo a más moderno

Reading code

Vitrophires:
vn = black vitrophyr
vr = pink vitrophyr
v = vitrophyr

Pumitas:
(P) = pumice
(PN) = black pumice
(PM) = brown pumice
(PR) = red pumice
(PB) = white pumice

(L) = lithic
(B) = bomb
(BN) = black bolus ("obsidian")

Lowercase letter suffixes
-t = typical
-g = gray
-r = rheomorphic
-p = with pumitas
-s = silicified
-ps = pyroclastic surge ("pyroclastic surge")

Capital letter suffixes
-B = white
-R = pink
-L = lava
-D = domitic
-I = initial

Identical alphabetically ordered subunit
-A, -B, -C = indicates the temporal order from oldest to most modern

22. LISTA DE ABREVIATURAS Y UNIDADES

Fe-ox	Iron oxide mineralization
Mn-ox	Manganese oxide mineralization
Ox	Oxides
Jp	Jasper
Cy	Clay
Op	Opal
Sil	silicification
Arg	argilic alteration
Alter	hydrothermal alteration
Min	mineralization
mBx	breccia mineralization
mD	disseminated mineralization
mV	veinlet mineralization
mL	laminar mineralization
mM	massive mineralization
mN	nodular mineralization
Fm	Formation
OM	Oligo-Miocen
PQ	Plio-Quaternary
DRX	X-ray diffraction
XRF	X-ray fluorescence
ICP-OES	Inductively coupled plasma Emission Spectroscopy
ICP-MS	Inductively coupled plasma Mass Spectrometry
SWIR	Short Wave Infrared
SHRIMP	Sensitive High Resolution Ion Micro Probe
SA	Sant'Antioco
SP	San Pietro
SU	Sulcis Mainlad
IV	Isola Vacca
AI	Aigpaicity index
LOI	Loss of ignition
Sum	Summary
SHS	Surface Hand Sample
DDH	Diamond Drill Core Sample
MSWD	mean square weighted deviation
Rms	Root mean Square

nm	nanometer
µm	micron
mm	millimeter
cm	centimeter
dm	decimeter
m	meter
km	kilometer
m ²	area unit
km ²	area unit
km ³	volumen unit
ppm	part per million
ppb	part per billion
ml	milliliter
l	liter
mg	milligram
g	gram
g/cm ³	density
kg	kilogram
Ma	million year
ka	thousand years
s	segundos
min	minute
hs	hour
°	angular degree
°C	Celcius degree
T°	Temperature
ND	no determinated
<LL	lower detection limit
>UL	upper detection limit
‰	per mille (in each thousand)
%	percentage (proportion)
wt%	weight percentage
λ	decat constant
Eh	redox potential
pH	hydrogen potential
fO ₂	oxygen fugacity
Å	angstrom
α	wavelenght
EpsNd	Epsilon Neodymium
2s	2 estandar error
2σ	2 standard deviation (or one 1σ)