



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

**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 Mediterráneo noroccidental**

Domingo Gimeno Torrente

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 CIENCIES GEOLOGIQUES

Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica.

ESTUDIO GEOLOGICO Y METALOGENETICO DE LOS MATERIALES DE LA CUENCA
PALEOZOICA DE LA REGION DEL SARRABUS (SE DE LA ISLA DE CERDEÑA,
ITALIA). APLICACION DE LOS MODELOS ELABORADOS EN LA PROSPECCION
DE RECURSOS MINERALES EN EL AMBITO DEL MEDITERRANEO NOROCCIDEN-
TAL. VOLUMEN 1.

Memoria presentada para optar al grado de
Doctor en Ciencias Geológicas por:

Domingo GIMENO TORRENTE

Director:

Manuel VILADEVALL SOLE

202 693
R. 7697 X

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

1 9 8 9

BIBLIOTECA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA



0700051702

5.7.- Unidad Detrítica Superior del Sarrabus (UDS).

La secuencia siliciclástica del Sarrabus culmina con un depósito muy característico, que hemos denominado Unidad Detrítica Superior (UDS). En el Sarrabus Central y Occidental este depósito es perfectamente distinguible en cuatro grupos de afloramientos (véase fig. 81), mientras que en el sector oriental a partir de las proximidades de Genn'Argiolas el incremento de la fracción arena en el techo de la secuencia siliciclástica en general no permite fácilmente esta diferenciación. Esta UDS ha sido denominada con diferentes nombres locales en los esquemas litoestratigráficos de la fig. 189: Bruncu Accu Sedda, Bruncu Margini Arrubiu este, Serra Is Antiogus, Serra Is Luas y Seddas de Pranu (véase cap. 7.3.).

La UDS está constituida principalmente por depósitos de areniscas de grano medio y grueso, entre los que localmente aparecen intercalados niveles detríticos más gruesos; normalmente se trata de brechas y conglomerados intraformacionales, procedentes del desmantelamiento de la misma unidad. Estos materiales aparecen en una disposición subhorizontal, frecuentemente sellando discordancias angulares de la secuencia siliciclástica infrayacente. Las areniscas presentan una estratificación decimétrica-métrica, con laminaciones internas y localmente estratificación cruzada de tipo planar de bajo ángulo, ripple-marks, etc.

En numerosos sectores existen estructuras de bioturbación, que llegan a homogeneizar totalmente los estratos eliminando la mayoría de las estructuras sedimentarias. En los afloramientos septentrionales (Pala Manna, Pranu Perda Boscus, etc.) existen grandes estructuras tubulares de diámetro decimétrico, dispuestas vertical y horizontalmente, con un relleno arenoso fino o lutítico y concreciones de óxidos de Fe (pirita oxidada?). Estas estructuras corresponden sin duda a cavidades de habitación de organismos (trilobites?). Los fragmentos esqueléticos son bastante frecuentes, pero al estar muy alterados (presencia de óxidos de Fe) son difícilmente clasificables. Cabe destacar por su abundancia los fragmentos de braquiópodos en Pala Manna y los de trilobites en Pranu Perda Boscus-Perda Boscus.

La potencia de esta unidad es muy variable, y al aparecer a techo de la secuencia siliciclástica de hecho sólo puede estimarse aproximadamente, ya que buena parte de los depósitos han sido erosionados. En el sector de Bruncu Accu Sedda-Bruncu Cuaddu Mortu oscila entre 20 y 100 m; en el conjunto de afloramientos del sector comprendido entre Serra Is Luas y Seddas de Pranu en general la potencia es menor, aunque en la vertiente este de Seddas de Pranu llega también a los 100 m; los afloramientos del sector situado al noroeste de Rocca Arricelli son muy disconti-

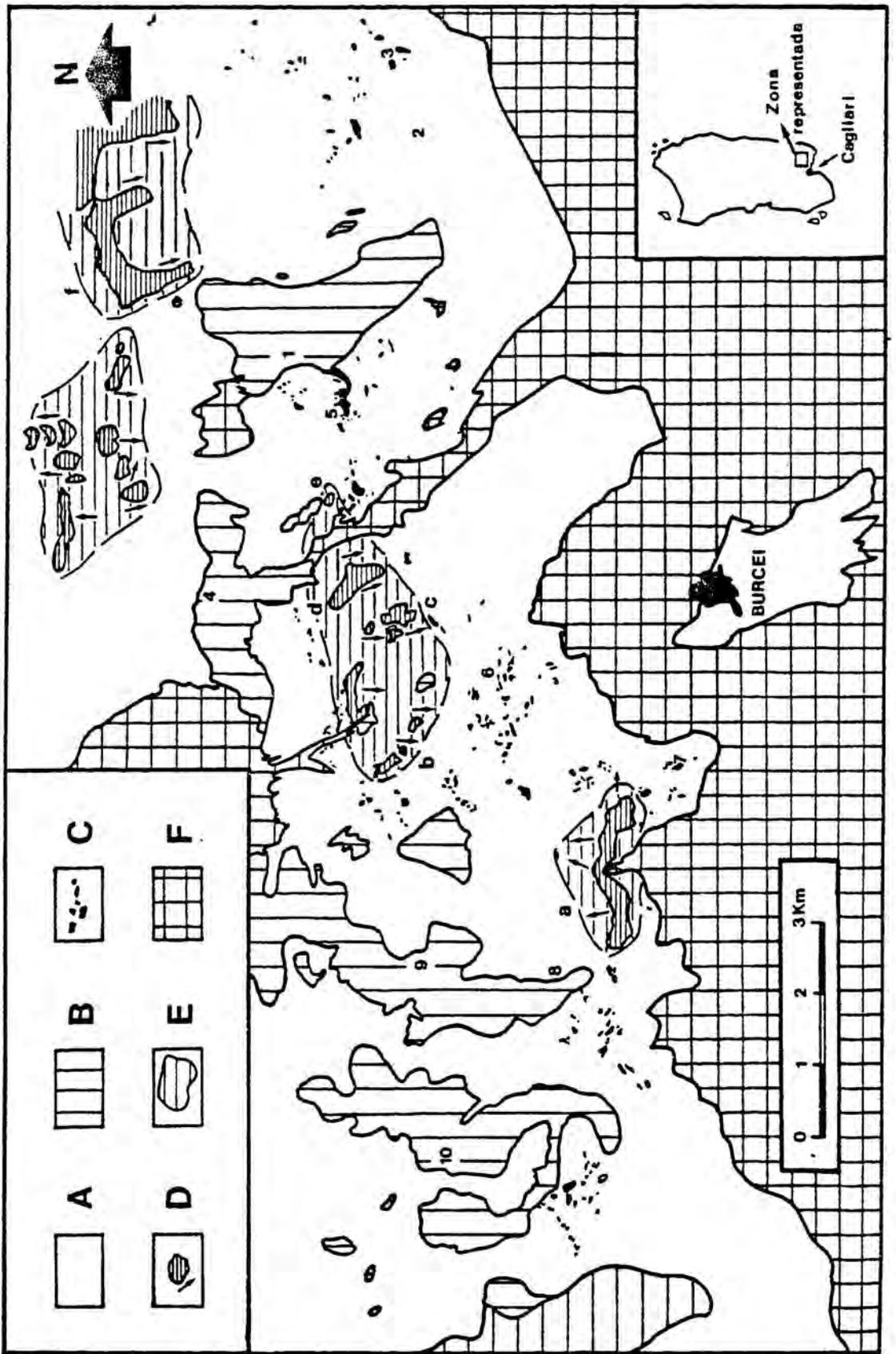


Fig. 81.- Distribución de los principales afloramientos de la Unidad Detrítica Superior en el Sarrabus Central y Occidental. Leyenda: A/ Materiales indiferenciados de la plataforma silici-clástica paleozoica. B/ Domos ácidos y rocas volcánicas asociadas. C/ Liditas. D/ Principales afloramientos de la Unidad Detrítica Superior; las flechas indican paleodirecciones de aporte. E/ Extensión mínima previsible de los materiales de la Unidad Detrítica Superior antes de la erosión. F/ Granitoides tardihercínicos.

Localidades: 1/ Rocca Arriceli. 2/ Bruncu Moddizzi. 3/ Confluencia de los ríos Minderrri-Ollastu. 4/ Bruncu Adamu. 5/ Serra Is Carradoris. 6/ Serra Milleddu. 7/ Genna Manuga. 8/ Punta Serpeddi. 9/ Bruncu Mauru Lecca. 10/ Monte Tronu. a/ Bruncu Accu Sedda-Bruncu Cuaddu Mortu. b/ Serra Is Luas. c/ Pranu Gattu Aresti. d/ Seddas de Pranu. e/ Bruncu Margini Arrubiu. f/ Monte Casargius.

nuos, y en general no superan los 50 m; y finalmente, en el sector este de Bruncu Casargius llegan a superar los 100-150 m.

En la fig. 81 se puede observar la disposición de los diferentes afloramientos, su extensión previsible con anterioridad a la erosión y los diferentes sentidos de aporte de los materiales determinados en base a la existencia de estructuras sedimentarias, acuñamientos, deslizamientos sinsedimentarios, etc.. La determinación de la extensión previsible se ha efectuado de acuerdo con la totalidad de los datos disponibles, y probablemente corresponde estrictamente a la distribución original de las zonas de depósito. No se puede excluir que en algún sector este tipo de depósitos haya sido totalmente erosionado, pero sí se puede afirmar rotundamente que la UDS constituye un nivel originalmente discontinuo, aparentemente isócrono.

Se puede resaltar que los cuatro grupos de afloramientos diferenciados en el Sarrabus Occidental y Central aparecen delimitados por fracturas de dirección NO-SE, en concreto por algunas de las fracturas principales que han actuado reiteradamente a lo largo de la historia de la cuenca sedimentaria.

La dirección de aporte de los materiales es en líneas generales N-S, tanto en sentido norte-sur como en el sur-norte. Ambos sentidos de aporte pueden coexistir en un mismo grupo de afloramientos; tal es el caso de los situados al noroeste de Rocca Arricelli. En estos casos se observa que los dos sentidos de aporte no se entrecruzan y/o superponen, sino que divergen a

partir de una zona central elongada en sentido este-oeste. De hecho, los materiales de la UDS presentan en líneas generales una disposición E-O, cuanto menos en el Sarrabus centro-occidental.

Es significativo que, excepto en el caso de los afloramientos de Bruncu Accu Sedda-Bruncu Cuaddu Mortu, no exista en los otros evidencias de la proximidad de un relieve positivo que haya podido suministrar los materiales detríticos que constituyen la UDS. Dado que estos últimos son sensiblemente más gruesos que los correspondientes a los de la sucesión siliciclástica infrayacente no podemos imaginar un ambiente genético análogo, por lo que el problema del área fuente de estos materiales queda abierto.

5.7.1.- Materiales del sector al norte de Rocca Arricelli.

La UDS aparece en este sector en dos grupos de afloramientos claramente diferenciados. Los afloramientos orientales se caracterizan por su continuidad y su relativa potencia. La continuidad refleja unas condiciones bastante estables (véase cap. 7.5.) durante su depósito e inmediatamente después.

Los afloramientos occidentales se caracterizan por una menor potencia, por su discontinuidad, y por su doble vergencia, esto es, por haberse depositado en dos taludes inclinados respectivamente hacia el norte (afloramientos septentrionales) y hacia el sur (aflor. meridionales). Los materiales de la UDS aparecen intercalados entre materiales predominantemente lutíticos entre los que (por lo menos en el sector septentrional) predominan las ritmitas y existen depósitos atribuibles a corrientes de turbidez. Aunque en el talud septentrional los depósitos son algo más continuos, en una y otra vertiente existen cuerpos sedimentarios aislados de morfología lobular y evidencias de deslizamientos en masa sinsedimentarios.

Ambos grupos de afloramientos están netamente separados por una fractura de dirección NO-SE que ha actuado en sentido dextro. El límite occidental de la Unidad también está claramente controlado por otra fractura de igual dirección, que se corresponde aproximadamente con la que ha controlado el ascenso del domo de Rocca Arricelli por su margen occidental. Entre dicha fractura (es decir, entre el límite occidental de la Unidad) y el granitoide tardihercínico de Monte Genis afloran (a análogas o superiores cotas topográficas que los materiales más elevados de la UDS) materiales siliciclásticos de la secuencia infrayacente.

La interpretación que damos a esta distribución litoestratigráfica es que originariamente existía un depósito más o menos continuo de la UDS, extendido en dirección este-oeste por lo menos desde Mitza Mercanti hasta más allá de Monte Casargius. La

acción dextra de las fracturas NO-SE desgajó el depósito original en dos, de modo que mientras el oriental permaneció algo más deprimido y relativamente estable (véase cap. 7.5.) conservando el volumen de material depositado e incluso acrecentándolo el occidental quedó en una posición más elevada e inestable, erosionándose y/o deslizándose en masa a lo largo de los dos taludes, y redepósito en parte a lo largo de éstos, de un modo más o menos proximal respecto al depósito originario. En consecuencia, el movimiento dextro de la fractura NO-SE tuvo lugar durante el depósito de la UDS.

5.7.2.- La UDS en el sector central (Serra Is Luas-Seddas de Pranu).

En el sector central los materiales de la UDS se depositaron sobre un talud inclinado hacia el sur. La consecuencia de este hecho es que todos ellos muestran evidencias de un aporte de norte a sur, en todas las escalas. Los materiales correspondientes al sector de Pala Manna y el tramo norte de Seddas de Pranu reposan prácticamente en una posición subhorizontal, mientras que en los situados más al sur (Pranu Gattu Aresti) en general buzaban entre 15 y 35 grados hacia el sur. En estos depósitos más meridionales se observa un claro incremento de la potencia total del depósito, y un carácter más discontinuo de éste, además de un vistoso incremento de los niveles de brechas y conglomerados de intraclastos de la misma UDS y de la existencia de pliegues tumbados. Las dimensiones de los pliegues tumbados mayores son de varias decenas de metros de potencia total.

Los pliegues tumbados presentan una clara vergencia hacia el sur, y aparecen asociados a niveles de brechas de intraclastos e intercalaciones detríticas más finas. Es frecuente que estos pliegues estén erosionados u fosilizados por las mismas intercalaciones detríticas finas, lo que indica su naturaleza sinsedimentaria. Los estudios mesotectónicos realizados han confirmado esta apreciación (disposición caótica de los pliegues menores acompañantes, superposición de varios pliegues de diferentes direcciones, etc.). Los pliegues existentes en el sector Punta Sa Pigada de Sa Menta muestran todas las evidencias (carácter concéntrico, fracturas de extradós, fracturaciones hasta llegar a pliegues-falla en el flanco tumbado, etc.) propias de una formación en un medio extremadamente superficial.

En nuestra opinión, los datos expuestos permiten interpretar los depósitos del sector más meridional (Pranu Gattu Aresti) como el producto del deslizamiento y/o redepósito de materiales procedentes del sector septentrional a lo largo de un talud de dirección este-oeste que buzaba con un ángulo relativamente bajo hacia el sur.

La existencia de lentejones de UDS aislados en el seno de materiales pelíticos en el margen más oriental de este grupo de afloramientos (Brunco Margini Arrubiu) muestra con claridad el carácter discontinuo de los depósitos, y su acuñamiento lateral gradual hasta su total desaparición. Por lo que se refiere al tránsito vertical entre el paquete de turbiditas del sur de Pala Manna y la UDS es relativamente gradual.

En algunos sectores marginales del depósito se pueden reconocer los efectos de la proximidad de las fracturas NO-SE que han limitado a grandes trazos la distribución de las zonas de sedimentación de la UDS. Por ej., en la vertiente este del afloramiento de Seddas de Pranu se observa un engrosamiento notable de la UDS hacia el este (sector de la cabecera de Riu Baccu de s'Omu), engrosamiento que va acompañado con la formación de fracturas lítricas de dimensiones decimétricas-métricas en el seno de la UDS y formación local de paquetes de brechas y conglomerados de intraclastos de la UDS. Las fracturas lítricas tienen un plano de falla que buza hacia el este, y en todo el sector se observa la existencia de buzamientos hacia el este; todas estas características denotan que durante el depósito de la UDS la fractura de dirección NO-SE creó una depresión relativa en el sector situado al este de Seddas de Pranu. Este hecho evidencia de nuevo el carácter discontinuo original de la UDS.

5.7.3.- La UDS en el sector meridional.

Los afloramientos de la UDS que hemos podido diferenciar en el sector meridional aparecen concentrados en el sector de Brunco Accu Sedda-Brunco Cuaddu Mortu, y han sufrido los efectos del metamorfismo de contacto que ha producido el granitoide tardihercínico inmediatamente adyacente al sur. A pesar de este hecho las estructuras sedimentarias y las características originales de los sedimentos se han preservado perfectamente, hecho que permite su identificación y estudio. Como en los afloramientos anteriores se observa que dos fracturas de dirección NO-SE han controlado perfectamente la disposición de los materiales; se trata de dos fracturas que habían controlado previamente el crecimiento y disposición de los domos ácidos del sector Cuili Pruna-Brunco Mauru Lecca (ver cap. 7.1.).

Estos afloramientos presentan dos características que los diferencian de los precedentes. La más evidente es la presencia de intercalaciones detríticas gruesas más maduras texturalmente que las halladas en los otros afloramientos; la segunda es una mayor presencia de la fracción lutita en detrimento de la arena en la UDS, que ha sido representada esquemáticamente en la fig. 189-1.

El substrato local de la UDS está constituido por brechas de intraclastos lutíticos y materiales pelíticos de color algo más oscuro que el de las pelitas presentes en la UDS, que presentan colores pardo-amarillentos y verduzcos, localmente rojizos. Con todo, el tránsito entre unos materiales y otros ha sido gradual, y en el sector norte (Genna Comida) existen numerosas intercalaciones lenticulares de areniscas verdosas en la secuencia siliciclástica infrayacente muy similares a las areniscas de la UDS.

Las intercalaciones detríticas gruesas consisten en conglomerados. Estos conglomerados pueden llegar a tener 20-30 m de potencia, y aparecen dentro del paquete de areniscas de la UDS preferentemente hacia el sector de techo, con una morfología claramente canaliforme. Se trata de conglomerados oligomicticos, con un importante aporte de clastos de rocas volcánicas procedentes de los domos ácidos ("porfido grigio"), además de areniscas y, localmente, clastos de pelitas. Estos clastos de pórfido presentan una notable madurez textural, que no es atribuible exclusivamente a disyunción bolar por alteración in situ en los domos.

En concreto, en algunos sectores se llegan a encontrar esferas perfectamente redondeadas de pórfido de varios decímetros de diámetro (fig. 82). Las estructuras sedimentarias, las imbricaciones de los clastos, etc., indican una procedencia aproximada del sur al norte, lo cual confirma la existencia de un domo ácido más hacia el sur, en el sector actualmente ocupado por el granitoide tardihercínico; esta existencia había sido ya señalada por la presencia de intercalaciones epiclásticas gruesas (conglomerados epiclásticos, véase el cap. 5.4.2.1.) en los materiales siliciclásticos infrayacentes (fig. 189-1, Bruncu Accu Sedda sur).

Las características sedimentológicas y litológicas de los materiales de la UDS en este sector meridional, junto con su disposición relativa respecto a los materiales infrayacentes (fig. 189-1) permiten interpretar porqué este depósito es algo diferente de los anteriormente descritos. Los clastos de rocas volcánicas indican la existencia de un domo exógeno en proceso de erosión en el sector sur.

Este domo podía haber aflorado sobre el fondo de la cuenca con mucha anterioridad, pero las intercalaciones epiclásticas en los materiales infrayacentes (Bruncu Accu Sedda sur) indican que el domo aún estaba creciendo no mucho antes del depósito de la UDS; este hecho queda indirectamente confirmado por el acuñaamiento de las diferentes unidades infrayacentes a la UDS hacia el sur. La existencia de lentejones de arenisca similar a la de la UDS en la Unidad de Genna Comida sugiere igualmente la existencia de erosión parcial de los materiales de la UDS durante el final

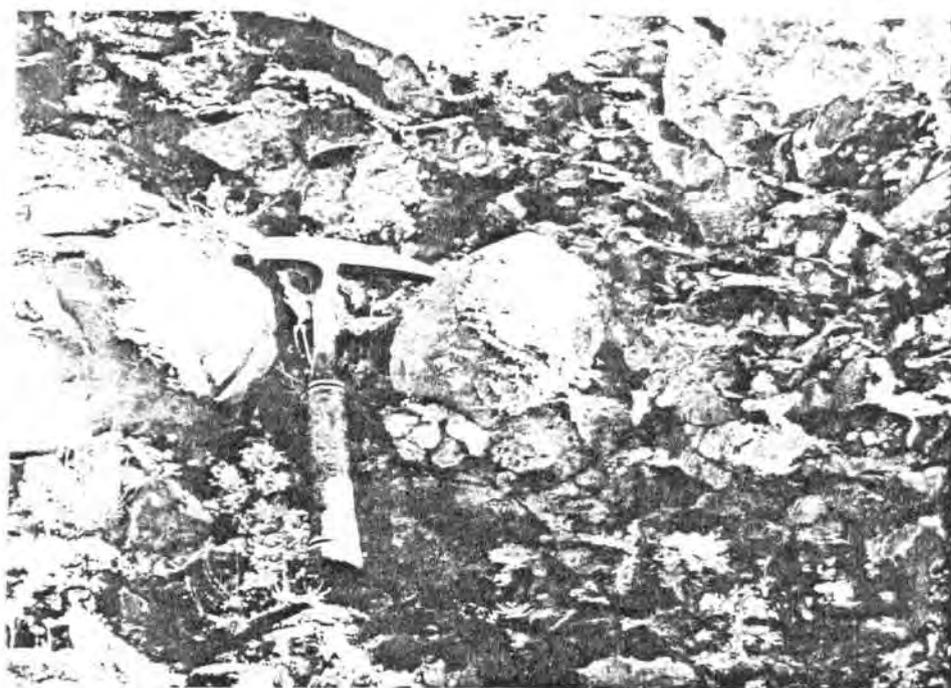


Fig. 82.- Grandes clastos esféricos de "porfido grigio" en los conglomerados de techo de la Unidad Detrítica Superior, sector de Brunco Accu Sedda.

del ascenso del domo (dada la inestabilidad creada por éste, y el eventual levantamiento sufrido por la UDS) para su posterior redepósito ladera abajo. La Unidad de Genna Comida podría constituir en parte un tránsito lateral de la UDS, aunque la falta de continuidad de los afloramientos impide demostrarlo.

El hecho de que los conglomerados aparezcan en canales, unido a la relativa disminución en la fracción arena y a la elevada madurez textural de los clastos, hace pensar en que el área fuente de los clastos de pórfido puede ser relativamente distal. En conjunto, el aporte de material epiclástico (y esta posible distalidad) parecen ser los factores que marcan la diferencia con el resto de afloramientos de la UDS. Por otra parte, otra conclusión provisional (a falta de un estudio petrográfico más sistemático en la UDS) de carácter general es que el aporte epiclástico proximal en la fracción arena de la UDS

es poco importante, y en consecuencia el problema del área fuente del sedimento permanece abierto.

5.7.4.- Interpretación paleoambiental.

En conclusión, la Unidad Detrítica Superior se depositó en altos estructurales dispuestos en dirección este-oeste, en un momento de relativa estabilidad de la cuenca sedimentaria (en comparación con la situación precedente), pero en el que aún actuaban esporádicamente las fracturas de dirección NO-SE (cuanto menos las principales) con una componente dextra, desgajando los altos estructurales y afectando el depósito de los materiales (brechas y conglomerados de intraclastos de areniscas gruesas, deslizamientos a lo largo de las vertientes anejas, discordancias angulares de bajo o moderado ángulo en el interior de la misma Unidad, variaciones locales de potencia bastante considerables, etc.).

El ambiente deposicional estuvo sometido a una buena oxigenación. Esto se deduce tanto por la abundancia de nódulos y concreciones de óxidos de Fe existentes, como por la existencia de una rica actividad biológica bentónica relativamente bien preservada (presencia fragmentos de braquiópodos, de trilobites, de burrows de diámetro centimétrico-decimétrico, y otras huellas de habitación, etc.). Esta mayor oxigenación indica una mejor circulación de las aguas, que unida al aporte detrítico masivo sugiere una mayor profundidad de la cuenca (con respecto a la situación precedente), siempre dentro de un ambiente de plataforma relativamente somera. Es probable que la caracterización de la fauna bentónica pueda permitir en el futuro concretar más detalladamente la paleobatimetría.

Estas nuevas condiciones de profundización de la cuenca probablemente comenzaron a manifestarse gradualmente con carácter local en el tramo superior de la secuencia siliciclástica infrayacente (depósitos de turbiditas en cuencas confinadas tectónicamente, presencia de calizas pelágicas condensadas que suelen preceder a periodos de profundización de la cuenca, etc.).

Tampoco está de más recordar que unos Kms más al norte en el Gerrei el Devónico medio y superior e incluso el Carbonífero inferior (OLIVIERI, 1970) está representado por una potente sucesión carbonática; las calizas intercaladas en el techo de la secuencia siliciclástica constituyen en el Sarrabus el primer indicador de la existencia más al norte de importantes acumulaciones organógenas clasificables dentro de la magnafacies hercínica, en el sentido clásico del término (sedimentación pobre en terrígenos, desarrollada en altos estructurales, en el interior de una cuenca relativamente profunda).

5.7.5.- Interpretaciones previas.

Hay que señalar que los afloramientos situados al norte de Rocca Arricelli están incluidos en varios trabajos de Calvino dentro de la Fm. Arenaria de S. Vito. El estudio cartográfico y sedimentológico realizado permite excluir esta posibilidad.

NAUD (1980, 1981) y DEBRENNE & NAUD (1981) han propuesto que los materiales de la Unidad Detrítica Superior del sector de Pala Manna podrían corresponder a una lámina de materiales ordovícicos cabalgada sobre el siluro-devónico. Esta atribución cronológica tiene su origen en una posible edad ordovícica de los fragmentos de braquiópodos que contienen; no obstante, estos braquiópodos no han sido clasificados y esta apreciación es puramente una opinión personal. No existen evidencias de tectónica compresiva en el sector. BARCA & MASCIA (1982) recogieron esta posibilidad, sin aportar nuevos datos.

Algunos de los afloramientos comprendidos en la Unidad Detrítica Superior (por ej., los de Pala Manna) han sido atribuidos por MAXIA (1983) al Carbonífero. Esta datación fue realizada puramente en base a una correlación litológica regional, y tenía por objeto asimilar toda una serie de afloramientos del sur de la isla de Cerdeña a las facies de "flysch" de carácter sin- y/o tardotectónico del orógeno hercínico europeo, como reacción a la tendencia general por parte de otros autores de eliminación de dichas facies del panorama del Paleozoico sardo.

Los motivos que justificarían tal clasificación son: la existencia de estas potentes formaciones detríticas a techo de las secuencias siluro-devónicas, la presencia de secuencias de tipo "flysch", la existencia de niveles de liditas y brechas de liditas, la imposibilidad de correlacionar estos materiales con las secuencias detríticas atribuidas a la base de la secuencia paleozoica sarda (Formaciones de S. Vito y Solanas) y la inexistencia de formaciones detríticas análogas en las sucesiones paleozoicas sardas en otros niveles estratigráficos.

Sólo podemos comentar esta correlación por lo que se refiere a los afloramientos que hemos estudiado en el Sarrabus. La Unidad Detrítica Superior está constituida por un conjunto de depósitos superpuestos a los que podemos clasificar como "flyschoides" y a los de las liditas. Las liditas son exhalitas silíceas que aparecen asociadas a fracturas sinsedimentarias, en múltiples niveles (no sólo en uno o dos) de la secuencia litoestratigráfica (véase cap. 5.5.). Los depósitos de turbiditas clasificables como "flyschoides" citados por MAXIA (1983) en el Sarrabus tienen un claro origen tectono-sedimentario originado por una intensa actividad distensiva (véase cap. 5.3.), mientras que el depósito

de los materiales de la Unidad Detrítica Superior tuvo lugar en un momento de relativa pausa en dicha actividad distensiva.

En consecuencia, los dos argumentos principales empleados por MAXIA (1983) carecen de fundamento, en base a los estudios sedimentológicos realizados. No disponemos de la información suficiente para pronunciarnos en detalle sobre la totalidad de las secuencias paleozoicas del sur de la isla de Cerdeña, pero por lo que se refiere a la Fm S. Vito, los afloramientos septentrionales de la Unidad Detrítica Superior habían sido clasificados en su día por Calvino dentro de la Fm S. Vito, y en otros capítulos de este trabajo (véase caps. 7.1., 7.2., 7.5., etc.) se comenta en detalle la posición precisa de la Fm. S. Vito en la secuencia litoestratigráfica del Sarrabus. En nuestra opinión MAXIA (1983) no aporta datos que modifiquen la caracterización de la Fm S. Vito realizada en su día por Calvino.

Todo esto no excluye que buena parte o la totalidad de la Unidad Detrítica Superior tenga una edad carbonífera (en especial tras las dataciones de BARCA et al. 1986), pero no tiene ninguna relación con las facies sin- y/o tardo-orogénicas que MAXIA (1983) supone haber hallado.

Por su parte, BARCA (1985), en contraposición a lo afirmado por Maxia en el trabajo citado marca las distancias con este autor (no olvidemos que juntos -a pesar del cambio de grafía en el apellido- habían publicado el artículo BARCA & MASCIA, 1982) y señala: "...si deve concludere che gli unici sedimenti terrigeni con maggiore certezza attribuibili al Carbonifero Inferiore risultano quelli, peraltro arealmente limitati e poco potenti, del Conglomerato di Villasalto nel Gerrei e della Formazione de Pala Manna nel Sarrabus."

BARCA (1986) abunda en esto y en base a la limitada extensión de los afloramientos por él considerados y a su escasa potencia llega a emitir la hipótesis de que Cerdeña ocupó una posición paleogeográfica relativamente "externa" respecto a las áreas más subsidentes en las que el flysch hercínico europeo se acumuló; por lo que se refiere a esta última afirmación, coincidimos plenamente con BARCA (1986) en que no tiene sentido hablar de "flysch hercínico" en el caso que nos ocupa. Por lo que se refiere al fondo de la cuestión, si pasamos por encima de la confrontación personal entre estos dos autores se observa que ni uno ni el otro ofrecen argumentos documentados (estudios sedimentológicos detallados, por ej.) y se limitan a exponer opiniones.

En concreto, BARCA (1985, 1986) continúa considerando los materiales situados al norte de los domos del sector de Bruncu Adamu como cambro-ordovícicos, en la línea de la interpretación estratigráfica creada por Calvino casi 30 años antes. MAXIA (1985 b) aún va más lejos, implicando buena parte de estos materiales en un flanco tumbado de un pliegue de características pennínicas,

ignorando tanto la existencia de turbiditas confinadas tectónicamente bajo los depósitos de la UDS como la polaridad normal de la secuencia, ampliamente reconocible en multitud de estructuras sedimentarias presentes en el citado sector.

6.- Rocas ígneas

6.1.- Texturas de desvitrificación en rocas ácidas. Petrografía y modelos genéticos.

Este breve capítulo precede las descripciones petrográficas de las rocas ácidas, y se incluye con la finalidad de clarificar la terminología empleada.

Basta consultar los manuales de petrología más difundidos para observar que la caracterización de las rocas volcánicas ácidas se realiza principalmente mediante métodos geoquímicos, y que en general no se analiza en detalle la importancia relativa del material vítreo (y de sus características texturales) en su composición. En este sentido, ha avanzado mucho más el estudio de los materiales piroclásticos que el de los efusivos y los intrusivos. Con mayor motivo, el estudio de los procesos de desvitrificación y su petrografía son frecuentemente ignorados, y las referencias que se hacen a ellos suelen ser superficiales, incluso en trabajos especializados modernos. Esto podría hacer pensar que este tipo de procesos son mal conocidos, y que su interés es muy escaso.

Por el contrario, desde muy antiguo existen trabajos excelentes de petrografía descriptiva, e incluso intentos serios y documentados de ofrecer una sistemática petrográfica por lo que se refiere a este tipo de estructuras (véase por ej. RUTLEY 1891); y, por otra parte, este tipo de procesos son importantes desde el punto de vista de la identificación de las texturas originarias (e incluso desde el de la correcta identificación petrográfica de la roca), en especial en rocas antiguas como las que han sido objeto de nuestro estudio.

A continuación se resume la terminología descriptiva que hemos empleado, basada principalmente en los trabajos de LOFGREN (1971) y HATCH et al. (1983).

6.1.1.- Términos petrográficos.

Frente de hidratación: superficie de contacto entre vidrio hidratado y no hidratado, usualmente marcado petrográficamente por la existencia de una línea claramente distinguible, producto de los diferentes índices de refracción del vidrio en función de su grado de hidratación.

Frente de desvitrificación: superficie de contacto entre los productos cristalinos producidos en el proceso de desvitrificación y el vidrio, que normalmente ha sufrido hidratación.

Globulito: LOFGREN (1971) restringe el uso de este término a la descripción de burbujas y/o gérmenes cristalinos inferiores a las 5 micras, existentes tanto en los vidrios hidratados como en los productos desvitrificados. En un sentido más amplio, puede aplicarse tanto a fragmentos vítreos individualizados en la pasta de fondo como a fragmentos de dimensiones mayores. En función de su mutua asociación, en los vidrios recientes se distinguen estructuras de diferentes morfologías constituidas por grupos de globulitos aislados en la pasta vítrea.

Esferulito: agregado radial de fibras cristalinas, las cuales poseen la conocida propiedad de arracimarse en estructuras de morfología aproximadamente esférica, ya que entre el eje de una fibra y la contigua existe un ligerísimo ángulo, de modo que aún presentando en el detalle una continuidad cristalográfica ambas fibras no son perfectamente paralelas. El núcleo puede ser, un globulito, o un fragmento de vidrio, u otro cristal, e incluso en algunos casos un agregado microcristalino (probablemente secundario). Normalmente los esferulitos están constituidos por feldespato potásico y/o cuarzo; algunos pueden contener o constar enteramente de cristobalita.

Esferulito incompleto: se trata de haces de fibras, que convergen en un punto central, pero sin llegar a configurar la totalidad de un esferulito. En general presentan forma de gavilla, aislados en la pasta vítrea. Es propio de estructuras de desvitrificación muy incipiente, interrumpida rápidamente.

Axiolita: estructura formada por fibras cristalinas que irradian desde una línea. en lugar que desde un punto como en el caso de los esferulitos. En realidad la axiolita es una asociación de un grupo de esferulitos que, condicionados por su proximidad, no llegan a desarrollarse totalmente, en general menos de la mitad de su morfología esférica. Las axiolitas se desarrollan selectivamente (casi exclusivamente) sobre niveles del vidrio particularmente ricos en globulitos, previamente existentes (LOFGREN 1971).

Cuarzo micropoiquilítico: Término utilizado para referirse a cristales individuales de cuarzo que incluyen principalmente material feldespático, ya sea en forma de esferulitos, microlitos o pequeños cristales. En general, en el caso que nos ocupa incluyen principalmente esferulitos.

Textura orb (LOFGREN 1971): Los orbs consisten en uno o varios esferulitos contiguos, dando una estructura de morfología bulbosa que se caracteriza por no contener globulitos. En general los globulitos aparecen confinados en el exterior del orb (orb monoesferulítico) o, además de en el exterior, en sectores laminares entre los diferentes esferulitos, en el interior del orb. Los orbs aparecen aislados en el seno de la pasta vítrea o englobados por cuarzo poiquilítico.

6.1.2.- Sucesión de texturas generadas durante un proceso de desvitrificación.

LOFGREN (1971) estudió los procesos de desvitrificación en vidrios naturales de composición riolítica, producidos artificialmente en el laboratorio en presencia de agua con aportes de cationes y temperatura. Este autor comparó sus resultados con las descripciones existentes de productos de desvitrificaciones naturales, ofreciendo una clasificación petrográfica de los diferentes productos obtenidos y un esquema secuencial de formación de las diferentes texturas. El estudio que hemos realizado demuestra que esta clasificación, quizás menos completa que otras anteriores (sin ir más lejos, que la de RUTLEY 1891) es práctica y de fácil aplicación, y sobre todo desde un punto de vista genético explica perfectamente los tipos, sucesión y distribución de texturas encontradas.

6.1.3.- Estadios de evolución en un proceso de desvitrificación en una roca de composición riolítica según LOFGREN (1971).

Este autor distingue tres estadios principales: vítreo, esferulítico y granofírico.

Vítreo: Se caracteriza petrográficamente por presentar una textura de obsidiana (o en un caso más general, con marcado predominio del vidrio sobre los cristales) con esferulitos aislados. En este estadio existe preservación de estructuras vítreas, perlíticas, inhomogeneidades primarias resaltadas por la diferente birrefringencia del vidrio (sectores con inicios de hidratación, etc.), estructuras formadas por asociación de globulitos, etc.

Esferulítico: La transición desde el anterior queda marcada por el paso de la mesostasa a una matriz criptocristalina con cristalitas de extinción independiente. Durante esta transformación se produce obviamente la destrucción de parte de la textura original del vidrio, antes evidenciada por las diferencias de birrefringencia de éste.

Dentro del estado esferulítico propiamente dicho, la textura aparece dominada por la presencia de esferulitos y/o cuarzo micropoiquilítico, pudiendo o no existir la textura orb y los axiolitos en función de la existencia o no de inhomogeneidades previas en el vidrio, y de su composición. El cuarzo es simpléctico o con extinción en parches. En la textura orb, los globulitos son expulsados por los esferulitos mientras estos crecen. Cuando varios esferulitos ocupan un orb, obviamente éste incluye sectores con reconcentraciones de globulitos.

Como resultado de este proceso los orbs adquieren una forma bulbosa durante su crecimiento, y existen intersticios vítreos entre los orbs. No obstante, en algunos casos los esferulitos que forman un orb no han desplazado los globulitos durante su crecimiento, de modo que los contienen. El cuarzo micropoiquilítico aparece en los intersticios entre orbs, y es posterior al desarrollo de éstos, motivo por el que aparece controlado espacialmente por ellos. En algunos casos los esferulitos han sufrido una recristalización interna, más tardía. Las experiencias de LOFGREN (1971) demuestran en todo caso que la existencia del cuarzo micropoiquilítico en rocas de composición riolítica es un buen indicador de un estado vítreo previo.

La hipotética desaparición de toda traza de esferulitos y fibras, por recristalización en individuos de mayor tamaño conduciría según LOFGREN (1971) al estadio granofirico o granítico. Este último estadio no fue alcanzado en sus experiencias de laboratorio. En este estadio el cuarzo poiquilítico debería ser incluido por nuevos cristales producto de la recristalización de la mesostasa criptocristalina, y las texturas orb desaparecerían.

6.2.- Interacción entre magmas de composición ácida (e intermedia) y sedimentos siliciclásticos parcialmente litificados en medio subacuático: litofacies resultantes.

6.2.1.- Introducción.

La interacción entre magmas y productos sedimentarios parcialmente litificados en medio subacuático es un fenómeno conocido desde antiguo en la literatura geológica. En el caso de los magmas de composición basáltica ha sido estudiado modernamente en detalle, y existen excelentes trabajos que lo describen, tanto desde el punto de vista genético como del de las litofacies resultantes; existen además en muchos trabajos referencias de paleovolcanismo con pillow-lava, breccia-pillow, etc. (CARLISLE 1963; FURNES, 1972; etc). Por el contrario, no sucede lo mismo en el caso del volcanismo ácido, donde se conocen pocos trabajos que hayan afrontado este tema modernamente (KOKELAAR 1982, KOKELAAR et al. 1985).

Ello es debido en buena parte al carácter frecuentemente explosivo del volcanismo ácido. Sin embargo, hoy sabemos que dicho carácter explosivo puede ser parcial o totalmente inhibido en medio subacuático (CAS, 1978; CAS & WRIGHT 1987), y por lo tanto se puede suponer que la existencia de interacciones magma-sedimento y su posterior preservación en el registro fósil ha debido ser un hecho relativamente frecuente en el pasado, independientemente de que hasta la actualidad sea un fenómeno poco estudiado.

En particular este tipo de interacciones han debido producirse y conservarse preferentemente en medio subacuático, donde la erosión sufrida por los materiales a posteriori en líneas generales ha sido en la mayoría de los casos sensiblemente menos intensa que en condiciones subaéreas. Durante el trabajo realizado en el Sarrabus, y muy especialmente en el Sarrabus Occidental hemos podido reconocer y estudiar diferentes ejemplos de este tipo de interacciones.

El hecho de que este tipo de litofacies se concentren preferentemente en el sector occidental se debe tanto a las óptimas condiciones de afloramiento, que han permitido un estudio en detalle de la zona, como al hecho de que en el Sarrabus se puede observar, en líneas generales y para un mismo nivel de erosión de los materiales, una evolución gradual en la edad de las rocas volcánicas, y en especial de las rocas volcánicas ácidas que constituyen volumétricamente la contribución principal en la secuencia paleozoica.

Muy esquemáticamente se puede afirmar (GIMENO 1986 c) que en el sector occidental afloran las rocas volcánicas ácidas

constituyendo la base de la secuencia siliciclástica paleozoica, en facies de grandes domos erosionados en condiciones submarinas, o bien en forma de grandes criptodomas emplazados en niveles muy someros respecto al fondo marino, mientras que en el sector central unicamente se reconocen criptodomas y/o diques de dimensiones menores emplazados en niveles menos someros, y finalmente en el sector oriental algunos de los cuerpos principales (el "porfido grigio" de Genn'Argiolas sin ir más lejos) atraviesan la totalidad de la secuencia siliciclástica, siendo aparentemente más modernos que los grandes domos del sector occidental.

Al presentar los materiales de toda la zona un nivel de erosión aproximadamente análogo, los cuerpos ígneos del sector oriental, más modernos y emplazados en un nivel superior de la secuencia siliciclástica paleozoica han sufrido más intensamente la erosión, y nos muestran en la actualidad las facies más internas del domo, o facies francamente subvolcánicas. En consecuencia, los niveles preservados y actualmente expuestos de las estructuras volcánicas en el sector oriental son, en líneas generales, inferiores al que corresponde a la zona de interacción entre magmas ascendentes y sedimentos parcialmente litificados y aún embebidos en agua, en niveles muy superficiales. Este hecho justifica que sea más frecuente hallar este tipo de estructuras en el sector occidental.

Con todo, hay que matizar que esta distribución espacial se refiere principalmente a los grandes domos y criptodomas ácidos, ya que el volcanismo ácido aparece reiteradamente a lo largo de la columna litológica del Sarrabus, tal como se explica en detalle en los correspondientes apartados de este trabajo y tal como fuera señalado ya en su día en el sector oriental por CALVINO (1963, 1965). Este hecho ha sido ignorado por los autores que han trabajado más modernamente la geología del Sarrabus, ciñéndola artificialmente a las columnas sintéticas que nos ofreció Calvino en sus primeros trabajos.

El reconocimiento y descripción de las estructuras de interacción magma/sedimento son de gran interés, ya que contribuyen decisivamente a delimitar el nivel estructural de emplazamiento de los domos, o más precisamente, la existencia de un emplazamiento muy somero, con una escasa columna de sedimentos (del orden de metros o decenas de metros). Además, permiten determinar igualmente con certeza el sector aflorante del aparato volcánico, aspecto especialmente importante si tenemos en cuenta que éste puede haber sufrido erosión parcial. La determinación del nivel del aparato volcánico aflorante, y de la profundidad aparente de emplazamiento de éste en la secuencia siliciclástica constituye como se verá (caps. 15. y 20.) una guía de prospección y valoración de los indicios minerales asociados a estos aparatos volcánicos.

Por otra parte, este tipo de estructuras nos confirman sin margen de discusión la contemporaneidad del sedimento con el magma que se emplaza, factor que de hecho ya quedaba marcadamente establecido por la existencia de depósitos epiclásticos asociados a los domos emergentes en el fondo marino. Esta contemporaneidad es especialmente significativa en el caso del sector occidental (sector Punta Serpeddi-Monte Tronu-Cuili Isca Sa Pira), ya que en este sector ha sido descrita la existencia de duplicaciones tectónicas y contactos mecánicos asociados a tectónica tangencial (BARCA y MASCIA, 1982) interpretación totalmente contrapuesta a la ofrecida por las estructuras de interacción magma/sedimento, y del todo injustificada, si atendemos a las evidencias de campo (cartografía, sedimentología, paleovulcanismo, desarrollo del metamorfismo de contacto y la alteración hidrotermal asociada a la intrusión de los domos, etc.).

Finalmente, la variedad de tipologías de litofacies estudiadas en el Sarrabus y su emplazamiento en un contexto geológico perfectamente conocido permite extraer conclusiones sobre las condiciones físicas de desarrollo de los fenómenos de interacción, de modo que la tipología y las citadas conclusiones pueden ser de utilidad en estudios de paleovulcanismo desarrollados en un contexto mucho más general, hecho que es de interés si tenemos en cuenta la ya citada escasez de estudios sobre este tipo de litofacies.

6.2.2.- Descripción de las litofacies reconocidas.

Para la descripción de las litofacies se ha partido del conjunto de ellas existentes en el ya citado sector occidental, para complementar la descripción a posteriori con otros tipos existentes en otros sectores. Esta descripción se realiza paralelamente a la descripción de la geología regional por zonas, de modo que ambos apartados del trabajo tengan entidad en sí mismos, y se complementen.

En este sector occidental (fig. 83) coexisten grandes domos ácidos parcialmente erosionados en medio subacuático y fosilizados por los materiales siliciclásticos del Ordovícico Superior-Silúrico inferior (sectores de Punta Serpeddi-Monte Tronu-Bruncu Mjuru Lecca) con criptodomos emplazados en condiciones muy someras en los citados materiales siliciclásticos. Este hecho, además de evidenciar la prosecución del magmatismo ácido en el tiempo, permite estudiar las litofacies generadas por la interacción magma-sedimento desarrolladas durante un emplazamiento muy somero de los magmas, con láminas de sedimento de (a lo sumo) unas pocas decenas de metros de potencia.

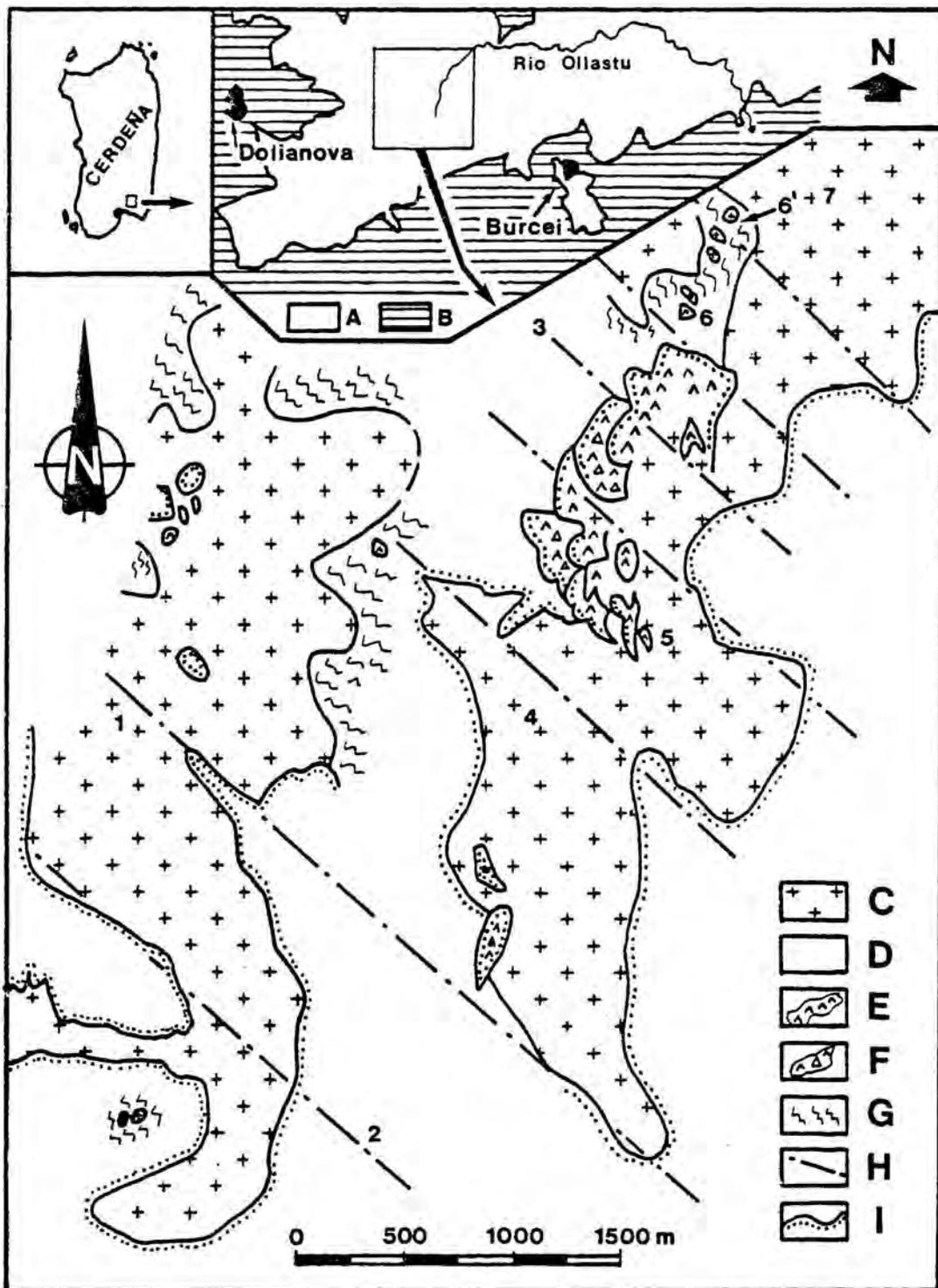


Fig. 83.- Situación geográfica y esquema geológico del sector del que proceden los ejemplos estudiados en el trabajo.

Leyenda: A/ Sucesión paleozoica (Ordovícico Superior-Devónico). B/ Granitoides Tardihercínicos del Sarrabus. C/ Rocas volcánicas ácidas en facies de domo. D/ Rocas siliciclásticas de la sucesión paleozoica. E/ Rocas volcánicas ácidas en facies efusivas lávicas. F/ Rocas volcánicas ácidas en facies efusivas íntimamente asociadas a rocas epiclásticas. G/ Aureolas de metamorfismo de contacto producidas por la intrusión de los domos ácidos. H/ Fracturas sinsedimentarias afectando a los domos. I/ Contacto stratigráfico, con superposición normal del lado de los puntos. Localidades: 1/ Monte Tronu. 2/ Cuili Musoni Scusa. 3/ Serra Sa Litera. 4/ Bruncu Prastali. 5/ Bruncu Mauru Lecca. 6/ Cuili Isca S' Arena. 6'/ Sector a norte de Cuili Isca S' Arena (véase el texto). 7/ Cuili Isca Sa Pira. (extraída de GIMENO, 1988 b).

Existen igualmente diferentes coladas de riolitas y riodacitas efusivas, bien diferenciadas textural y petrográficamente de las litofacies objeto de nuestro estudio. En este sector la sucesión siliciclástica se ha depositado enteramente en condiciones submarinas, tal como queda evidenciado por la existencia de intercalaciones de numerosos niveles fosilíferos (con faunas de braquiópodos, graptolites, orthoceras y radiolarios) y por sus características sedimentológicas (GIMENO 1985, y Cap. 5.2.).

Los afloramientos de rocas ácidas intrusivas existentes en este sector pueden ser clasificadas en dos grupos, principalmente en función de sus dimensiones. El primer grupo (fig. 84), esquemas 1a y 1b) corresponde a cuerpos de dimensiones kilométricas, con una sección aproximadamente elíptica en planta y una textura macroscópica claramente porfídica, en la que resaltan los fenocristales de feldespato (y con menor intensidad, los de cuarzo) sobre una pasta de fondo gris oscuro, en rocas no alteradas ("porfidi grigi" de CALVINO, 1960).

El segundo caso (fig. 84, esquemas 2a, 2b y 2c) corresponde a cuerpos de dimensiones decamétricas, o a lo sumo hectométricas, y de secciones en planta variables entre morfologías simplemente circulares y morfologías elongadas, claramente controladas por fracturas. Es frecuente, además, la existencia de asociaciones de domos a lo largo de una lineación tectónica, manifestada también por la existencia de fracturas sinsedimentarias en los materiales siliciclásticos y efusiones de riolitas ("porfidi bianchi" de CALVINO, 1960) estrictamente controladas por la fractura (por ej., sector de Bruncu Mauru Lecca, fig. 83).

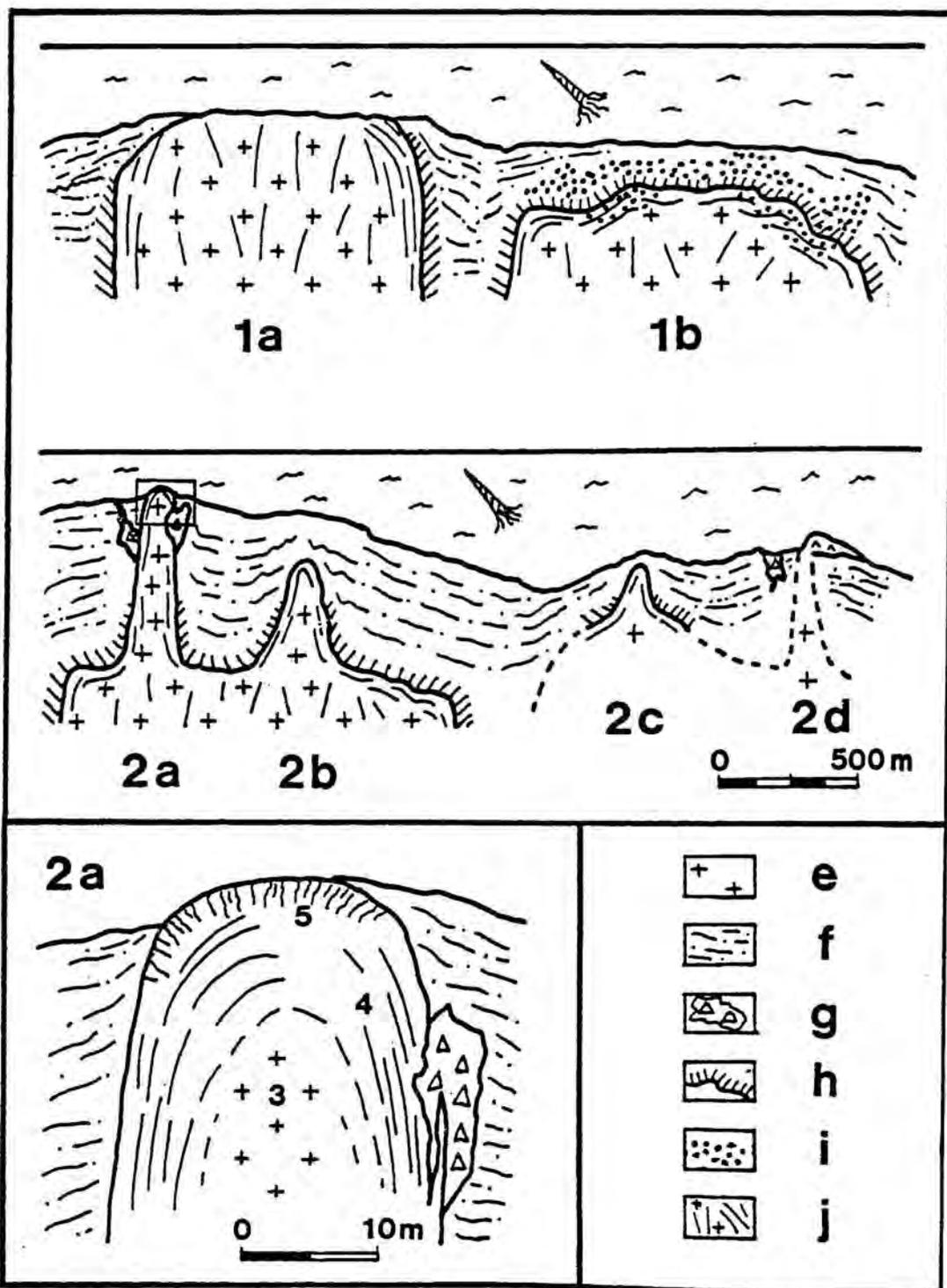


Fig. 84.- Esquema de los diferentes tipos de domos ácidos comentados en el trabajo.

Leyenda: 1a/ Domo emergente en el medio submarino, con erosión simultánea a su propio crecimiento. 1b/ Criptodomo de grandes dimensiones emplazado en niveles muy superficiales (sedimentos siliclásticos parcialmente litificados). 2a/ Criptodomo de pequeñas dimensiones parcialmente emergente en medio submarino, conectado a un gran criptodomo infrayacente (3: facies porfidicas; 4: facies fluidades; 5: zona de disyunción columnar). 2b/ y 2c/ Criptodomos de pequeñas dimensiones emplazados en niveles superficiales (véase texto). 2d/ Criptodomo no aflorante, deducido en base a la presencia de lavas y brechas en superficie. e/ Rocas volcánicas ácidas en facies de domo. f/ Rocas siliciclásticas y epiclásticas. g/ Brechas oligomícticas, formadas por clastos de domo y rocas siliciclásticas (véase texto). h/ Aureolas de metamorfismo de contacto. i/ Alteración hidrotermal. j/ Estructuras fluidales y/o fracturas de retracción en el interior de los domos. (Extraída de GIMENO, 1988 b).

La estricta correspondencia espacial entre los pequeños criptodomos del segundo tipo y las riolitas emplazadas en el fondo marino (fig. 83, localidades 6 y 6'), unida a la similitud composicional y la proximidad cronológica hace pensar que las lavas son los equivalentes efusivos de los citados criptodomos (fig. 84, 2d).

Los afloramientos existentes en el Sarrabus Occidental permiten reconocer diferentes secciones verticales de los criptodomos del segundo tipo. La morfología de dichas secciones es aproximadamente cilíndrica, con un ligero ensanchamiento hacia su base y una terminación superior aplanada en cúpula. Los sectores centrales de estos cuerpos cilíndricos, en especial hacia la base de los diferentes cuerpos, presentan una apariencia porfidica muy similar textural y composicionalmente (con un gradual incremento en el número y tamaño de los fenocristales hacia los tramos inferiores) a la de los grandes domos del primer tipo, y en algunos casos se puede llegar a observar con claridad que los pequeños criptodomos del segundo tipo constituyen apófisis de criptodomos mucho mayores asimilables al primer tipo (fig. 84, 2a y 2b).

6.2.2.1.- Estructura interna del sector superior de los domos.

Los cuerpos del primer tipo se caracterizan por su homogeneidad, especialmente patente en los casos en los que ha existido importante erosión del domo en medio submarino simultáneamente al depósito de los materiales siliciclásticos (fig. 83, 1a). Por otra parte, esa misma erosión nos ha eliminado en su mayor parte los sectores de contacto roca volcánica/sedimento, la más heterogénea a priori.

En general la única estructura perceptible es una fracturación subvertical, con un espaciado métrico, atribuible a grietas de retracción producidas durante el enfriamiento de los domos. Esta fracturación aparece sólo esporádicamente, y hacia los sectores de borde de los domos se observa únicamente la existencia de contactos intrusivos, o de superposición normal de materiales siliciclásticos y/o epiclásticos mediante un contacto erosivo. En el primero de estos casos, existe un metamorfismo de contacto de grado muy bajo (a lo sumo en facies esquistos verdes) restringido a unos metros o unas pocas decenas de metros del contacto, mientras que en el segundo se observa que los materiales siliciclásticos presentan buzamientos periclinales de direcciones variables, rodeando completamente el paleorelieve (domo) sobre el que se depositan.

Localmente (por ej., en el sector situado al este de Bruncu Mauru Lecca) se ha observado un borde de domo con una disyunción "en piel de cebolla" de dimensiones decimétricas-métricas, subparalela al buzamiento de los materiales siliciclásticos suprayacentes, que interpretamos igualmente como producto de retracción por enfriamiento del domo (fig. 84, 1a). En otros sectores, como por ej. en el margen sur del domo correspondiente al sector de Cuili Pruna-Cuili Musoni Scusa, en lugar (o además) de estas estructuras de retracción hallamos un borde de domo con estructuras igualmente concéntricas paralelas a la estratificación suprayacente, con pseudolaminaciones milimétrico-centimétricas, y con un tránsito gradual al sedimento existente a techo.

Desde un punto de vista petrográfico, las características de estos sectores son similares a las de los sectores marginales de los domos, con la única diferencia de un enriquecimiento en óxidos de Fe en láminas más o menos subparalelas/anastomosadas. Este enriquecimiento es el que propicia macroscópicamente la apariencia de pseudolaminación, asociado en ocasiones a concentración selectiva de los fenocristales (fig. 85). A nuestro entender, este tipo de tránsitos son atribuibles a alteración de los materiales del domo en su sector más externo más que a interacciones con el sedimento.

En algunos casos bastante raros se observa con claridad un contacto intrusivo lateral de un domo de grandes dimensiones, con un buen desarrollo de las estructuras magmáticas. El caso más ilustrativo que conozco es el contacto al este del "porfido grigio" de Rocca Arriceli, en las proximidades de la antigua mina de Sa Cea s'Ollastu. Se trata de un domo extrusivo, descrito más adelante (Cap. 7.5.3.). El contacto lateral se caracteriza por la presencia de un vidrio riolítico de color verde claro-amarillento, con una clara foliación subvertical paralela al contacto con los materiales sedimentarios (véase la fig. 86). Dicho contacto es neto y rectilíneo, aunque del lado de los sedimentos existen localmente brechas asociadas a la intrusión constituidas prevalentemente por material sedimentario; hay una pequeña contribución de material volcánico y el cemento puede ser tanto cuarzo hidrotermal como material lutítico.

La foliación presente en el material volcánico queda resaltada por la presencia de algunos cristales aislados en el seno de la masa de vidrio, y por un marcado crecimiento de esferulitos durante los procesos de desvitrificación según la foliación, con desarrollo preferencial en algunos planos. Los esferulitos están constituidos prevalentemente de feldespato potásico, y otro rasgo digno de destacar es la existencia de ligeras discordancias angulares de bajo grado entre las líneas de foliación y el desarrollo de porosidad de tendencia planar macroscópicamente distinguible según algunos planos de foliación preferenciales.

La foliación es sin lugar a dudas una estructura de flujo magmático, mientras que por lo que se refiere a la porosidad recién comentada, en mi opinión cuanto menos en parte debe corresponder a desgasificación del magma/concentración preferencial de gases durante la intrusión. No se puede excluir que esta estructura primaria de desgasificación haya sido resaltada parcialmente durante los procesos de alteración meteórica.

Volviendo a la descriptiva general, hemos de señalar que algunas de las estructuras de grandes dimensiones correspondientes al primer tipo muestran evidencias de no haber llegado a aflorar en condiciones subacuáticas, permaneciendo por lo tanto como criptodomas de grandes dimensiones bajo una cubierta relativamente delgada de sedimentos (fig. 84, 1b). Estas evidencias son variadas. Los contactos con los sedimentos se caracterizan por la presencia de un metamorfismo de contacto en facies esquistos verdes, de características y dimensiones similares (o sensiblemente menores) a las descritas más arriba para los contactos intrusivos laterales de los domos.



Fig. 85.- Detalle de la litofacies superior más externa de un domo de grandes dimensiones, con un sector más oscuro enriquecido en óxidos de hierro (y, localmente, con concentraciones selectivas de los fenocristales de cuarzo) en el techo, y un sector gris-amarillento hacia el interior del cuerpo. En una y otra zona son patentes las pseudolaminaciones. Estas pseudolaminaciones se distinguen tanto en una escala milimétrica (a) como en la centimétrica, con la alternancia de bandas rojizas y claras que marcan el tránsito a las rocas siliciclásticas suprayacentes. Atribuimos esta litofacies a alteración autohidrotermal asociada a la intrusión. Laja pulida de roca, localidad situada unos 500 m al noroeste de Cuili Musoni Scusa, Sarrabus Occidental). La flecha en el ángulo inferior izdo. señala la polaridad de la muestra.

Fig. 86.- Foliación de flujo magmático en la facies vítrea de composición riolítica del margen NE del domo de Rocca Arricelli (Sarrabus Central).

La superficie de contacto es aproximadamente planar, pero claramente irregular e intrusiva en el detalle, y se observa una disyunción planar subhorizontal de dimensiones decimétricas en los primeros metros de la roca volcánica en el sector del contacto con las rocas siliciclásticas (equivalente a la disyunción en "piel de cebolla" del caso anterior) (véase la fig. 87). En el detalle, esta disyunción subhorizontal puede estar constituida por planos localmente convergentes, con un carácter más o menos "anastomosado" (s.l.).

En toda la franja del contacto es muy patente la existencia de fenómenos hidrotermales asociados, caracterizados por la movilización de óxidos e hidróxidos de hierro (con una dispersión de varios metros o decenas de metros, tanto en la roca volcánica como en la siliciclástica) y la presencia de una silicificación, muy patente en forma de vetas subverticales de cuarzo lechoso macrocristalino de origen hidrotermal (principalmente concentradas en la roca siliciclástica suprayacente). Estos crecimientos de cuarzo hidrotermal se hallan también rellenando las cavidades creadas por la disyunción subhorizontal recién citada, en el sector superior de los domos.

Por su parte, las rocas siliciclásticas suprayacentes presentan delicadas evidencias de tipo sedimentológico (preservación de láminas implicadas en pequeñas discordancias angulares,

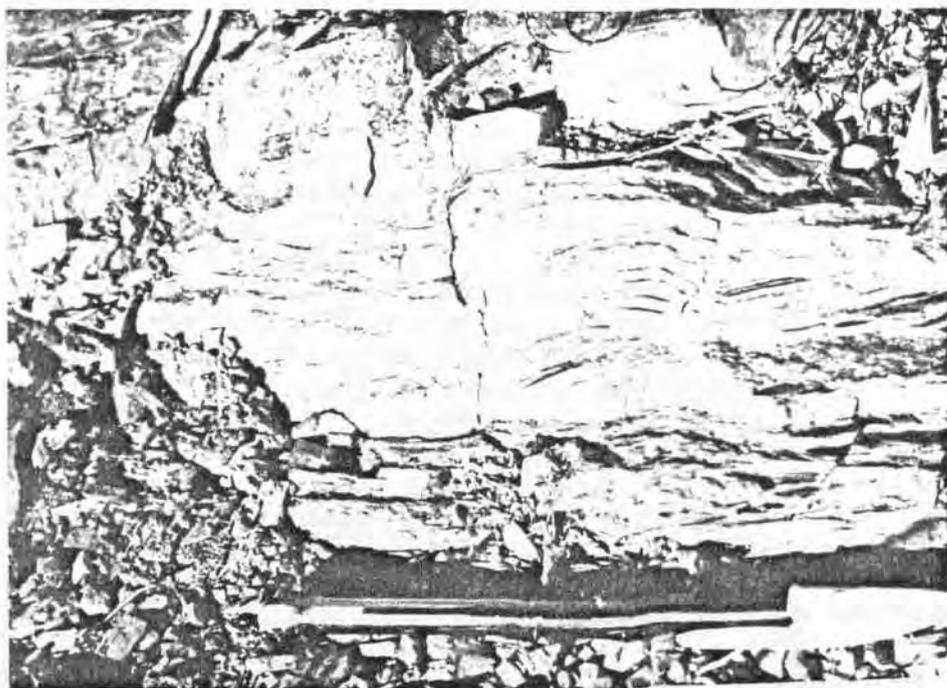


Fig. 87.- Detalle de la disyunción según planos subhorizontales en el tramo de techo de los grandes domos ácidos endógenos. Localidad: Domo al norte de Riu Piccinu, Sarrabus occidental).

Fig. 88.- Detalle de las pequeñas fracturas sinsedimentarias y discordancias intraformacionales presentes en los materiales siliciclásticos depositados simultáneamente al emplazamiento de los grandes domos intrusivos. Localidad: 400 m al NE de Cuili Genn'e Funtana, Sarrabus Occidental.

microfracturas sinsedimentarias, deslizamientos intraformacionales, etc.) que indican tanto las características moderadas del termometamorfismo que han sufrido (mero incremento de la cohesión de la roca, sin destrucción significativa de las estructuras sedimentarias) como las condiciones inestables (inestabilidad ligada al crecimiento y ascenso de los criptodomas) en las que se han sedimentado. (Véase fig. 88).

6.2.2.2.- Litofacies de las zonas de contacto.

Dejando de lado los escasos ejemplos que acabamos de describir sucintamente, las litofacies de la zona de contacto son difícilmente reconocibles en las estructuras de dimensiones mayores. Por el contrario, en los criptodomas del segundo tipo existe una amplia variedad de litofacies, que permiten reconocer toda una tipología de contactos roca volcánica/sedimento parcialmente litificado, e informan sobre la fenomenología de interacción probablemente desarrollada entre ambos.

6.2.2.2.1.- Litofacies de contacto en los criptodomas del segundo tipo. (Fig. 84, 2a y 2b).

Dentro de una estructura cilíndrica vertical culminada en una cúpula más o menos aplanada las litofacies que reflejan una interacción activa entre el volcanismo y los sedimentos siliciclásticos aparecen en general restringidas a los 20-30 metros finales de desarrollo del criptodomo (fig. 84, 2a). Por debajo de esa zona los contactos son en general de carácter intrusivo, con desarrollo de una zona felsítica (de desarrollo decimétrico-centimétrico) algo más pobre en fenocristales que el pórfido que ocupa el centro del criptodomo.

De todas formas se puede matizar que es raro hallar una felsita masiva típica, sin apenas fenocristales, y que los contactos felsita/rocas siliciclásticas no se caracterizan por un contacto neto por fracturas rectilíneas, sino que el pórfido se introduce en los sedimentos mediante protusiones o superficies curvas o hemiesféricas de diámetro decimétrico/métrico. (ej. típico, fig. 83. loc. 6').

En los tramos superiores de las paredes laterales del criptodomo no se puede ya hablar de una orla felsítica, sino que se observa macroscópicamente un tránsito gradual imperceptible entre el sector central del cuerpo, de carácter porfídico (pobre en cristales, pero con una distribución homogénea de éstos), a una zona de contacto con los sedimentos con una foliación de flujo bien definida, paralela al contacto y salpicada de fenocristales orientados según la dirección de flujo (fig. 84, 2a inferior). La pasta de fondo de esta zona de contacto muestra desvitrificaciones (estructuras esferulíticas, cuarzo micropoiquilítico, etc.).

Dada la morfología cilíndrica del criptodomo, con paredes subverticales, la foliación de flujo es igualmente subvertical, para pasar gradual pero rápidamente a subhorizontal en el sector de techo del criptodomo. Es significativa la ausencia en este tipo de estructuras de pliegues de flujo de origen magmático, que como veremos son característicos de otro tipo de criptodomos. El tránsito foliación de flujo/estructura porfídica carente de él se desarrolla paralelamente a la aparición en el sector externo del contacto pórfido/sedimentos de zonas de brechificación. Estas zonas de brechificación aparecen en los últimos 10-20 metros de desarrollo vertical del criptodomo.

Por otra parte, en algunos casos se observa con claridad que en el sector de techo de los criptodomos el nivel más externo (de espesor decimétrico-métrico) del domo la foliación subvertical sufre la superposición de una fracturación de carácter radial (y, consecuentemente, subvertical y perpendicular a las líneas de flujo magmático en el sector de techo) de espaciado decimétrico, atribuida a retracción por enfriamiento rápido (fig. n. 89).

Brechificaciones como las descritas en los márgenes de los criptodomos cilíndricos aparecen igualmente en zonas próximas en las que únicamente afloran riolitas extrusivas con pliegues reomórficos (por ej., en el sector de Cuili Isca S'Arca) y sedimentos siliciclásticos, en los que aparecen frecuentemente clastos gruesos de rocas volcánicas atribuibles tanto a las coladas riolíticas como a los sectores de borde de los criptodomos (fig. 84, 2d). Estas brechas aisladas de los criptodomos aparecen confinadas siempre en sectores controlados por fracturas, sin dar lugar a expansiones estratiformes similares a las producidas en los fenómenos hidromagmáticos (véase más adelante, cap. 6.2.3.4.).



Fig. 89.- Fracturación subvertical, perpendicular a las líneas de flujo magmático, en el sector de techo de un domo ácido de pequeñas dimensiones (segundo tipo, véase el texto). Sector al noreste de Cuili Isca S' Arena, Sarrabus Occidental.

Dentro del sector apical de los criptodomas podemos hallar otras litofacies diferentes. Las principales son la litofacies de interdigitación roca volcánica/sedimento con desarrollo de peperitas (fig. 84, 2b), la litofacies con micropillows riolíticos (fig. 84, 2c) (sensu KOKELAAR 1982) y, ya dentro de un tipo de criptodomas con morfología diferenciada de la cilíndrica-vertical antes expuesta, las litofacies con expansiones de tipo sill y pliegues de flujo magmático asociados.

6.2.2.2.2.- Litofacies peperíticas.

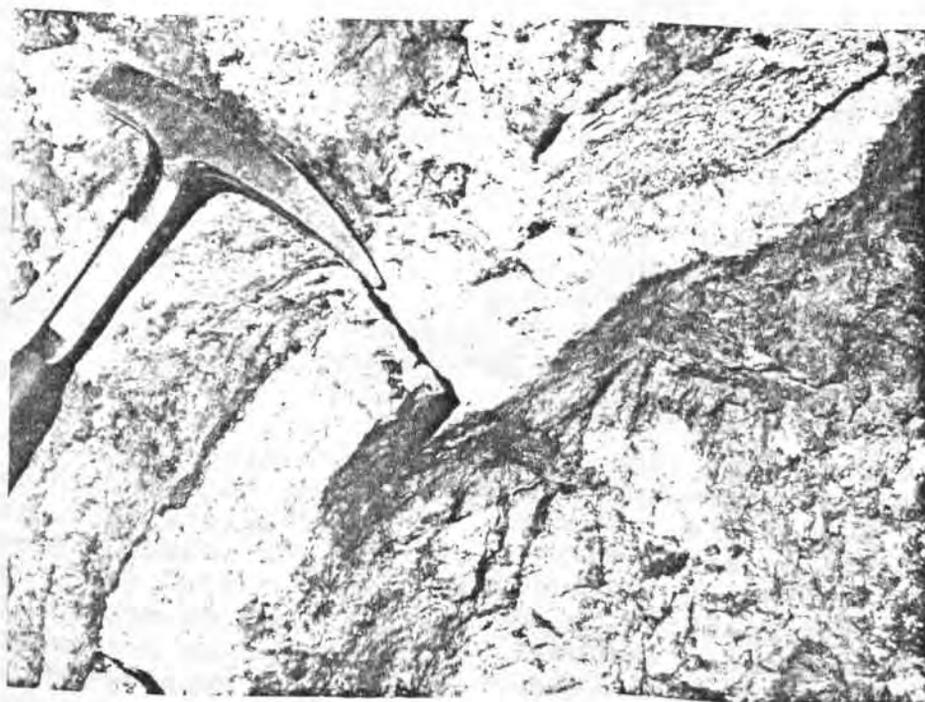
La primera de estas litofacies consiste en una interpenetración del magma ácido ascendente con la roca siliciclástica. Esta interpenetración se produce debido a que, a diferencia de lo que se veía en el caso anterior, el magma no asciende solidariamente sino que emite lóbulos de dimensiones decimétricas/métricas en el sector de la cupula del criptodomo. La emisión de estos lóbulos no sigue ninguna dirección preferencial, y se observa que existe incorporación de fragmentos siliciclásticos de dimensiones variables (incluso decimétricos) en el sector más externo del criptodomo.

Los materiales siliciclásticos del encajante (e incluso los incorporados en el interior del criptodomo) no han sufrido una recristalización intensa, sino más bien alteración por fluidos calientes, pero con total preservación de sus estructuras (laminaciones, etc.). De hecho, estos sedimentos únicamente han sufrido deformación variable en condiciones bastante dúctiles, acomodándose a los lóbulos que los intruían desordenadamente. Hay que señalar que en una escala muy local, en general decimétrica-métrica alrededor del criptodomo la intrusión de éste ha sido acompañada de la formación de esquistosidad en los materiales pelíticos. Esta esquistosidad es poco penetrativa y no va acompañada de una recristalización importante del sedimento.

Con todo, la principal característica de este tipo de contacto magma/sedimento consiste en la génesis de una banda de dimensiones centimétricas en el contacto entre el criptodomo y el sedimento. En ella se desdibuja la línea de contacto entre uno y

Fig. 90.- Litofacies peperítica. Nótese la existencia de una zona de tránsito ("t") entre la riolita ("r") y la roca siliciclástica ("s"), y la acumulación en el inicio de ésta de diferentes cristales de feldespatos potásicos ("f") expulsados desde la riolita, por vaporización del agua existente en el momento de la interacción magma/sedimento. Laja pulida, muestra procedente del sector situado al norte de Cuili Isca S' Arena (Sarrabus occidental, 6' en fig. 83). La flecha en el sector superior derecho indica la polaridad de la muestra.

Fig. 91.- Apófisis de dique ácido inyectadas entre materiales siliciclásticos escasamente recristalizados, con formación de una litofacies peperítica por expulsión de cristales de feldespatos desde el magma hasta los primeros centímetros del sedimento inconsolidado. Idéntica localidad que en la fig. 90.



otro material, con la desaparición de la estructura del sedimento (a lo sumo en una banda de 1 cm. de espesor) y la expulsión de fenocristales desde el borde del criptodomo al exterior (fig. 90 y 91). Estos cristales, que tienen color claro blanco-rosado y están constituidos principalmente por feldespatos potásicos, quedan acumulados en el sedimento inmediatamente adyacente, de color más oscuro; considerando esta litofacies desde un punto de vista estrictamente morfológico, podemos clasificarla como de tipo "peperítico".

El término "peperítico" ha sido empleado en la literatura geológica desde antiguo (véase por ej., referencias en: MICHEL, 1952; CAS & WRIGHT, 1987, etc.), en especial por autores franceses y británicos. Aunque este empleo y sus connotaciones genéticas varía de unos autores a otros, podemos resumir que en general ha sido aplicado a magmas de composición básica emplazados en sedimentos aún no litificados, dando como resultado una litofacies moteada, debida a la presencia de fragmentos aislados de pequeñas dimensiones y color oscuro (de ahí el término, por su similitud con granos de pimienta negra) de roca volcánica en el sedimento, una vez consolidado éste.

Recientemente KOKELAAR (1982), aún sin redefinir de nuevo el término, lo ha aplicado empleándolo desde un punto de vista puramente descriptivo en diferentes casos muy bien documentados de interacción entre magmas ácidos y sedimentos en los materiales ordovícicos de Ramsey Island, en Wales (op.cit., p. 28).

6.2.2.2.3. Litofacies con micropillows.

La litofacies con micropillows consiste en la formación en el tramo más externo de la cúpula del criptodomo de una superficie bulbosa, formada por expansiones de composición riolítica de unos 3-10 cm. de diámetro (fig. 92). La morfología de estas expansiones bulbosas no es esferoidal, sino que se asemeja más a un elipsoide de rotación dispuesto con su dimensión mayor perpendicularmente a la superficie del criptodomo, y a diferencia del caso anterior no existe asimilación sustancial macroscópicamente visible de material sedimentario por parte de la roca volcánica.

Si consideramos una sección perpendicular al criptodomo, se puede reconocer que los micropillows no aparecen únicamente en la superficie bulbosa, sino que existe un sector de un medio metro de espesor en el que se puede reconocer un empaquetado de estas estructuras (figs. 93, 94 y 95). El empaquetado está constituido por micropillows de sección longitudinal aproximadamente exagonal, con estructuras microbrechificadas en las zonas intersticiales, y pasa gradualmente hacia el interior del criptodomo hacia una riolita homogénea sin micro-

pillows, con sectores con el microbrechado parcialmente patente (fig. 96).

Este tipo de litofacies con micropillows aparecen también localmente en sectores marginales de techo de los domos mayores en el Sarrabus occidental, mientras que en otras regiones han sido descritos casos relacionados con la intrusión de sills ácidos (KOKELAAR, 1982).



Fig. 92.- Tránsito desde una litofacies riolítica vítrea masiva hasta una litofacies bulbosa con micropillows, en el tramo de techo de un domo ácido. Localidad situada unos 500 m al oeste de Cufli Genne Funtana, Sarrabus Occidental).

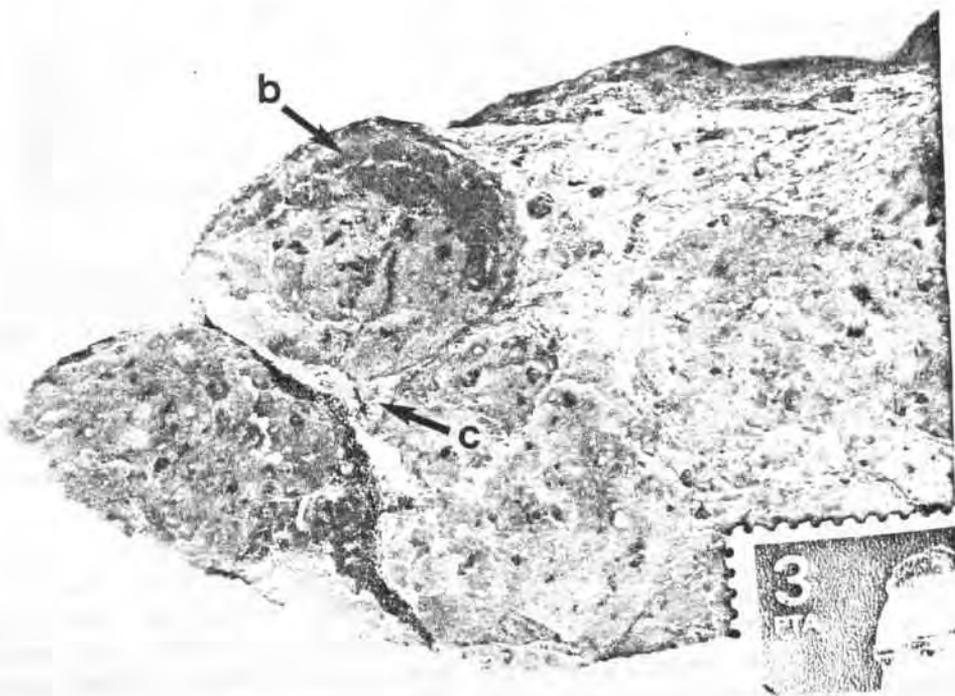
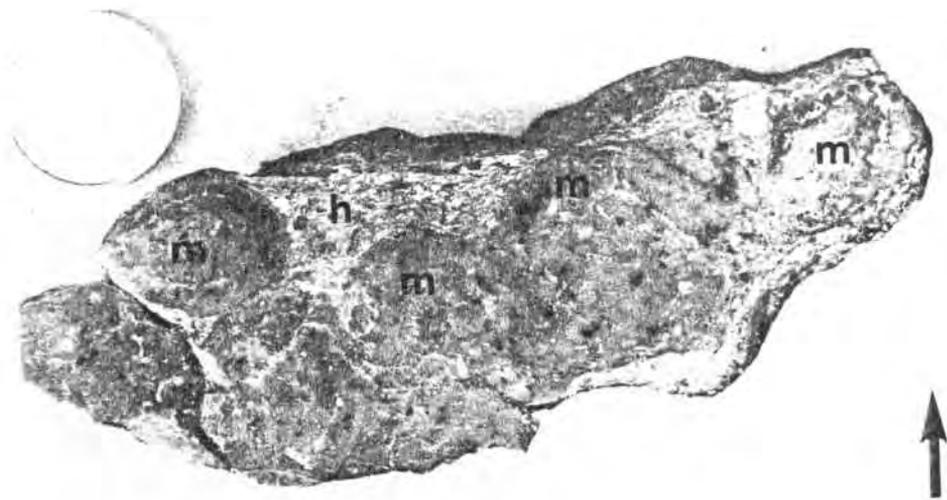


Fig. 93.- Litofacies riolítica con micropillows, correspondiente a la zona de techo de una intrusión ácida que interaccionó con sedimentos inconsolidados. Los micropillows (m) aparecen asociados a zonas de hialoclastización (h). Laja pulida, procedente de un afloramiento situado unos 500 m al oeste de Cuili Genne Funtana (Sarrabus Occidental). La flecha en el sector inferior dcho. indica la polaridad de la muestra.

Fig. 94.- Detalle de la fig. n. 93. Nótese en los micropillows la existencia de fragmentos aproximadamente esferoidales casi totalmente desgajados del resto de la roca. Las bandas oscuras concéntricas a estos micropillows ("b", véase también en las figs. 93 y 95) son de color verde, localmente con el núcleo rojo oscuro, y corresponden a acumulaciones de filosilicatos (verde) y óxidos de hierro (rojo). Las zonas de hialoclastización ocupan tanto el espacio comprendido entre el frente superior de los micropillows y el sedimento suprayacente como las cavidades entre éstos (por ej., véase el sector "c").

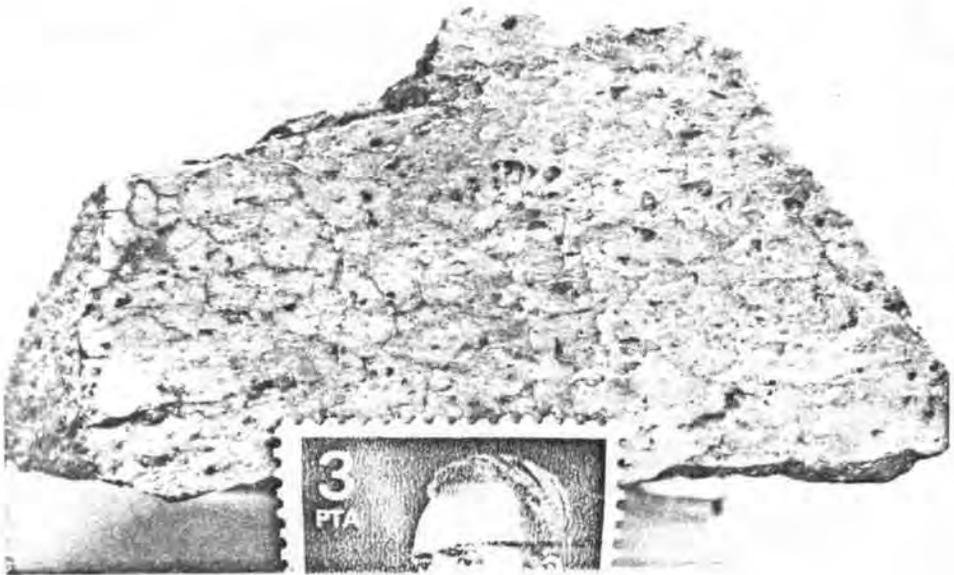
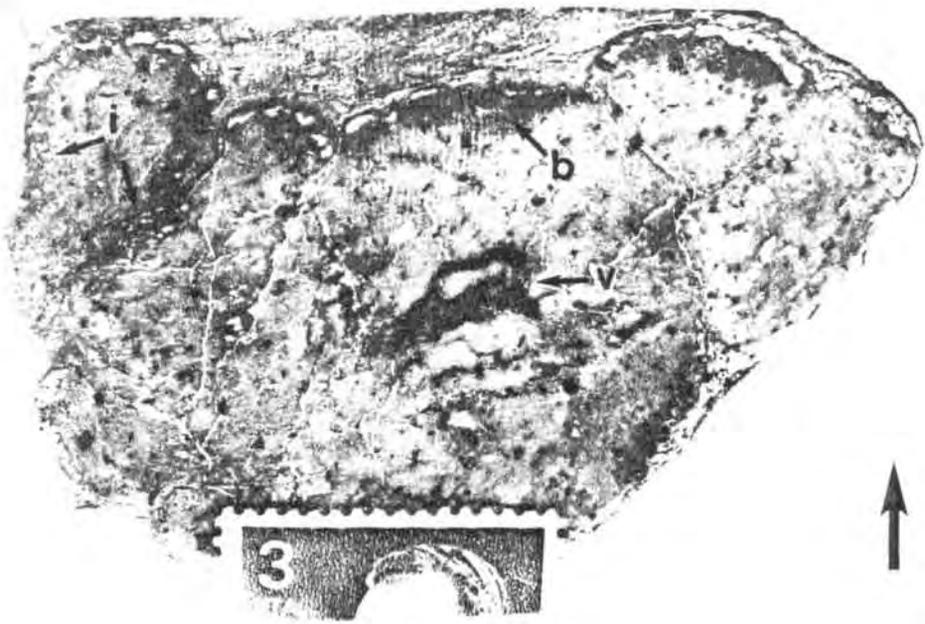


Fig. 95.- Litofacies riolítica con micropillows, procedente de la misma localidad de las figs. anteriores. Nótese la existencia de una concentración de filosilicatos y óxidos de Fe entre los micropillows de la zona inferior de la foto y la zona hialoclastizada ("b"), así como de un micropillow casi totalmente individualizado ("i", sector sup. izdo. de la foto) y de vestigios que podrían corresponder a otro reabsorbido ("v"). Laja pulida. La flecha en el sector inf. dcho. indica la polaridad de la muestra.

Fig. 96.- Riolita microbrechada, distante unos 60 cm. del nivel de desarrollo de los micropillows. Laja pulida, muestra GD-706.

6.2.2.2.4. Litofacies de sills con pliegues originados por flujo magmático.

Ya en el Sarrabus Centrooccidental, unos 6 km al noroeste del sector de Cuili Isca Sa Pira, existen diferentes afloramientos de criptodomas intrusivos con pliegues de flujo magmáticos. Me refiero en concreto a las riolitas intrusivas situadas al norte de Bruncu Adamu, justo en el sector de ingreso al repoblamiento forestal de Cea Romana. Estos materiales deben ser los que CALVIND (1960) cita como fragmentos de antiguas coladas.

Se trata de afloramientos de rocas ácidas clasificables, por sus dimensiones, dentro del grupo de los criptodomas del segundo tipo. La diferencia fundamental de tipo morfológico con los anteriores criptodomas es que no se pueden reconocer secciones verticales de tipo cilíndrico, tanto por las condiciones de afloramiento como por la amplia representación de cuerpos de tipo sill. Estos cuerpos intrusivos son predominantemente vítreos, y presentan una foliación magmática subhorizontal resaltada por la alteración diferencial de las bandas de vidrio (de color verde pálido, pardo-amarillento, etc.) y por la concentración preferencial en algunas de ellas de esferulitos producto de la desvitrificación. (figs. 97)

En el interior del cuerpo se observa un extraordinario desarrollo de los pliegues (de tipo similar e igualmente subhorizontales) de origen magmático, mientras que los contactos superiores, inferiores y laterales suelen estar formados por una pasta vítrea de color verde pálido, desprovista en muchos casos de esferulitos y foliación, que pasa gradualmente hacia el sedimento encajante.

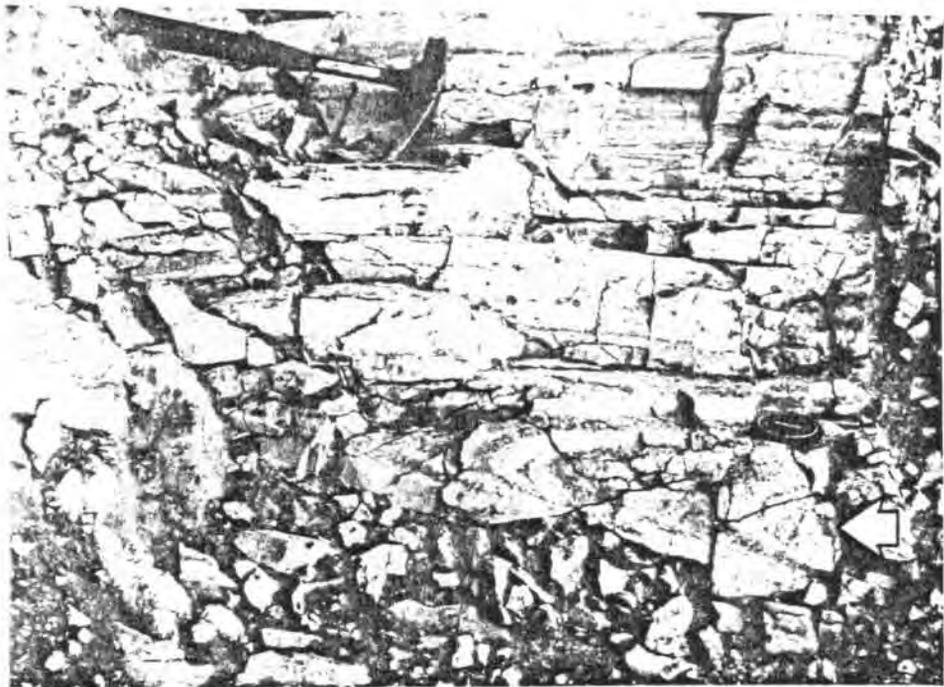


Fig. 97.- Pliegues de flujo magmático de plano axial subhorizontal en sillas riolíticos. Localidad: pista de acceso a la reserva forestal de Cea Sa Romana (Sarrabus Centro-occidental), poco después de la entrada.

No son infrecuentes los fragmentos de rocas siliciclásticas englobadas por la riolita. En estos casos, las superficies de contacto entre ambos materiales suelen ser curvas e indican un comportamiento plástico por parte del sedimento incorporado por el magma. Por el contrario, los materiales lutíticos adyacentes al cuerpo intrusivo aparecen frecuentemente en forma de brechas, con clastos de dimensiones centimétricas. Las brechas lutíticas son oligomicticas (fragmentos de lutitas pobres y de lutitas ricas en mica detritica, en una matriz lutítica), por lo que probablemente son sinsedimentarias; pero existen también indudablemente fenómenos de fracturación ligados a la intrusión.

Por lo que se refiere a los bancos de arenisca de potencia decimétrica que aparecen aislados en el seno de las lutitas, presentan pliegues asimétricos (en rodilla) de dimensiones métricas, bastante laxos, y localmente han sufrido una segmentar

ción atribuible a "boudinage" durante la intrusión. Estas características de los sedimentos aparecen restringidas estrictamente a las inmediaciones de cada intrusión.

Además de los cuerpos intrusivos de disposición preferentemente horizontal existen otros en el mismo sector que podrían corresponder a sectores apicales de criptodomas cilíndricos, análogos a los que han sido descritos anteriormente (litofacies con peperitas). Sin embargo, la presencia de peperitas no es frecuente y la intrusión de estos cuerpos ha sido controlada más directamente por fracturas (se trata más de terminaciones apicales de diques longitudinales que de criptodomas cilíndricos). Un rasgo característico de estas terminaciones apicales es la existencia de una fracturación, atribuible a disyunción por enfriamiento, de la riolita; dada la morfología de los cuerpos intrusivos, esta disyunción es en general subvertical. Esta fracturación de la roca es tipológicamente similar a la disyunción de carácter radial descrita anteriormente en el caso general de los criptodomas cilíndricos del segundo tipo.

6.2.2.2.5. Litofacies de tránsito a las peperíticas.

Finalmente, este cuadro tipológico obtenido de la interacción entre magmas ascendentes y sedimentos siliclásticos queda completado con otro ejemplo del Sarrabus Centrooccidental, especialmente interesante por su proximidad a una mineralización importante del tipo "filone argentífero". El ejemplo procede de Miniera Serra S'Ilixì, en las inmediaciones de la galería de Coili Saddi, vertiente este de Rio Franu (véase su situación precisa en el cap. 15.1.7.).

En ese sector se observa la secuencia siliciclástica contiene abundantes intercalaciones, tanto de materiales volcánicos como epiclásticos y sedimentos de precipitación química (lilitas). La intercalación volcánica más importante es un cuerpo básico muy alterado hidrotermalmente situado al sur de Miniera Serra S'Ilixì, correspondientes a un volcanismo fisural submarino. Esta intercalación volcánica se extiende en dirección este-oeste a lo largo de unos 700 m., pudiéndose reconocer al menos dos zonas principales de emisión de lavas. El ejemplo de interacción que nos ocupa está situado ligeramente al oeste del foco de emisión más occidental, y ocupa una posición estratigráfica lateralmente equivalente o ligeramente infrayacente a la intercalación básica. Más hacia el norte (Bruncu Adamu) y hacia el este existen domos ácidos de grandes dimensiones.

Aunque en el sector de Serra S'Ilixì la intercalación volcánica aparece claramente radicada, con una morfología en champiñón en sección, no se reconoce un importante metamorfismo de contacto asociado, o en todo caso éste ha sido totalmente

enmascarado por el posterior desarrollo de la alteración hidrotermal. Existen evidencias (clastos intercalados en la secuencia siliciclástica) de que la alteración hidrotermal es prácticamente contemporánea al emplazamiento de las lavas.

En las proximidades de la citada galería se observa que la secuencia siliciclástica ha sufrido una recristalización intensa, en particular la desaparición de la foliación diagenético-sedimentaria de las facies pelíticas más finas, el desarrollo de una textura granoblástica y una recristalización intensa del cuarzo, lo que confiere a la roca una apariencia de cornubianita. La mineralización filoniana ("filone argentífero") y el enjambre de filoncillos de cuarzo que la rodean postdatan claramente la corneana.

Al proceder a una cartografía de detalle en el sector se observa la existencia de diferentes rocas intrusivas ácidas de color amarillento-grisáceo, de tamaño de grano fino, emplazadas irregularmente en forma de diques subverticales; estas rocas se pueden reconocer a lo largo de un cuadrilátero de unos 150-200 m. de lado a ambos márgenes de Canale S'Angassua, en muchos casos estrechamente asociadas a lilitas. En general se observa que todos esos diques presentan terminaciones superiores abruptas, más o menos planas, y tienen tendencia a converger inferiormente hacia un cuerpo principal. En algunos casos se puede reseguir claramente una morfología en champiñón en la zona de techo de estas rocas intrusivas ácidas.

La zona de recristalización antes descrita, aparece restringida espacialmente en la vertiente sur de Canale S'Angassua a un tramo empaquetado entre dos apófisis aproximadamente subverticales del cuerpo intrusivo, mientras que en los segmentos laterales aflorantes de ambas estructuras se observa que la preservación de las características texturales de las rocas siliciclásticas es mucho mejor, y la cornubianita queda muy limitada.

En esos sectores laterales y superiores de los cuerpos intrusivos existen las litofacies que complementan las descritas en el Sarrabus occidental. Los contactos con el magma ascendente han implicado en este sector tanto pelitas (en general muy grafitosas y con abundante componente de tipo epiclástico) como otras pelitas con intercalaciones de niveles francamente más arenáceos, caracterizados por una laminación interna bien desarrollada y una estratificación según niveles de potencia centimétrica-decimétrica. Todas estas litofacies se encuentran perfectamente preservadas, sin evidencias de haber sufrido deformación o metamorfismo, tan sólo a unos pocos metros o una decena de metros de la superficie de contacto con el cuerpo intrusivo.

El contacto superior magma/sedimento (sector del arroyo bajo la bocamina) consiste principalmente en una superficie de

dimensiones métricas aproximadamente planar, aunque muy irregular y marcadamente secante respecto a las foliación de las pelitas en el detalle (fig 98). Este carácter secante está acentuado por el hecho de que no existe asimilación visible de pelitas grafitosas por parte del dique porfídico, ni un contacto transicional macroscópicamente acompañado de expulsión de cristales como en el caso de las peperitas antes comentadas (fig. 99). Los niveles arenosos, en esta zona algo separados del contacto superior por un paquete de pelitas, han sufrido una deformación solidaria en el conjunto de todo el nivel, así como una moderada recristalización. Tanto el dique ácido como las rocas siliciclásticas del encajante de su inmediato entorno (en una escala de unos pocos metros) han sufrido una alteración hidrotermal a la que aparece asociada una diseminación de sulfuros (pirita, calcopirita, esfalerita, etc.).

Por lo que se refiere al dique porfídico, la característica macroscópica más destacable es la existencia de una fracturación de espaciado decimétrico-decimétrico, desarrollada a partir del contacto hacia el interior del dique, y que crece en espaciado y se difumina hasta desaparecer gradualmente en dicha dirección (véase fig. 98). Este contacto es atribuible a un enfriamiento rápido del sector de borde del dique con la consiguiente retracción asociada; es pues un proceso de hialoclastización incipiente.

6.2.3.- Descripción petrográfica de las litofacies características.

6.2.3.1.- Litofacies con micropillows.

Desde un punto de vista petrográfico la litofacies con micropillows corresponde a una riolita muy vítrea; los fenocristales más abundantes son los de cuarzo, mientras que los de feldespato son difícilmente reconocibles debido a una intensa sericitización y, más localmente, a carbonatación. Además, esta riolita está caracterizada por una disminución en el tamaño de los fenocristales de cuarzo a medida que nos acercamos a la superficie bulbosa externa. Los cristales de cuarzo aparecen fracturados, con pequeños desplazamientos entre los fragmentos rellenos por la pasta de fondo. De hecho, la disminución de tamaño de los cristales de cuarzo no es atribuible a redisolución o a un menor tamaño original, sino a reducción por fragmentación (véase cap. 6.3.).

La mesostasa sólo presenta evidencias aisladas de texturas fluidales, preferentemente en los sectores más internos de la

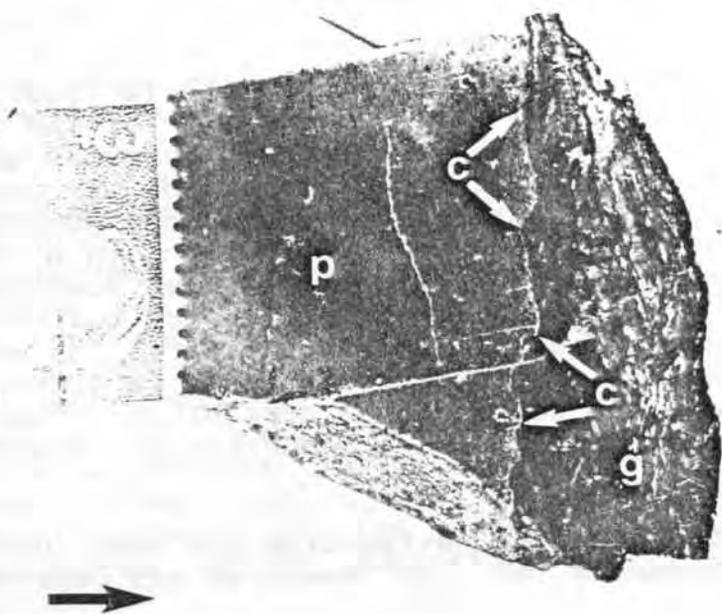
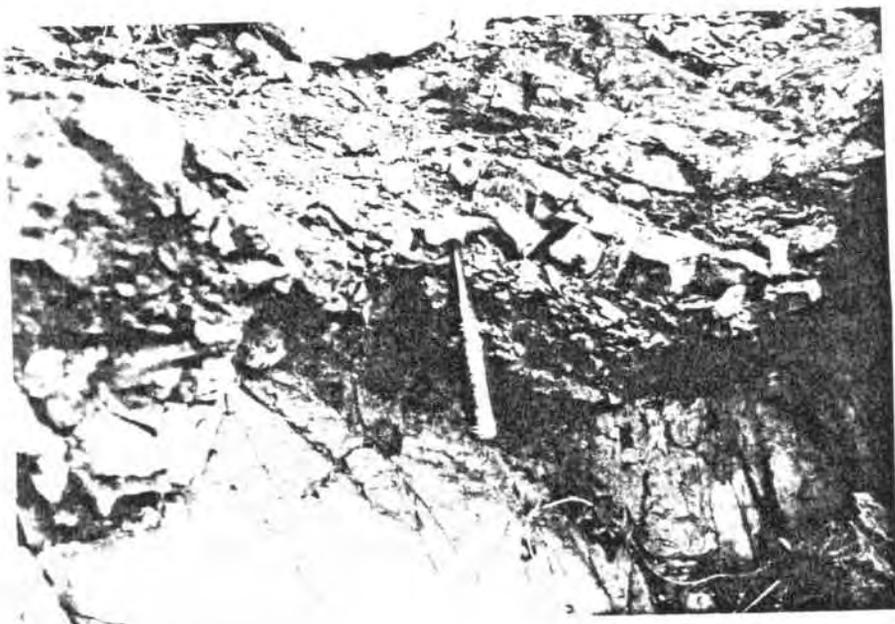


Fig. 98.- Detalle del contacto entre los diques ácidos y los materiales siliciclásticos en el sector de Coili Saddi, antigua mina de Serra S'Iixi (Sarrabus Centro-occidental). Nótese la deformación producida por el dique en los materiales pelítico-arenosos del encajante (sector de implantación del martillo) y el desarrollo de una red de fracturas en el dique, en el sector de contacto con los materiales siliciclásticos (véase explicación detallada en el texto).

Fig. 99.- Detalle del contacto irregular ("c") entre el pórfido ácido ("p") y las pelitas grafitosas ("g"). Laja pulida, misma localidad de la fig. n. 98. La flecha indica la polaridad de la muestra.

riolita, algo alejados de la banda de desarrollo de los micropillows. De todos modos, la mesostasa ha sufrido desvitrificación, apareciendo en la actualidad con una textura felsítica que puede enmascarar parcialmente las texturas fluidales originales. Aunque no muy frecuentes y aisladas entre sí, se pueden distinguir también pequeñas estructuras concéntricas clasificables como perlíticas (fig. 100). Prácticamente, es ésta la única litofacies que contiene este tipo de estructuras en todo el sector que hemos estudiado. La presencia de esferulitos es muy rara, y por lo que se refiere a la preservación general del vidrio, podemos concluir que se trata de una roca en tránsito desde el estadio vítreo al inicio del estadio esferulítico.

Tal como hemos indicado, hacia el sector de desarrollo de los micropillows s.st. no son muy evidentes las texturas fluidales, predominando por el contrario las microfracturas "anastomosadas" elongadas preferentemente en un sentido; esta textura es substituída hacia el exterior de la riolita por sectores fracturados muy sericitizados (juntas entre micropillows; fig. 101) y por los mismos micropillows, y finalmente por zonas de acumulación de microhialoclastitas (figs. 93, 94 y 95).

Hay que destacar la existencia de otros elementos, además de los fenocristales, en el seno de la mesostasa. Se trata de fragmentos de rocas siliciclásticas (figs. 102 y 103), de bordes redondeados y en general poco definidos, que han sido incorporados al magma ácido en el momento de su interacción con los sedimentos. Este tipo de fragmentos siliciclásticos son frecuentes en facies porfídicas del tipo "porfidi grigi", aparentemente alejadas de las zonas de interacción con los

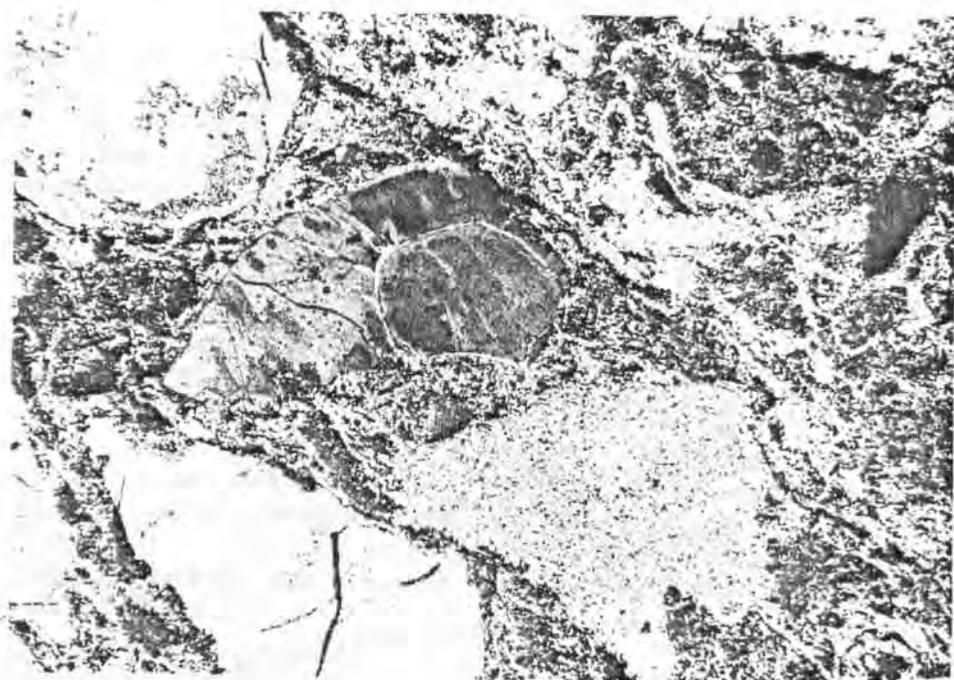
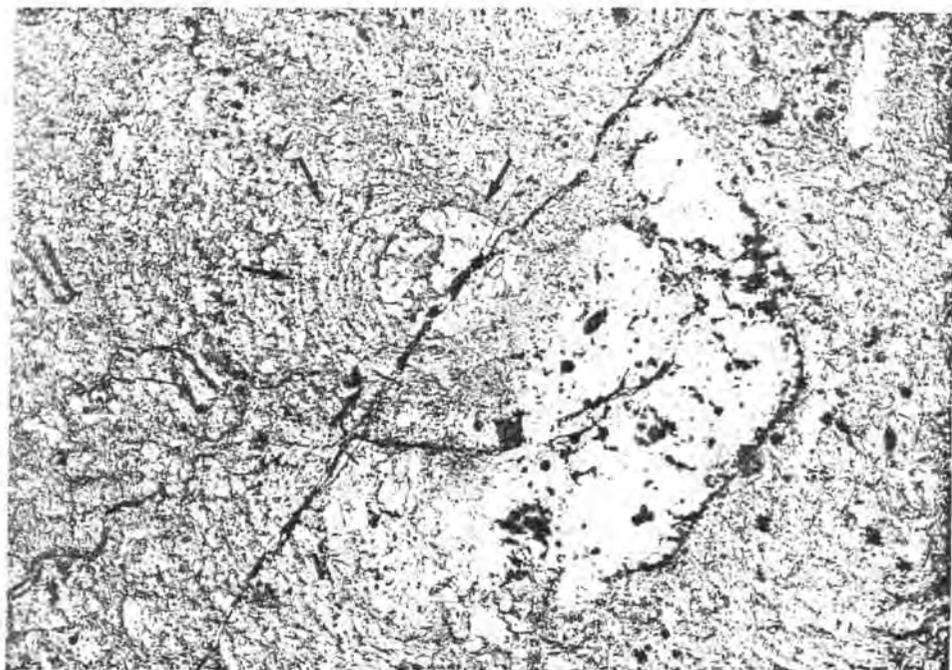


Fig. 100.- Estructura concéntrica de tipo perlítico, aislada en la mesostasa vítrea. Muestra GD-705, luz paralela.

Fig. 101.- Microfracturas sericitizadas, dispuestas en la mesostasa entre fenocristales de cuarzo y fragmentos de feldespato totalmente alterados, en la zona de desarrollo de los micropilows. Muestra GD-705-ab, nicoles cruzados.

sedimentos, lo que puede ser interpretado como una evidencia en la escala microscópica de la existencia reiterada de interacción magma ácido-sedimentos, a medida que el primero fluía gradualmente hacia el exterior. La textura de la roca, así como sus condiciones macroscópicas de yacimiento permiten excluir confusiones con productos piroclásticos.

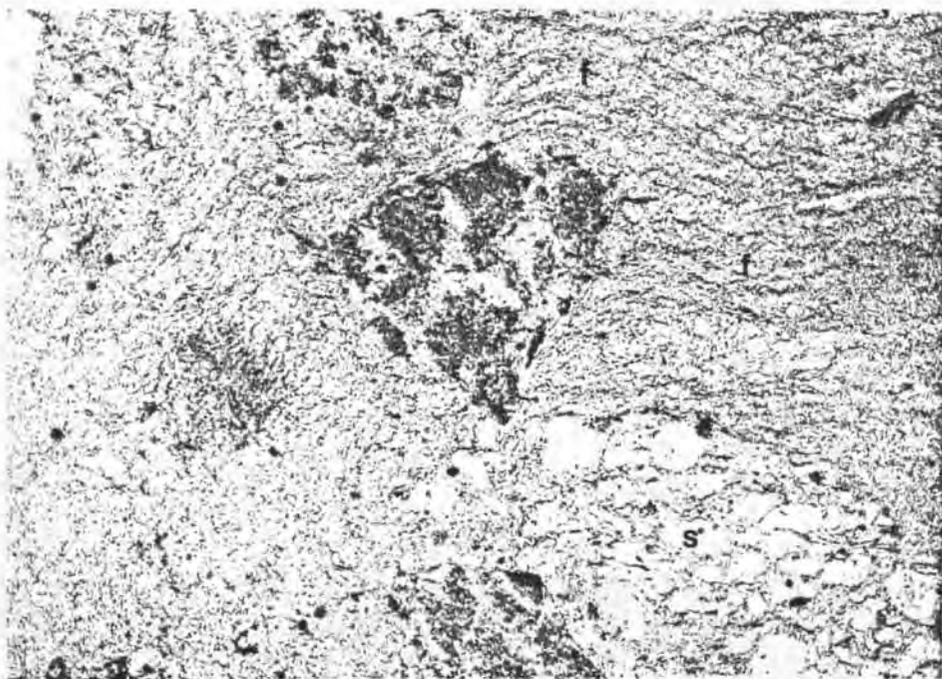


Fig. 102.- Fragmento de roca siliciclástica de grano fino ("s") en el seno de una mesostasa con relictos de estructuras fluidales ("f") y, en el centro, un antiguo cristal de feldespato totalmente alterado. Muestra GD-705-ab, luz paralela.

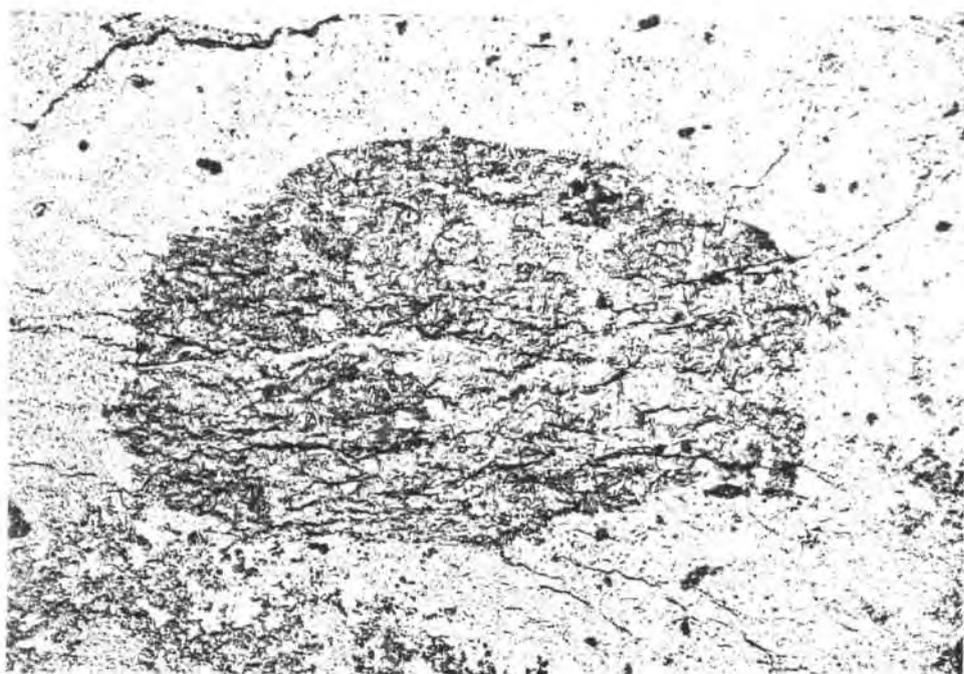


Fig. 103.- Fragmento de roca siliciclástica aislado en el seno de la mesostasa vítrea. Muestra GD-705-b, luz paralela.

6.2.3.2.- Litofacies con peperitas.

Las litofacies con peperitas se caracterizan desde un punto de vista petrográfico por un mayor contenido en cristales que las litofacies con micropillows, y por una mayor evolución de los procesos de desvitrificación: se trata de rocas que están de lleno en el estadio esferulítico, hecho que es especialmente evidente ya que el contenido original en vidrio continua siendo alto.

Se observa además una gradual evolución desde el interior de la roca ácida hacia la roca siliciclástica, evolución que tiene lugar a lo largo de un o unos pocos decímetros. Hacia el interior (véase fig. 104) el contenido en fenocristales es mayor, y se pueden reconocer fácilmente antiguas líneas de flujo magmático resaltadas en la actualidad por la existencia de axiolitas

superpuestas. Estas axiolitas, y buena parte del resto de los esferulitos han crecido sobre antiguos globulitos, hecho que se manifiesta petrográficamente por el hecho de tener un núcleo más claro (figs. 104 y 105). Se pueden reconocer también asociaciones de esferulitos en texturas orb, la existencia de vidrio intersticial entre los esferulitos, y la existencia de algunos esferulitos incompletos, pero en general más desarrollados que el clásico esferulito en gavilla.

Los esferulitos son de pequeñas dimensiones y no crecen preferentemente sobre los fenocristales; de hecho se observa con claridad la existencia de una delgada superficie vítrea entre los fenocristales (que son idiomórficos) y la mesostasa esferulítica. En conjunto, podemos decir que se trata de una desvitrificación bastante extendida, pero con las características propias de haber sido interrumpida rápidamente. Con los nicoles cruzados se observa la existencia de cuarzo micropoiquilítico englobando a los esferulitos, con bordes irregulares en los cristales debido principalmente a la existencia de los esferulitos (véase fig. 106). Este cuarzo procede de la desvitrificación de la mesostasa restante tras la formación de los esferulitos, y por ello aparece condicionado espacialmente por la presencia de éstos.

La evolución hacia la roca siliciclástica se caracteriza por una disminución en la cantidad de fenocristales, así como por una mayor separación entre los esferulitos y/o texturas de tipo orb, siendo bien individualizables en luz paralela (fig. 107). Por lo que se refiere a la mesostasa, en nicoles cruzados se observa que ha sufrido desvitrificación, pero que ya no tenemos cuarzo micropoiquilítico sino placas gradualmente mayores, siempre de cuarzo. Estas placas frecuentemente están subdivididas en diferentes zonas, lo que sugiere la existencia de posterior recristalización a partir de un precursor silíceo cristalino (fig. 108), hecho que no se observa en general en el cuarzo micropoiquilítico. En las láminas delgadas correspondientes a la zona de tránsito gradual entre el sedimento y la roca ígnea estas placas de cuarzo coexisten y/o son sustituidas lateralmente por un producto verdoso, generalmente de carácter microcristalino. Las características petrográficas de dicho producto, y los microanálisis realizados con el sistema LYNK incorporado al microscopio electrónico de barrido permiten afirmar que dichos productos verdosos son filosilicatos y, probablemente, zeolitas. En toda esta zona de contacto, y en el tramo más próximo de las rocas siliciclásticas es frecuente también la existencia de feldespato potásico criptocristalino, muy frecuentemente asociado al citado producto verdoso (fig. 107 y 109).

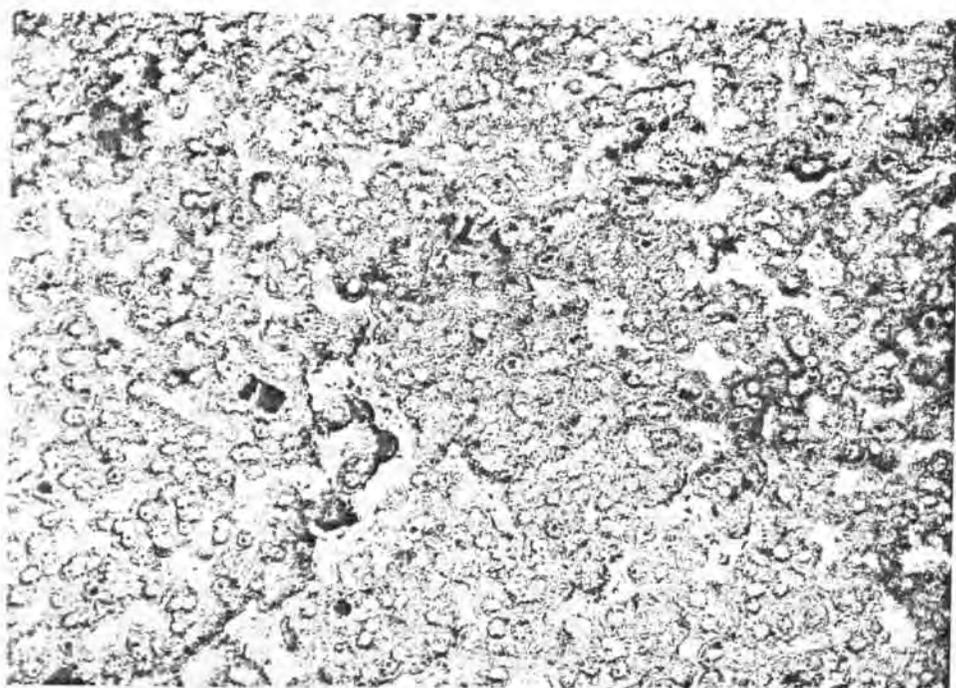
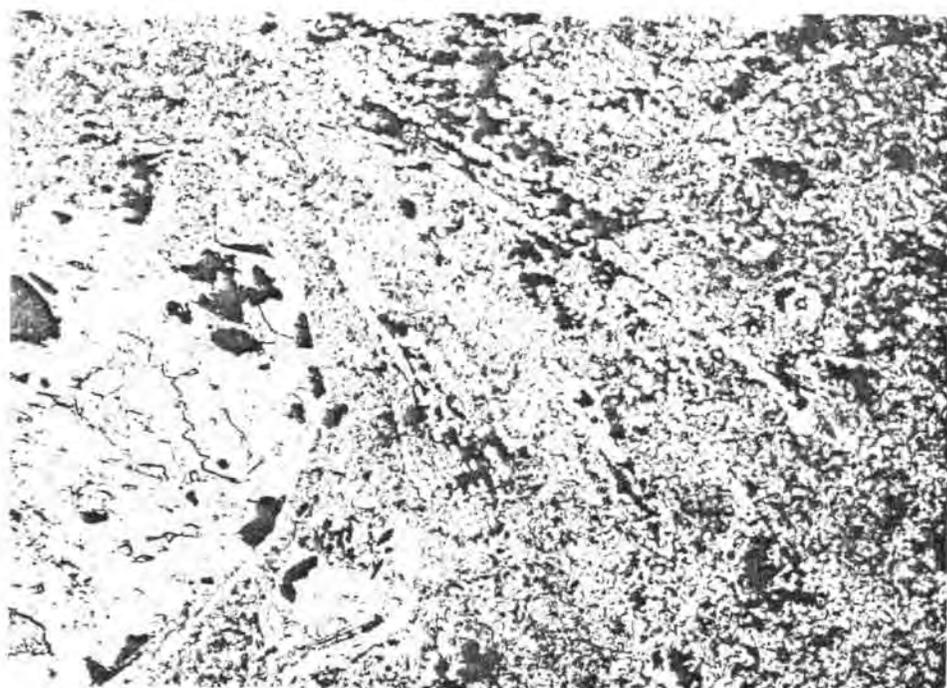


Fig. 104.- Litofacies peperítica, sector interno. Nótese el amplio desarrollo de los esferulitos en la antigua mesostasa vítrea, y la existencia de antiguas líneas de flujo magmático asociadas a un fenocristal alterado, resaltadas por la superposición de axiolitas. Lámina delgada, luz paralela, muestra GD-720.

Fig. 105.- Procesos de desvitrificación en la litofacies peperítica: amplio desarrollo de esferulitos sobre la mesostasa vítrea, con presencia de globulitos en la zona central de muchos de ellos y zonas con desarrollo de texturas orb. Lámina delgada, luz paralela, muestra GD-719a.

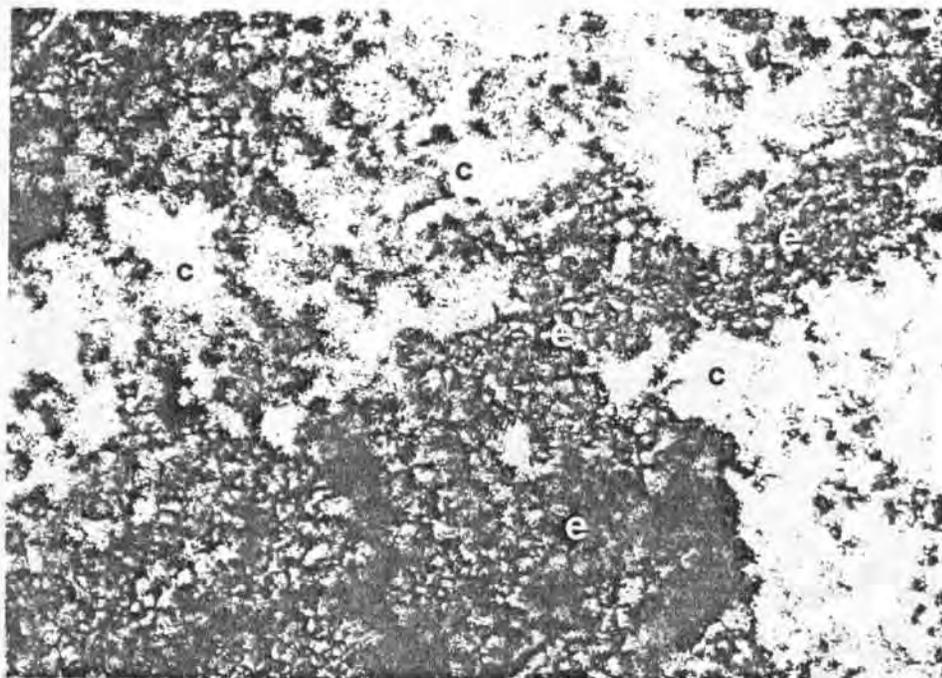


Fig. 106.- Desarrollo del cuarzo micropoiquilítico ("c") en las zonas no ocupadas por los esferulitos ("e"). Litofacies peperítica, lámina delgada, nicóles cruzados, muestra GD-719a.

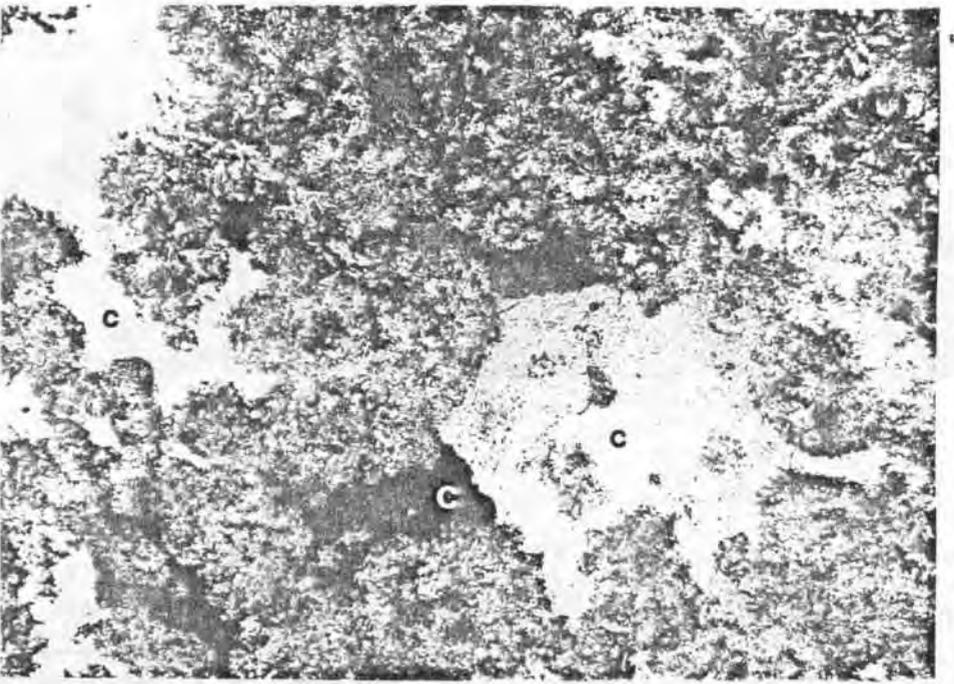
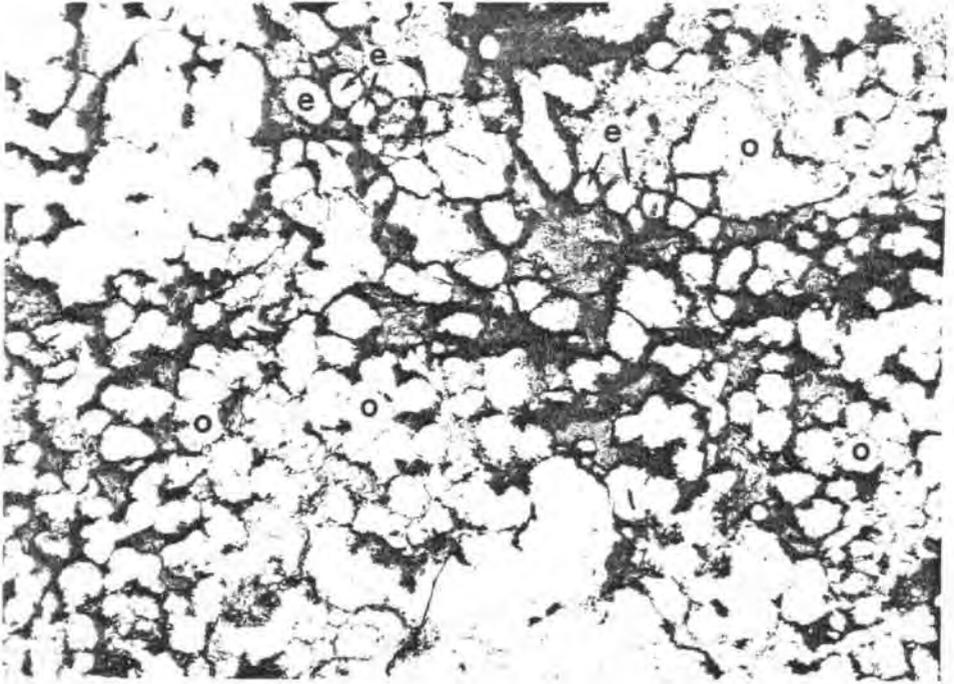


Fig. 107.- Litofacies peperítica, zona de tránsito gradual hacia la roca siliciclástica. Nótese la existencia de esferulitos aislados ("e) y texturas de tipo orb ("o"), así como de un material verdoso microcristalino en los espacios intersticiales entre los esferulitos. Lámina delgada, luz paralela, muestra GD-719a.

Fig. 108.- Litofacies peperítica, sector próximo al contacto con las rocas siliciclásticas. Nótese la existencia de parches de cuarzo policristalino ("c"). (Véase texto). Lámina delgada, nicoles cruzados, muestra GD-719a.

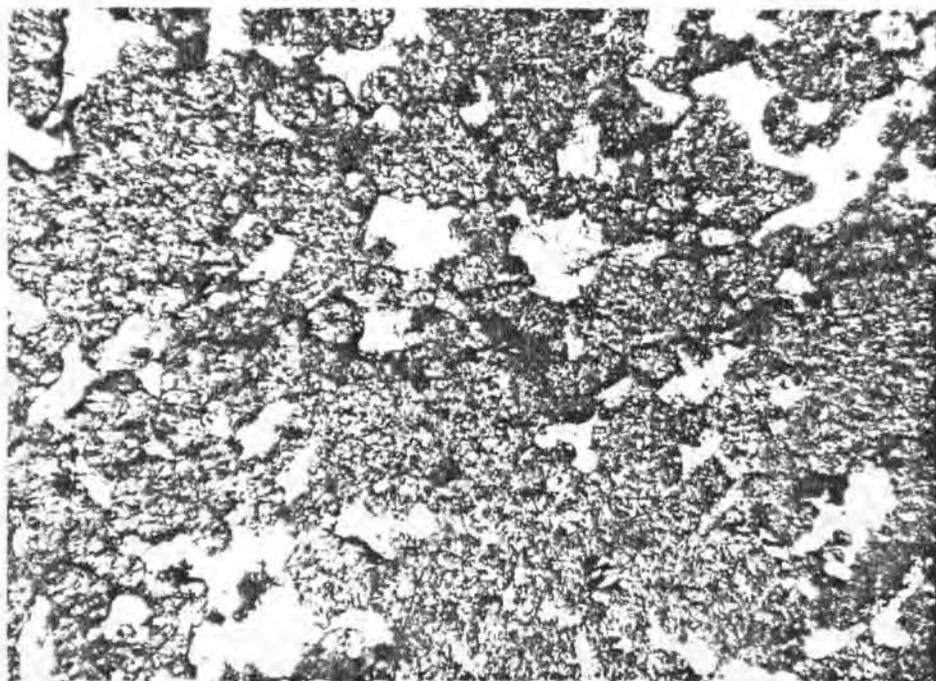


Fig. 109.- Idéntico campo de la fig. 107, nicoles cruzados.

6.2.3.3.- Litofacies de tránsito a las peperíticas.

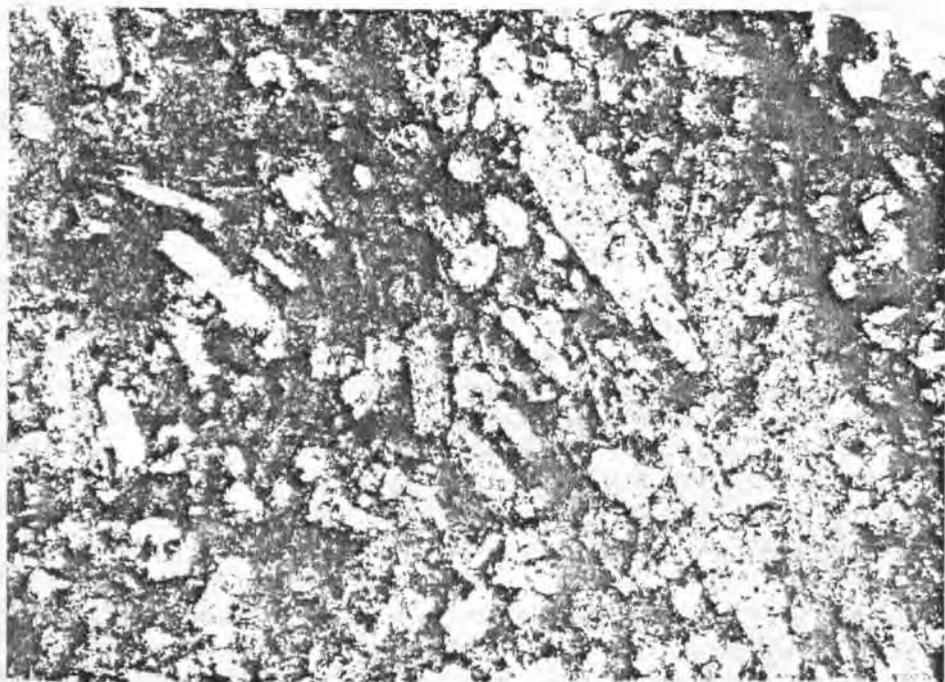
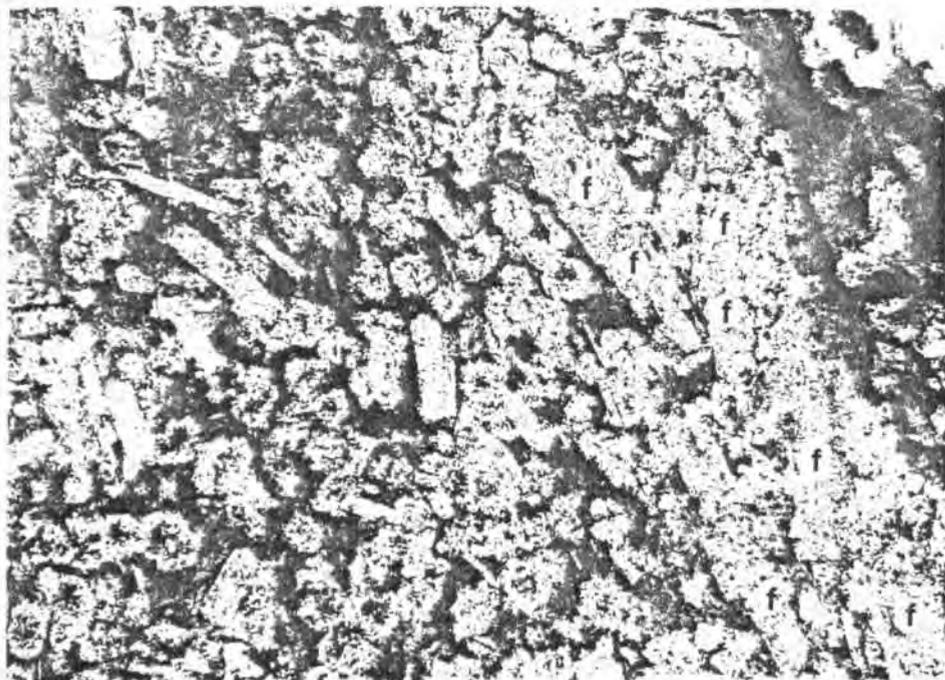
El estudio petrográfico de la zona de contacto de los criptodomas del sector de Serra S'Ilixí antes descritos con las rocas siliciclásticas demuestra que se trata de una litofacies próxima a la de tipo peperítico. Fuera de la zona de contacto, la roca ígnea se caracteriza por la presencia de fenocristales idiomórficos (principalmente antiguos feldespatos, muy alterados) flotando en una mesostasa originariamente vítrea, en la que destaca una gran abundancia de esferulitos producto de una cristalización relativamente precoz de la citada mesostasa.

Los esferulitos son predominantemente del tipo completo y bien cristalizado, no conteniendo entre las fibras relictos de mesostasa vítrea. Aparecen además preferentemente bien individualizados, sin haberse distinguido axiolitas ni texturas orb bien desarrolladas. En las proximidades del contacto existe una banda milimétrica en la que la cantidad de fenocristales disminuye abruptamente hasta casi desaparecer y, por el contrario, en el mismo contacto éstos aparecen concentrados en un denso empaquetado, que casi no concede espacio a la existencia de mesostasa (figs. 110 y 111).

La traza de la línea de contacto pórfido/roca siliciclástica en esta escala es también irregular pero nítida, y no se aprecia tránsito de material en un sentido ni en el otro. La roca siliciclástica es rica en material orgánico, cuarzo, cloritas y sulfuros, y no se observa en ningún caso la existencia ni de fenocristales procedentes del pórfido, ni de posibles relictos de éstos. Las características texturales de la roca siliciclástica son similares a las de este tipo de rocas ricas en material orgánico próximas a liditas, y sugieren que en parte ha existido recristalización diagenética (probablemente temprana) del cuarzo y los filosilicatos; el aporte de los sulfuros está claramente relacionado con un proceso de aporte hidrotermal que la ha alterado junto con el pórfido.

Fig. 110.- Zona de contacto entre el magma ácido intrusivo y la roca siliciclástica del encajante en la zona de Coili Saddi, Miniera Serra S'Ilixí. La roca siliciclástica aparece restringida a la zona oscura del sector superior dcho. de la foto. Nótese la concentración de fenocristales del pórfido hacia la roca siliciclástica ("f"), acompañado del consiguiente empobrecimiento en ellos y la mayor abundancia de mesostasa y esferulitos hacia el interior del pórfido. (Para explicación véase el texto). Lámina delgada, luz paralela, muestra GD-796.

Fig. 111.- Mismo campo que la fig. 110, nicoles cruzados.



Por lo que se refiere al pórfido, el sector del contacto enriquecido en fenocristales tiene a lo sumo unos pocos milímetros de espesor, y es menor en una relación aproximada 1:2 ó 1:3 a la banda predominantemente vítrea. En algunos casos se puede observar con claridad que la roca siliciclástica se ha adaptado plásticamente a un extremo sobresaliente de uno o varios de los fenocristales.

En conjunto, esta textura ha de ser interpretada como el producto de la expulsión de los fenocristales del tramo más externo del pórfido hacia la roca siliciclástica, análogamente a lo que veíamos en el caso de la litofacies peperítica. Sin embargo, la vaporización de los fluidos presentes no bastó en este caso para completar la expulsión al exterior del dique, probablemente debido a que la presión confinante era ligeramente mayor.

Las evidencias sedimentológicas y las características macroscópicas de la intrusión permiten excluir que la roca siliciclástica hubiera excluido un grado de litificación mayor que en el caso de la litofacies peperítica. En resumen, las características macro- y microscópicas permiten caracterizar a esta litofacies como un caso particular de litofacies peperítica "abortada".

6.2.3.4.- Litofacies con pseudobrechas (peperitas micro- y macroglobulares).

Finalmente, por lo que se refiere a las litofacies brechificadas que aparecen en el seno de los materiales siliciclásticos únicamente podemos destacar que los fragmentos de rocas ácidas que aparecen son muy vítreos, con fragmentos angulosos de cuarzo en una mesostasa desvitrificada de tipo felsítico, y una notable escasez de estructuras de tipo esferulítico. Petrográficamente son muy similares a la litofacies con micropillows. Son clastos de rocas ácidas con bordes redondeados, irregulares, localmente de apariencia fluidal, con tránsitos hacia la matriz que los contiene que llegan a ser de tipo totalmente gradual. Aparecen (junto con clastos lutítico-arenáceos de origen sedimentario) flotando en una matriz micro-criptocristalina de carácter predominantemente lutítico, aunque en ella también se pueden reconocer pequeños fragmentos de cristales de origen volcánico y de vidrio, actualmente de carácter felsítico.

Una característica particular de los clastos riolíticos es que, estando englobados por una mesostasa siliciclástica, engloban a su vez materiales siliciclásticos en cavidades de contactos igualmente irregulares y que no pueden ser atribuidas a relleno de tipo geopetal (véase figs. 112 y 113).

Recientemente, BUSBY-SPERA & WHITE (1987) han descrito una litofacies semejante, definiéndola como peperita microglobular, asociada a peperitas macroglobulares. En la interpretación de estos autores esta litofacies es un tipo particular de peperita formada por el mecanismo de "fuel coolant interactions", es decir, por inmiscibilidad entre un líquido caliente relativamente fluido (La lava) y un líquido frío (el agua intersticial de los sedimentos). Esta interpretación parece coherente con el contexto geológico hallado en el Sarrabus.

6.2.4.- Interpretación general.

El ambiente en el que se han emplazado los magmas ácidos fue indudablemente subacuático (sedimentología de los productos siliciclásticos, presencia de fósiles marinos, etc.). El ascenso del magma hasta alcanzar la superficie del fondo marino debe superar la carga litostática (y la carga hidrostática de la columna de agua suprayacente), así como la propia resistencia friccional o mecánica a fluir a través de los materiales sedimentarios.

La columna hidrostática es un factor que limita la explosividad de los magmas, en comparación con lo que sucedería en un caso análogo en condiciones subaéreas. Aunque para los magmas ácidos no existan modelos físicos tan refinados como en el caso de los básicos, los factores que gobiernan el comportamiento de unos y otros (Mc.BIRNEY 1963) son esencialmente los mismos.

De este modo se observa que para un volumen dado de magma en ascenso existe una profundidad de intrusión en la que, si quedan compensados el efecto de la presión de confinamiento con el de la presión que ejerce el magma en su ascenso a partir de fracturas subverticales, dicho ascenso quedará bloqueado y, caso de proseguir el aporte de nuevo material la intrusión se desarrollará preferentemente en forma de sills.

Esto es aún más claro en el caso del magma ácido, dada su elevada viscosidad, y hemos de pensar que ha sido el caso de los afloramientos descritos en el sector a norte de Bruncu Adamu, en el acceso al repoblamiento forestal de Cea Romana. El amplio desarrollo de los pliegues magmáticos subhorizontales, asociados a los sills es coherente con este proceso de intrusión. Por contra, la mayor viscosidad de los magmas ácidos debe limitar las dimensiones de los sills formados, y ésto podría ser una explicación tanto para las reducidas dimensiones de los sills reconocidos como para la ausencia de fenómenos de freatomagmatismo asociados a los sills.

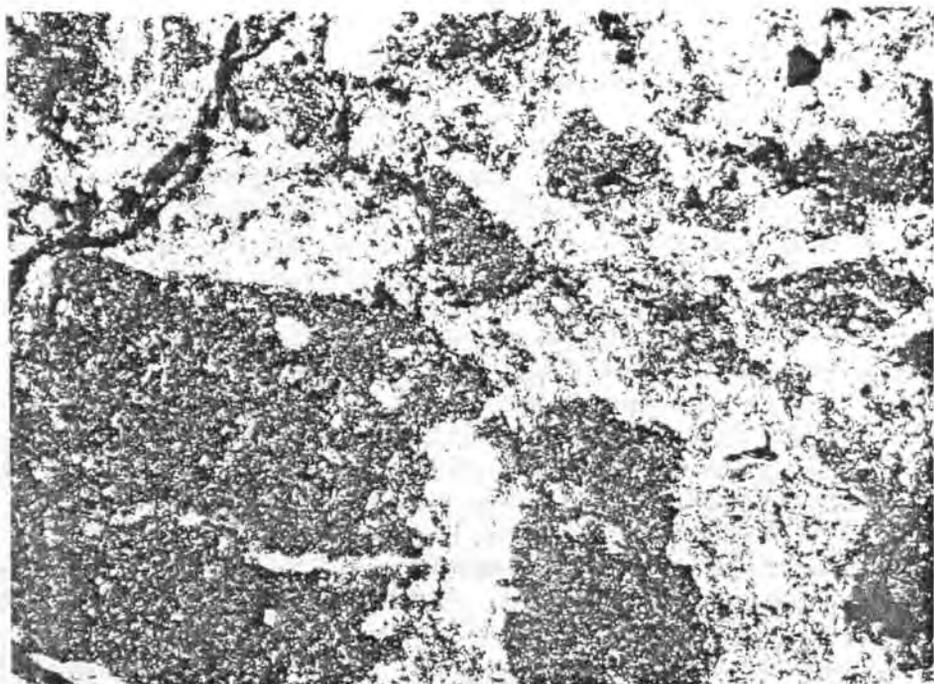
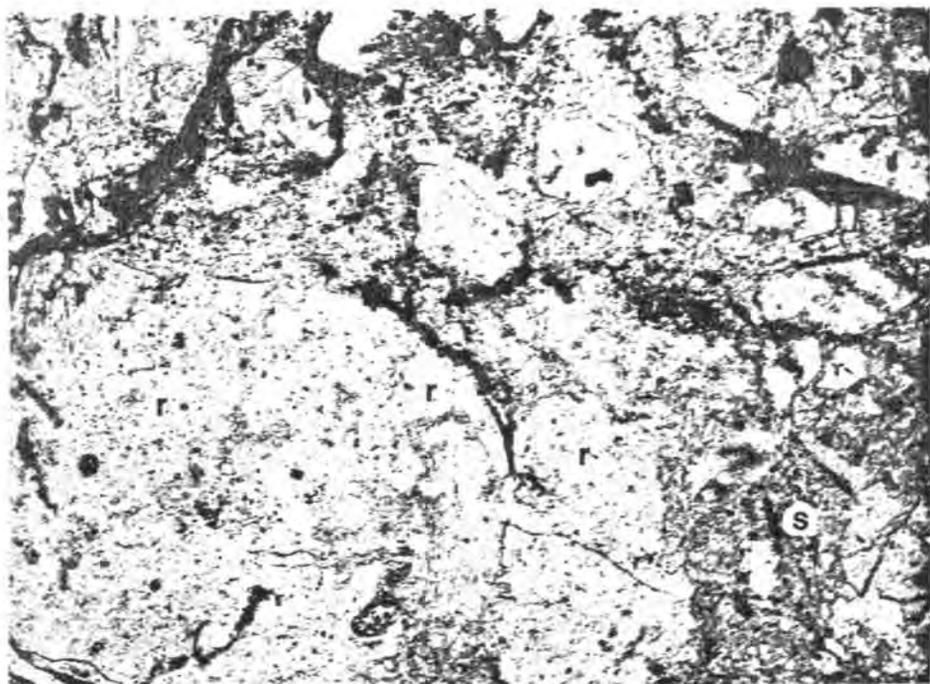


Fig. 112.- Textura peperítica microglobular (sensu BUSBY-SPERA & WHITE, 1987) en las facies "brechificadas" del sector de Cuili Isca Sa Pira-Cuili Isca S' Arena (Sarrabus Occidental). Nótese que los clastos riolíticos (r) tienen contactos irregulares, fluidales, con los materiales siliciclásticos (s), y que unos y otros materiales se envuelven mutuamente. Muestra GD-726, luz paralela.

Fig. 113.- Idéntico campo de la fig. n. 112. Nícoles cruzados.

Por el contrario, si esta situación de equilibrio no se produce o, caso de haberse producido se desestabiliza por un incremento notable del volumen de magma en ascenso, la intrusión prosigue verticalmente, tal como debió suceder en el caso de los criptodomas de morfología cilíndrica.

Algunas de las características de las litofacies a ellos asociadas nos permiten deducir que los contactos superiores se han desarrollado con muy escasa carga litostática (unos pocos metros de sedimentos semilitificados), o incluso en condiciones ya claramente efusivas. Por una parte, la existencia de brechificaciones afectando principalmente al sector más externo de las zonas de contacto, e implicando tanto clastos más o menos litificados de sedimento siliciclástico como fragmentos de las zonas de borde de los criptodomas indica a todas luces la posibilidad de fugas de fluidos desde el interior del criptodomo, y que éstas hayan tenido lugar sin llegar a destruir por explosión a éste. Estas brechificaciones contienen, como se ha visto, fragmentos de los pórfidos ácidos, junto con rocas siliciclásticas, y su claro control tectónico y morfología, junto con su reducido tamaño permite que las consideremos como peperitas ácidas macroglobulares.

Hay que resaltar que asociadas a estas peperitas macroglobulares aparecen asociadas riolitas claramente efusivas (en volúmenes muy reducidos, eso sí), mientras que como resaltábamos más arriba no se conocen las expansiones "tufíticas" estratiformes similares a las producidas en los fenómenos hidromagmáticos producidos por intrusiones someras de sills básicos (véase por ej., HEINZ et al. 1985).

Ello nos indica que en todo caso la disipación de energía mediante procesos hidromagmáticos ha sido limitada (sin duda en parte debido a que las reducidas dimensiones de los sills no permitieron una transferencia calorífica importante y prolongada en el tiempo a los fluidos contenidos en los sedimentos, y que en condiciones normales los magmas que han superado el nivel crítico

de intrusión somera adecuado para la formación de sills prosequieron su ascenso ininterrumpido hasta alcanzar el fondo marino.

Las litofacies con peperitas (del tipo de expulsión limitada de cristales) y micropillows pueden ser interpretadas como producto de la interacción entre un criptodomo ascendente y un conjunto de sedimentos siliciclásticos aún embebidos de agua y poco litificados, en un contexto muy somero. Sus diferencias probablemente tienen explicación en el hecho de haberse producido en condiciones físicas diferentes.

Dada la similitud de los materiales implicados en ambos casos, las principales diferencias entre los procesos genéticos de ambas litofacies deben radicar en las condiciones físicas, y en especial en la cantidad de agua contenida en el sedimento (grado de litificación) y en la presión confinante. En los ejemplos estudiados no se aprecian grandes diferencias en el grado de litificación de los materiales, mientras que parece que el emplazamiento de los criptodomas a niveles más superficiales, con una menor columna de sedimentos suprayacente favorece la formación de la litofacies con micropillows, que sería de este modo una litofacies intermedia entre la de las grietas de retracción (fig. 84, 2a) y la que conlleva en la superficie de contacto expulsión de los cristales hacia el exterior del domo (fig. 84 2b).

La existencia de grietas de retracción y fracturación en diferentes estadios de desarrollo en las zonas de techo de los criptodomas y diques en los diferentes ejemplos descritos (ingreso a la zona forestal de Cea Romana, Serra S'Ilixí, Cuili Isca S'Arena) es, de hecho, el testimonio del desarrollo incipiente de procesos de hialoclastización en estas rocas ácidas. En los ejemplos clásicos de la isla de Ponza descritos por PICHLER (1965) existen notables convergencias con los ejemplos del Sarrabus, como son la existencia de disyunciones columnares, perpendiculares a la superficie externa de los criptodomas, pliegues de flujo magmático, carácter vítreo de la zona de borde de los criptodomas, etc.

Igualmente, los micropillows también constituyen un ejemplo de litofacies generada en la zona de tránsito a las hialoclastitas, cuando no directamente asociada a ellas (KOKELAAR, 1982). El estudio petrográfico ha demostrado también la existencia de una anómala fracturación de los fenocristales (ver cap. 6.3), más acusada en el caso de los de cuarzo, que puede ser considerada como relacionada a los procesos de hialoclastización (sensu PICHLER 1965, p. 295), típica de los micropillows pero bien desarrollada igualmente en las facies de domo.

Las litofacies con peperitas en los contactos del sector de Cuili Isca S'Arena pueden ser consideradas como una situación particular en la que la génesis de hialoclastitas (por lo menos,

en el sentido macroscópico del término) es inhibida por la vaporización del agua contenida en los sedimentos y/o en el sector externo del magma. Dicha vaporización es posible bajo ciertas condiciones, mientras que si la presión confinante es mayor, o el calentamiento a que son sometidos los fluidos es menor, los cristales quedan concentrados en el borde del pórfido, tal como sucedió en el caso estudiado en Serra S'Ilixí, y el proceso de fracturación de tipo hialoclastico comienza a desarrollarse.

Otro factor muy importante, aunque posiblemente de escasa incidencia en ese caso concreto (vistas las estructuras asociadas a la intrusión en los sectores laterales de las cúpulas) es la disponibilidad de fluidos, o dicho de otra manera, el grado de litificación y la consiguiente expulsión de éstos que haya alcanzado el sedimento en el momento en el que se produjo la intrusión.

En el caso de Serra S'Ilixí, la imposibilidad de la vaporización del sedimento en el contacto con el pórfido se tradujo en un contacto nítido entre ambos, más o menos planar aunque con ligeras intercalaciones, y en el desarrollo de una fracturación atribuible a retracción por enfriamiento relativamente rápido en el sector más externo del pórfido (ver fig. 98). Esta retracción es similar por su génesis a la anteriormente descrita en los criptodomas emergentes en el fondo marino (fig. 84, 2a), y por lo tanto también está relacionada en cierto modo con los procesos de hialoclastización; de hecho, esta fracturación indica claramente que este tipo de contacto tiene que ser también necesariamente somero.

Secuencia de profundidades

En conjunto, los diferentes ejemplos estudiados nos permiten deducir una secuencia de profundidades de emplazamiento. En los niveles más superficiales tenemos los criptodomas cilíndricos y las peperitas macroglobulares y las pseudobrechas asociadas, emplazadas en niveles muy superficiales o directamente aflorantes sobre el fondo marino como las coladas riolíticas que los acompañan.

Los micropillows debieron formarse a profundidades de emplazamiento semejantes o ligeramente mayores, y las peperitas de Cuili Isca S'Arena (con limitada expulsión de cristales) a profundidades algo mayores que los micropillows, de modo que ya podía existir suficiente presión de confinamiento para que predominara la vaporización sobre la hialoclastización. La génesis de estas peperitas debe tener un intervalo de profundidades de formación bastante limitado, ya que como hemos visto a profundidades ligeramente mayores (caso de Serra S'Ilixí) la expulsión de los cristales es inhibida por una excesiva presión confinante.

Finalmente, los sills deben corresponder a una profundidad de emplazamiento algo mayor.

Esta secuencia de profundidades de emplazamiento es meramente indicativa, y ya hemos visto que el predominio de un factor físico sobre otro puede alterar el orden de aparición de las diferentes litofacies, o más probablemente permitir la formación de unas e inhibir el desarrollo de otras. De cualquier modo, la columna litológica confinante no parece haber excedido en ningún caso unas pocas decenas de metros, tanto por lo que se refiere a la comparación con los ejemplos estudiados por KOKELAAR (1982) como por el contexto geológico en que aparecen, en el que existen claras referencias (coladas de lavas expandidas sobre el fondo marino, domos emergentes y rocas epiclásticas asociadas formadas en cada momento, etc.) del nivel ocupado por el fondo marino en cada momento.

6.3.- Fragmentación de los fenocristales durante la interacción de magmas ácidos y sedimentos inconsolidados. Génesis de hialoclastitas en la escala microscópica.

6.3.1.- Descriptiva general.

Una de las observaciones más interesantes realizadas durante el estudio de la litofacies con micropillows es la secuencia de formación de fracturas en los cristales idiomórficos de cuarzo- β hasta llegar a su total fragmentación y, en algunos casos, disgregación. Estas fracturas, aunque no son exclusivas de los cristales de cuarzo, se desarrollan selectivamente en éstos y sólo en ellos han sido reconocidas como fracturas curvas. La existencia de éstas fracturas en los cuarzoes se explica en función del rápido enfriamiento a que fueron sometidos los cristales y de la típica fractura concoidal de este mineral.

La forma más fácil de describir este proceso particular de hialoclastización desarrollado en el seno del magma es ofrecer una sucesión de imágenes con diferentes estadios del proceso. Los cristales de cuarzo idiomorfo aparecen aislados en el seno de una mesostasa originariamente vítrea, actualmente micro- o criptocristalina, en general felsítica. En los casos en los que el proceso se halla en desarrollo incipiente lo que tenemos es un cristal idiomorfo subdividido en sectores de diferente tamaño, mediante fracturas rectilíneas y/o curvas (gráf. 114). La existencia de estas fracturas curvas hace que existan fragmentos con caras cóncavas y convexas a un tiempo. La separación entre unos fragmentos y otros es mínima, y a lo sumo se puede distinguir la existencia de una separación criptocristalina silícea o sericítica.

Por el contrario, otros cristales muestran una separación bastante mayor entre los diferentes fragmentos (gráf. 115). El espacio entre unos y otros fragmentos está ocupado por un producto microcristalino, de tamaño de grano algo mayor que la mesostasa desvitrificada, y con una composición prevalentemente silícea, aunque pueden existir otros productos como óxidos de Fe. Con todo, aún se puede reconstruir la morfología del antiguo cristal idiomórfico si, haciendo abstracción de la existencia de las separaciones microcristalinas, aproximáramos los diferentes fragmentos del antiguo cristal y lo reconstruyéramos como un rompecabezas.

Podemos interpretar este tipo de textura en los fragmentos como el producto de la fracturación por enfriamiento violento del cristal, y subsecuente separación de los fragmentos por un flujo muy limitado de la totalidad del material, mesostasa vítrea y fragmentos del cristal. A destacar que el enfriamiento del vidrio

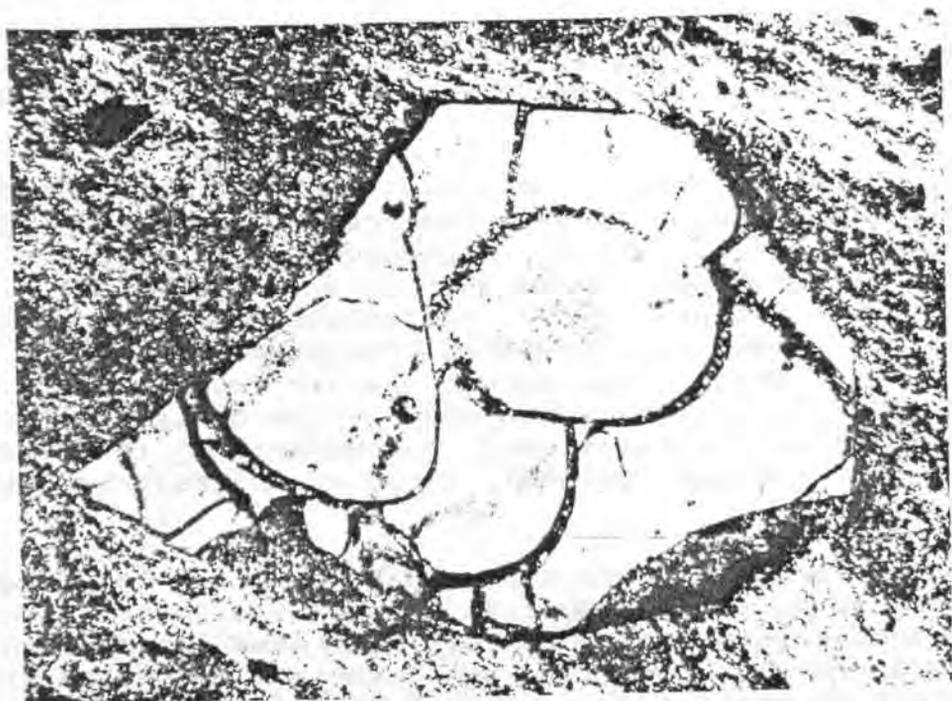
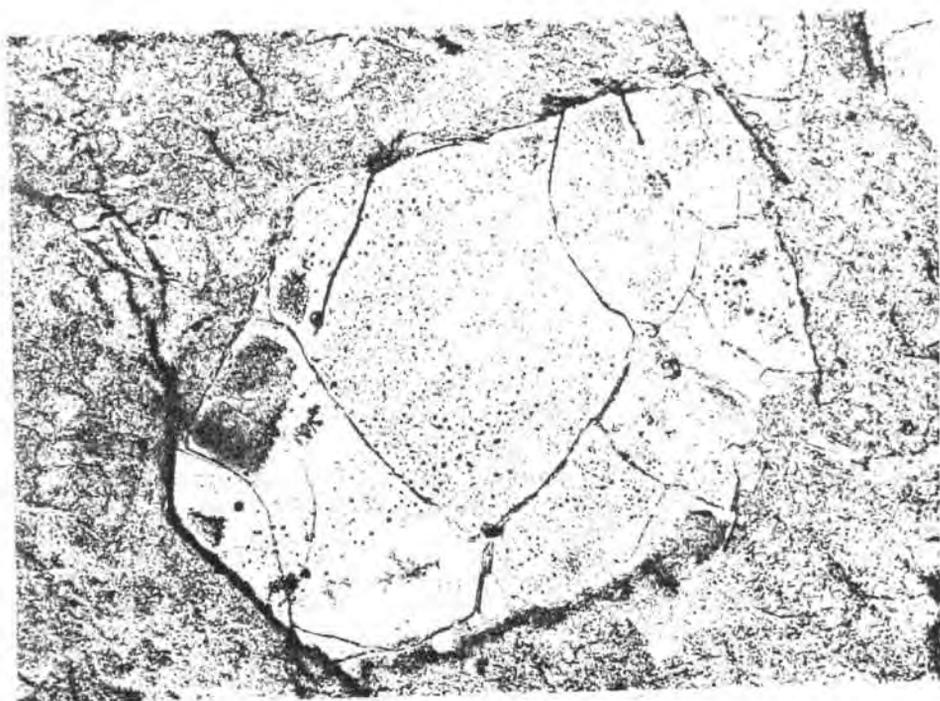


Fig. 114.- Cristal idiomorfo de cuarzo mostrando el desarrollo incipiente de fracturación curva de origen hialoclástico. Litofacies riolítica con micropillows. Muestra GD-705. Luz paralela.

Fig. 115.- Cristal de cuarzo fragmentado y subdividido en otros, de bordes bastante angulosos e irregulares. Aún resulta posible recomponer la antigua morfología del cristal, aparentemente de carácter idiomorfo. La pasta de fondo existente entre los diferentes fragmentos es microcristalina, de un tamaño ligeramente mayor al de la mesostasa, y suele ser más sericítica que ésta y/o contener pátinas y/o cristales de óxidos de Fe. Muestra GD-705. Nícoles cruzados.

de la mesostasa debió ser rápido, y que normalmente no aparecen asociadas estructuras de desvitrificación como esferulitos y axiolitas. Las texturas de tipo perlítico, en general muy pobremente representadas en todos los productos ácidos estudiados, sí que suelen aparecer asociadas a los cuarzos fracturados en los micropillows.

En otros casos podemos hallar cristales de morfología irregular, con coexistencia de superficies cóncavas y convexas, aislados en el seno de la mesostasa y subdivididos internamente en diferentes fragmentos por fracturas similares a las anteriormente descritas (fig. 116). Este tipo de cristales pueden ser interpretados como cristales idiomorfos "descascarillados", y las fracturas internas como producidas análogamente a las anteriores, independientemente de que se hayan manifestado con anterioridad o no al citado "descascarillado".

Texturas análogas a las aquí expuestas fueron ya descritas por BUSATTI (1892, 1894) en sus trabajos sobre los pórfidos del sector de Miniera Tuviois (véase cap. 7.3.1.), aunque este autor no las interpretó como producto de enfriamiento rápido del magma por contacto con agua o con sedimentos embebidos en ella. De hecho, no está de más el matizar que etimológicamente el término microhialoclastización aplicado a la fracturación de los cristales de cuarzo es poco correcto, ya que lo que se fractura no es material vítreo sino cristales idiomorfos de cuarzo- β .

Otro tipo de texturas que hemos encontrado son las formadas por un conjunto de fragmentos de cristales de cuarzo, de pequeño tamaño y francamente angulosos, separadas entre sí por un producto micro-criptocristalino difícilmente distinguible de la

pasta de fondo, que corresponden con toda probabilidad a un mismo (o a varios) cristales de cuarzo cuya morfología original ha sido totalmente enmascarado por los procesos de hialoclastización y consiguiente separación de los fragmentos que han sufrido.

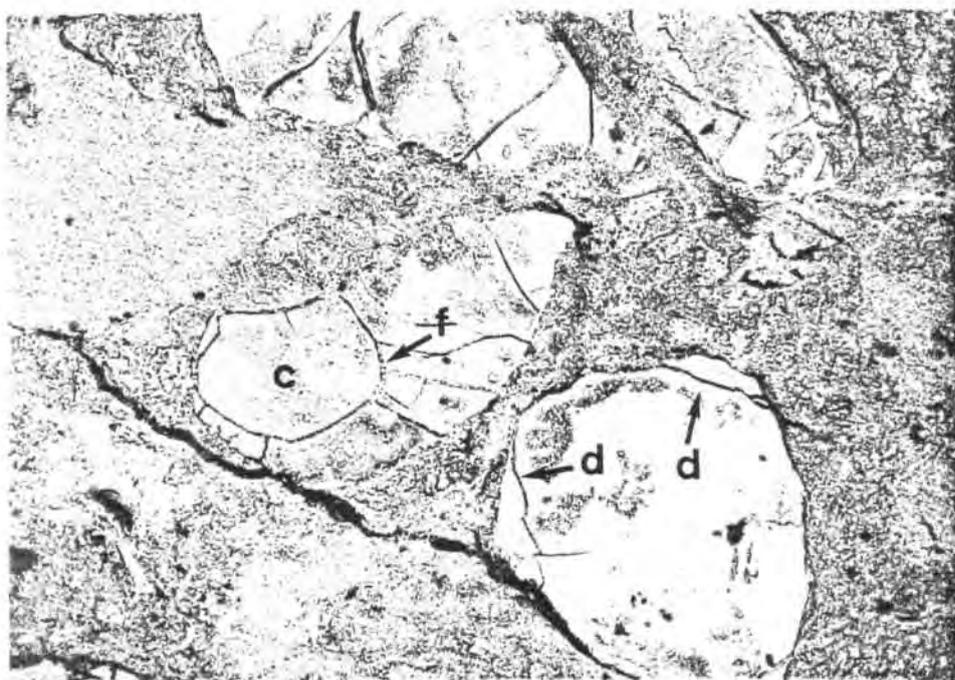


Fig. 116.- Cristales anhedrales de cuarzo en una mesostasa microcristalina cuarzo-sericitica. En el sector sup. izdo. aparece un fragmento totalmente sericitizado atribuible a un antiguo feldespato. Los cristales de cuarzo aparecen intensamente afectados por fracturas, tanto curvas como rectilíneas. Nótese como el desarrollo de éstas fracturas ha conducido tanto al "descascarillado" de algunos cristales, que actualmente aparecen totalmente redondeados ("d"), como a la génesis directa de clastos redondeados de tamaño menor ("c"). Las fracturas aparecen rellenas por una película intersticial cuarzo-sericitica de tamaño de grano algo mayor que la mesostasa ("f"). Muestra GD-705-ab, luz paralela.

Finalmente, podemos hallar fragmentos de cuarzo angulosos, no idiomórficos, sin vestigios de fracturas internas, y sin evidencias de reacciones con la pasta o corrosiones (golfos, etc.). Este tipo de cristales, junto con los fenocristales idiomorfos más o menos fracturados, son extraordinariamente frecuentes, no tan sólo en las facies con micropillows sino en las facies porfidicas de tipo "porfidi grigi" de los sectores superiores y marginal de los domos. Este tipo de cristales, acompañados frecuentemente de fragmentos de material siliciclástico fino incorporado de los sedimentos nos indican la existencia de interacción reiterada con los sedimentos e hialoclastización en los sectores marginales de las estructuras de domo, lo cual es coherente con el modelo desarrollado por PICHLER (1965) en la isla de Ponza.

6.3.2.- Incidencia de los procesos microhialoclasticos en la formación de las rocas epiclasticas asociadas a los domos.

Con todo, la importancia de estos procesos de hialoclastización probablemente es mayor desde el punto de vista de su papel preponderante en la formación de rocas epiclasticas de granulometrias medias y finas, y permite concluir el modelo genético previamente expuesto en el cap. 5.4. (véase la fig, 117).

Por una parte, la existencia de estos procesos de hialoclastización confirman la proximalidad de los depósitos del tipo de las areniscas gruesas del este de Bruncu Mauru Lecca (Sarrabus Occidental) y similares (cap. 5.4.2.2.), proximalidad por otra parte fácilmente deducible de la reconstrucción paleogeográfica (véase por ej. el cap. 7.1.). Es razonable que en estos depósitos epiclasticos coexistan fragmentos muy angulosos de cuarzo (y, en menor medida, de feldespatos) de claro origen hialoclastico, con otros cristales de cuarzo redondeados, aparentemente mucho más maduros desde un punto de vista textural, pero del mismo origen (fragmentos de cuarzo delimitados por fracturas curvas).

De hecho, el estudio petrográfico detallado de estos depósitos revela que tal redondeamiento es relativo, ya que en muchos clastos de cuarzo coexiste una parte de la superficie marcadamente redondeada con otras angulosas o convexas (véase por ej. las figs. 39 y 41). La matriz criptocristalina silíceo-sericitica de muchos de estos depósitos, e incluso algunos clastos de chert difícilmente distinguibles de la matriz proceden indudablemente de la pasta vítrea de los domos, igualmente incorporada a los sedimentos durante la erosión de éstos.

Por lo que se refiere a las granulometrias más finas, la influencia de los domos emergentes en el fondo marino sometidos a

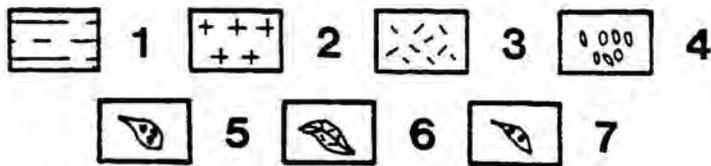
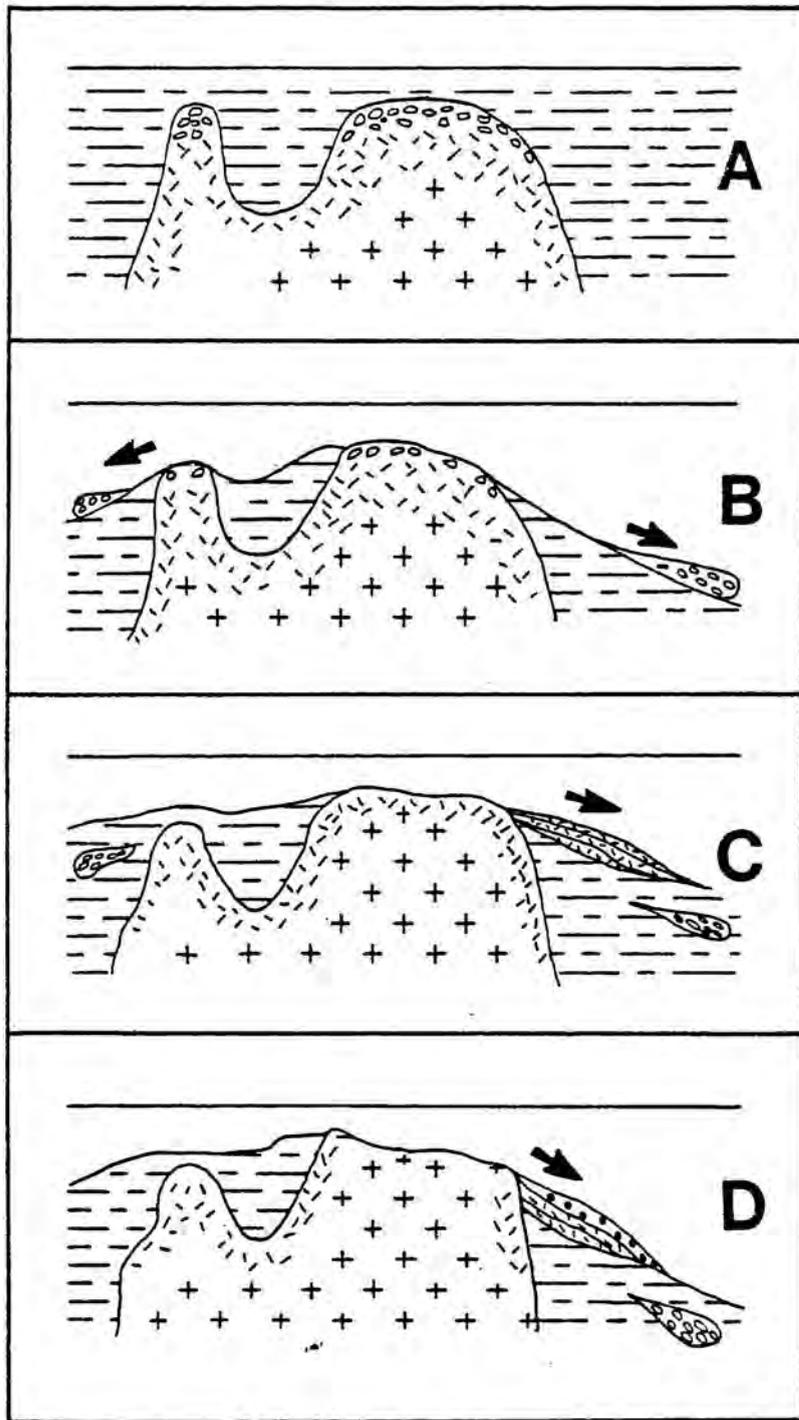


Fig. 117.- Modelo esquemático de la posible generación de los diferentes tipos de depósitos epiclásticos a partir de los domos y diques ácidos.

Leyenda: 1/ Materiales siliciclásticos. 2/ Facies porfídicas ricas en fenocristales y facies holocristalinas de los domos ácidos. 3/ Facies riolíticas vítreas de los márgenes de los domos ácidos. 4/ Sectores apicales de los domos y diques, vítreos y muy alterados hidrotermalmente, con disyunción bolar. 5/ Depósitos epiclásticos conglomeráticos transportados mediante procesos de tipo "debris-flow" (asimilables a "lahares submarinos"). 6/ Grauwackas y depósitos de areniscas ricas en clastos angulosos ("hialoclasticos") de cuarzo. 7/ Depósitos ricos en feldespatos y/o arcósicos.

Modelo genético: Durante la fase endógena (A) se desarrolla una intensa alteración hidrotermal (disyunción bolar) en el sector apical de los domos. Al extruir estos se forman rápidamente depósitos conglomeráticos a expensas de los sectores apicales (B), y al proseguir el flujo de magma los depósitos de areniscas "hialoclasticas", a expensas de la interacción magma/agua (C). Al continuar el flujo de magma y haber sido totalmente erosionados los sectores más vítreos y riolíticos es alterado el núcleo de los domos (D) de composición dacítica-andesítica, originándose depósitos de areniscas arcósicas.

hialoclastización ha sido también importante, y se hace sentir cuando procedemos a un estudio petrográfico detallado de las litofacies siliciclásticas de granulometría más fina, que en gran medida pueden ser clasificadas como cristal-tobas. Este término ha sido revisado recientemente por CAS & WRIGHT (1987, cap. 11), y no parece muy adecuado ya que por una parte es un cajón de sastre en donde se incluyen productos muy diferenciados desde el punto de vista sedimentológico, y por otra contiene indudables connotaciones de volcanismo explosivo. Los autores citados analizan las debilidades de esta terminología y señalan algunos ejemplos de la existencia de procesos piroclásticos y epiclásticos que generan, juntos o por separado, cristal-tobas. La incidencia de los procesos hialoclasticos en la formación de cristal-tobas prácticamente no es mencionada en la bibliografía.

Desde un punto de vista metodológico, la manera más correcta y sencilla de afrontar el estudio de las litofacies siliciclásticas finas es comenzar por las intercalaciones de éstas presentes en el seno de las areniscas gruesas epiclásticas del tipo sector

este de Bruncu Mauru Lecca. Incluso en esta localidad tipo, donde el paquete estas areniscas es más potente, y puro contiene intercalaciones más finas; en otras zonas, como en el sector a sur de Monte Genis, las intercalaciones se van haciendo más frecuentes, hasta que llegan a ser las areniscas gruesas las que aparecen intercaladas, como hiladas o paquetes discontinuos de uno o dos decímetros de potencia, en el seno de los materiales siliciclásticos finos (véase caps. 5.4.2.2.1. y 7.3.1.).

Al realizar lá petrografía de estos materiales, se observa una gradual disminución en la cantidad y tamaño de los fragmentos de cristales de cuarzo y feldespatos de origen volcánico, mientras que los filosilicatos, y en particular la moscovita detrítica aumenta gradualmente y la textura general de la roca adquiere de un modo progresivo una laminación más manifiesta; en las areniscas gruesas esta laminación sólo es perceptible normalmente en la escala del afloramiento.

Por lo que se refiere a la mineralogía de los clastos, antes esbozada, la influencia volcánica directa se va atenuando, con la dilución en los materiales pelíticos de procedencia distal; no obstante, se puede señalar que los clastos de feldespato potásico y plagioclasa, poco abundantes, aparecen en general poco alterados. Desde el punto de vista morfológico, la principal característica de los clastos de cuarzo en las granulometrías más finas es la abundancia de fragmentos angulosos, comparables a pesar de su diferencia de tamaño con los existentes en las areniscas gruesas epiclásticas directamente relacionadas con los domos.

En el caso de intercalaciones finas intercaladas en las citadas areniscas, es indudable que los clastos de cuarzo angulosos tienen como en éstas su origen en los procesos de hialoclastización de los cristales de cuarzo de los domos emergentes en el fondo marino, mientras que en los otros casos se puede pensar también que otros procesos (como actividad piroclástica) hayan intervenido en la génesis de los fragmentos de cristales.

En el resto de los sedimentos de granulometría fina, siendo el citado proceso genético el más probable y señalando que no se trata de una sedimentación siliciclástica "normal", toda ulterior consideración es puramente especulativa, en el actual estado de nuestros conocimientos. Se verá en los apartados de reconstrucción de la paleogeografía de la cuenca que los materiales presentes en ella han sufrido un intenso retrabajamiento, condicionado por la tectónica distensiva sinsedimentaria, y que no se conocen aportes detríticos bien definidos desde un hipotético continente emerso.

6.4.- "Quarziti del Sarrabus"

6.4.1.- Antecedentes.

Bajo este nombre ha sido clásicamente denominada en el Sarrabus una roca masiva, muy dura y compacta, de color blanco a gris-verduzco o gris oscuro y tamaño de grano muy fino, que aparece intercalada entre los materiales siliciclásticos y/o en las proximidades de los domos ácidos. Esta roca es muy característica, ya que presenta bandeados más o menos continuos, con pliegues y discordancias internas, así como vesículas (elongadas aproximadamente en la dirección de los bandeados) y más esporádicamente moldes de bioclastos muy bien conservados, principalmente órthidos.

Los afloramientos de esta roca aparecen bastante regularmente en dirección este-oeste a lo largo de todo el Sarrabus, desde las inmediaciones de Dolianova en el Campidano hasta el Mar Tirreno al sur de la población de Muravera, con la excepción del tramo de Rocca Arricelli-Minderri, donde su presencia está mucho más restringida. Se trata de depósitos de potencia variable desde 1-3 m. hasta varias decenas de metros, y con expansiones horizontales del orden de varios centenares de metros, o unos pocos Km. a lo sumo. En todos los casos se trata de cuerpos lenticulares, discontinuos; este carácter ya fue reconocido por FARNISARI y TESTA (1920). Este tipo de rocas llamó rápidamente la atención de los geólogos de mina que trabajaban en el sector oriental, ya que ahí aparecen normalmente en las proximidades del "filone argentífero" y constituían una guía local de prospección.

Por lo que se refiere a los trabajos recientes realizados en el sector occidental, este tipo de rocas han sido incluidas en la llamada "Formazione de Tuviois" (BARCA y DE GREGORIO, 1979 b; BARCA y MASCIA, 1982) y clasificadas como calizas micríticas silicificadas. NAUD (1979 a), por su parte, las incluyó en sus "shales de Rio Canoni", unidad litoestratigráfica que en su opinión tendría una gran extensión en el sureste de la isla de Cerdeña, y las comparó con los "schistes troués" de los Pirineos por su posible edad, sus características petrográficas (que admiten en muchos casos una clasificación como "grauwackas" en el sentido clásico del término) y su contenido paleontológico (los citados moldes).

La idea de que las "Quarziti del Sarrabus" sean calizas silicificadas proviene igualmente de la época del mayor auge de las minas de plata, y fue elaborada precisamente a partir del hallazgo de los moldes de fósiles en su interior, ya que en aquella época parecía la única explicación posible (TRAVERSO, 1892). Los trabajos de tipo mineralógico (TRAVERSO 1893 a, 1893 b) demostraron la existencia de silicatos cálcicos, tales como

granate, piroxenos, etc., y permitieron relacionar la citada silicificación a la existencia de un metamorfismo de contacto producido por las intrusiones de los granitoides tardohercínicos.

En la época de FARNISARI y TESTA (1920) ya se daba por sólidamente establecido el citado carácter de caliza silicificada, tanto por la existencia de fósiles como por la presencia de "estratificaciones en espina de pez" (op.cit.) y por la existencia de vesículas, que eran interpretadas como pérdida de volumen por eliminación de CO₂ durante la recristalización metamórfica. Además, en aquellos momentos ya se conocía la existencia de un lentejón de verdadera caliza en las proximidades de los cuerpos lenticulares de "Quarziti" en Baccu Arroddas, por lo que parecía razonable propugnar la citada silicificación. No está de más anotar aquí que el contacto entre este lentejón de calizas y las "Quarziti" es claramente secante en la parte más alta de Baccu Arroddas, en las inmediaciones del filón argentífero explotado (sector norte de Serra Ponzianu; véase el cap. 7.2.).

La breve nota de FERRIER (1922) añadió nuevos datos para apoyar la interpretación clásica de la silicificación: "nella miniera Giovanni Bonu, a destra dell'imboco della galleria N.º G.B. in una lente di calcare silicizzato (cosidette quarziti) ho potuto rinvenire in posto vari fossili siluriani in buonissimo stato di conservazione del gruppo Rhombiferi: ECHNOSFAERITES HELMASTERI-ORNATUS SAY (determinazione del Prof. G. Trabbucco). Data la posizione dei fossili nella roccia rimane chiaramente stabilito che la stratificazione apparente della roccia dovuta alle numerose cavità oblunghe, sia la vera stratificazione del calcare, d'altronde prevedibile osservando le zone di differente colore che presenta la roccia e la sua concordanza con gli scisti".

A pesar de la general aceptación de que las "quarziti" eran calizas silicificadas, no está de más matizar que un autor independiente como TEICHMÜLLER (1931) recuerda que el metamorfismo de las calizas del Sarrabus es tan intenso que durante mucho tiempo los cuerpos verticalizados de éstas habían sido considerados como cuarzo filoniano. Este autor además señala que el fenómeno de la silicificación es especialmente singular, ya que sólo raramente las calizas han sido marmorizadas, apareciendo o totalmente silicificadas o como calizas bien conservadas y escasamente modificadas. Probablemente la interpretación de la silicificación le pareció poco convincente o en todo caso anómala a Teichmüller, ya que se entretuvo en describir que el proceso de silicificación crecía con el incremento de la verticalización de los estratos implicados.

Esta tendencia interpretativa de la silicificación quedó definitivamente asentada después del trabajo de CAVINATO (1933), quien realizó un estudio exclusivamente mineralógico sin descrip

ción textural, que no aporta sustanciales innovaciones a los ya citados de Traverso, tras el cual concluyó que las "quarziti" eran el producto de "un interesante fenómeno de metamorfismo inducido por los magmas graníticos en las calizas del Ordovícico Superior" (op.cit.). Cavinato realizó sus observaciones a partir de muestras recogidas en los alrededores de las minas de Monte Narba y Giovanni Bonu; y es de resaltar que la difusión de su trabajo fue tal que en la mayor parte de los casos los autores modernos le atribuyen exclusivamente a él la paternidad de la hipótesis de la silicificación de las calizas.

Calvino aceptó plenamente en sus diferentes trabajos la interpretación clásica de la silicificación de las calizas, y de hecho por este motivo señala en la cartografía geológica oficial del Sarrabus-Gerrei oriental (CALVINO 1963) hasta tres niveles de calizas más o menos verticalizados, continuos y superpuestos en el sector de Miniera Baccu Arroddas. La continuidad de los niveles de hecho no se observa ni para las verdaderas calizas (cap. 5.6.) ni en el caso de las "quarziti", y hay que entender que se trató de una extrapolación de Calvino para permitir la representación de cuerpos de pequeñas dimensiones en una escala 1:100:000. Las desafortunadas consecuencias de esta extrapolación han sido una ciega aceptación de la existencia de estos tres niveles continuos por parte de los autores posteriores, lo que ha dado lugar a notables confusiones en la geología de este sector.

De todas maneras, sería injusto atribuir estos errores exclusivamente a Calvino ya que la excelente descriptiva de este autor supo distinguir con claridad los cuerpos de "quarziti" y las calizas pelágicas: "La facies normale dei calcari (Sc) è rappresentata solo nel banco meridionale di Baccu Arroddas (a N di M. Nieddu Mannu) e nelle piccole lenti di Sedda di Mindarri (a N di Cuile Argioledda)" CALVINO (1965, p. 19).

Como se verá, los resultados de nuestro trabajo nos han alejado totalmente de la interpretación clásica; considerando el problema de la silicificación de las hipotéticas calizas desde un punto de vista regional y con los conocimientos petrológicos actuales se pueden plantear objeciones globales a tal posibilidad.

En primer lugar, la hipótesis clásica se sustenta en una aparente preservación de las características texturales de las calizas; en realidad, las rocas en cuestión no presentan texturas atribuibles a calizas, y la preservación alegada (en muchos casos excelente) se limita a los bioclastos, y en general en forma de moldes.

Por otra parte, en la mayor parte de los casos estudiados no se puede relacionar estas rocas con la existencia de granitoides tardohercínicos ni evidencias de su presencia en profundidad (metamorfismo de contacto), por lo que existen problemas para

justificar procesos metasomáticos tan selectivos. Por el contrario, si tenemos en cuenta el intenso desarrollo de procesos hidrotermales en las proximidades de las minas de plata del sector oriental (Monte Narba, Baccu Arroddas, etc.), relacionados con la misma genesis de las mineralizaciones, así como la existencia de metamorfismos de contacto (generados por los domos ácidos) afectando a las "quarziti" (véase 7.2.), se puede comprender perfectamente que en un sector restringido arealmente como ese los autores de fines del siglo pasado postularan la hipótesis de silicificación de las calizas.

Desde un punto de vista regional, la extensión de tal hipótesis a la totalidad de cuerpos rocosos de estas características existentes en el Sarrabus crea un problema geoquímico prácticamente irresoluble (implica unos procesos de transferencia de materia selectivos afectando a volúmenes enormes de roca), además de no explicar las texturas que en el detalle presentan las rocas y que nos permiten identificarlas como producto del volcanismo existente en la cuenca.

LEHMANN (1975) describió como "metatufitas del tipo lidita" unas rocas del todo análogas a las "quarziti del Sarrabus" existentes en Sa Gibixedda, al sur de Brecca (Gerrei Oriental, algunos kms al norte de nuestra zona de estudio). De hecho, GNECH (1922) ya había señalado la presencia de "quarziti" análogas a las del Sarrabus en el sector de Miniera di Brecca.

Basándose en su composición (con zonas ricas en feldespato potásico, epidota y clinzoisita), su textura finamente laminada con alternancias mineralógicas bien marcadas (láminas selectivamente más ricas en feld.-K, en detrimento del cuarzo) y en el resto de sus características petrográficas y de yacimiento, así como del contexto litológico existente en Brecca, LEHMANN (1975) postuló un origen volcánico o vulcanoderivado ("tufítico") primario para estas rocas, en lugar de aceptar la hipótesis clásica de la silicificación. Nuestras observaciones en el Sarrabus permiten confirmar y precisar esta interpretación. Por lo que se refiere a la existencia de vesículas macroscópicas, este autor postuló un origen supergénico, por disolución del material preexistente.

Para concluir este apartado introductorio, no estará de más incluir esta reflexión un tanto excéptica de TRAVERSO (1892, p. 189) referida al aspecto macroscópico general de las "quarziti", que señala la existencia de una mayor amplitud de miras en este autor que en los que le sucedieron: "Cavità oblunghe, orientate colla stratificazione ... che richiama forme eruttive recenti".

6.4.2.- Características macro- y microscópicas de las "quarziti".

6.4.2.1.- Aspecto macroscópico.

Cuando se observa la situación de los principales afloramientos de "quarziti" en una cartografía geológica general del Sarrabus destaca (al igual que en el caso de las exhalitas silíceas) su marcada relación espacial con las fracturas sinsedimentarias reconocidas en el Sarrabus (véase las figs. 118 y 179, ya en el cap. 7.2.).

Esta observación se complementa con el hecho de que los cuerpos de "quarziti" aparecen tanto en una disposición totalmente secante con respecto a la secuencia siliciclástica, como concordantes a ella. Existen además claros ejemplos de cuerpos de "quarziti" secantes subverticales que gradualmente pasan en las zonas de techo a cuerpos concordantes interestratificados con los sedimentos siliciclásticos (fig. 119). Estos cuerpos concordantes estratiformes contienen moldes de fósiles, especialmente órthidos y otros braquiópodos (véase explicación más adelante).

Los cuerpos de "quarziti" estratiforme concordante consisten en expansiones de unos metros o unas decenas de metros de potencia, y unas decenas, o unos centenares de metros, o a lo sumo unos pocos kms de extensión lateral. Tienen una morfología aproximada de paralalepípedo, con una de las dos dimensiones laterales (las mayores) 2,3 o más veces más grande que la otra, y con una potencia relativamente constante a lo largo de todo el cuerpo. Ello hace que sus tránsitos laterales hacia los sedimentos siliciclásticos que los rodean sean relativamente bruscos y en general no se pueda hablar de un acuñamiento gradual. La apariencia macroscópica de estos cuerpos concordantes de "quarziti" es muy masiva, aunque en algunos casos (véase por ej. la fig. 119) puede distinguirse con claridad la existencia de varios cuerpos superpuestos.

Los tránsitos verticales y laterales de estos cuerpos estratiformes concordantes a las rocas siliciclásticas no son fácilmente reconocibles, en parte porque en la mayoría de los casos la expansión estratiforme no va mucho más allá del cuerpo verticalizado de "quarziti" que constituye su raíz, en parte porque algunas expansiones estratiformes están emplazadas sobre domos ácidos o adosadas a ellos y en parte por estar directamente asociadas a fracturas sinsedimentarias (contactos laterales) que enmascaran notablemente las relaciones litoestratigráficas. Además la resistencia a la erosión de las "quarziti" hace que muchos afloramientos correspondan a zonas de fondo de valle, y

- a** **b** **c**
- d** **e** **f**

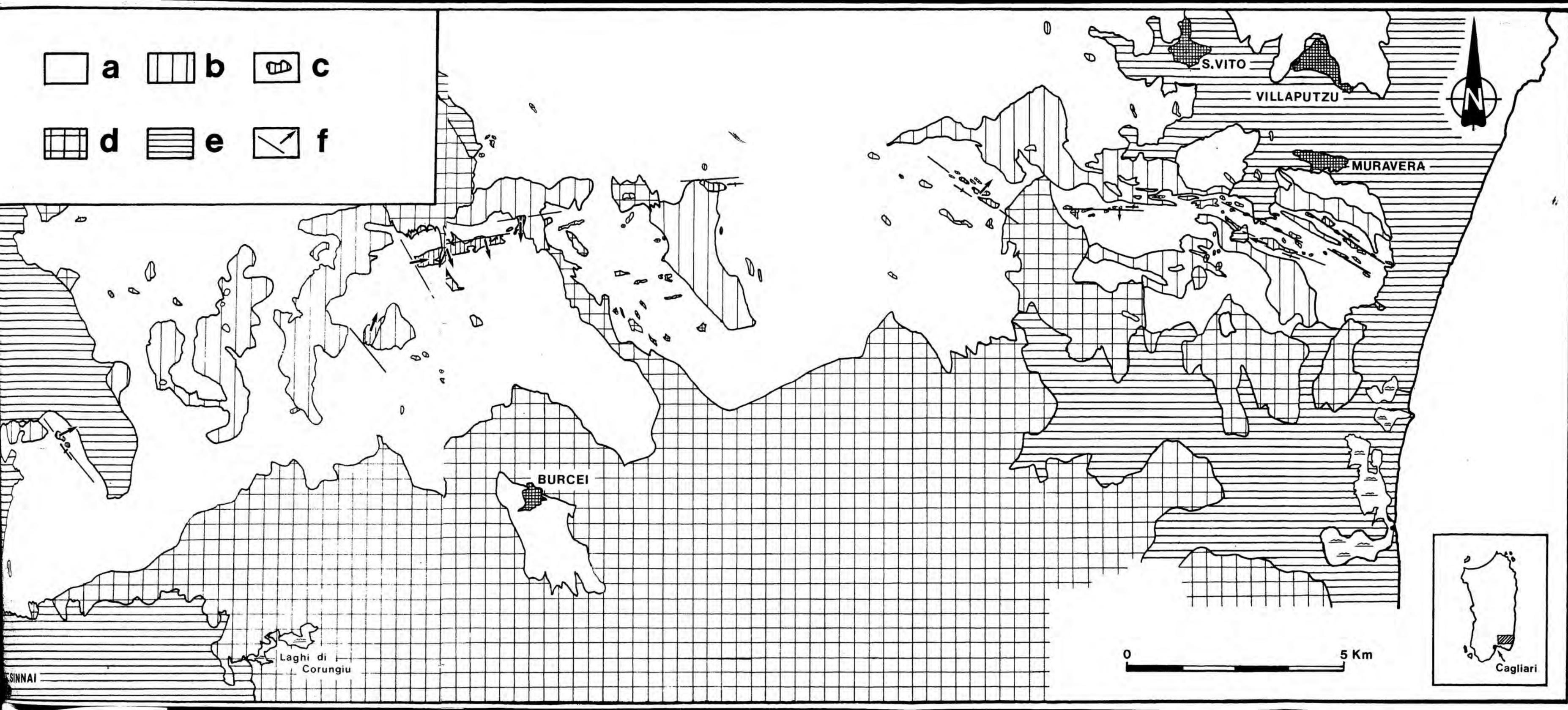


Fig. 118.- Distribución de los principales afloramientos de "quarziti" en el Sarrabus Occidental y Central, en relación con la existencia de fracturas sinsedimentarias. Leyenda: a/ Materiales siliciclásticos. b/ Rocas volcánicas paleozoicas, principalmente domos ácidos. c/ "Quarziti" del Sarrabus. d/ Granitoides tardihercínicos. e/ Materiales postpaleozoicos. f/ Fracturas sinsedimentarias relacionadas con las "quarziti", y sentidos de buzamiento y paleoaporte de éstas.



Fig. 119.- Vista panorámica del depósito piroclástico (P) radicado (R) de Su Zippiri, Sarrabus Centrooriental. El flujo piroclástico se deslizó de izquierda a derecha (flecha). El afloramiento no está tectonizado y reproduce fielmente la topografía original. (S: paleopendiente constituida por materiales siliciclásticos). Nótese la existencia de varias coladas o depósitos superpuestos (dcha.) mientras que en la zona de raíz (izda.) la disyunción es groseramente subvertical.

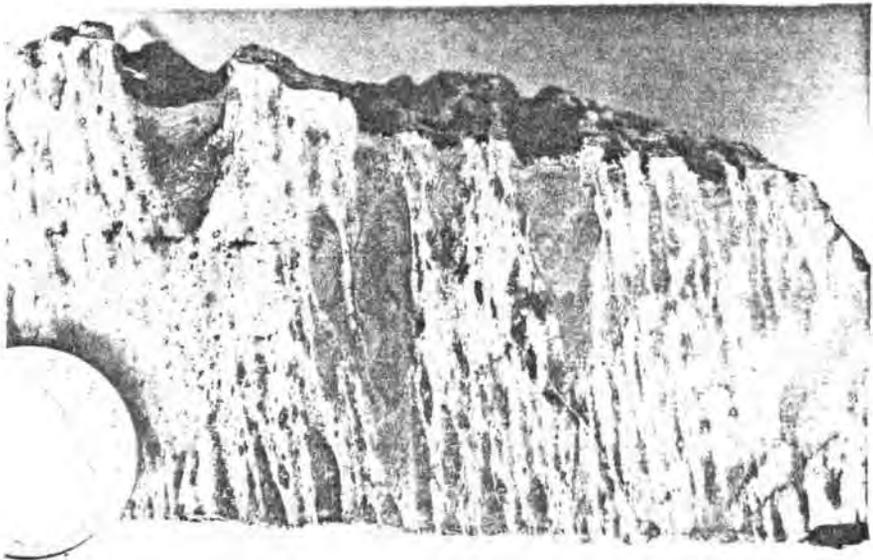


Fig. 120.- Quarziti del Sarrabus. Detalle (flecha) del bandeado en un afloramiento (Canale S'Angassua, Sarrabus Central).

Fig. 121.- Quarziti del Sarrabus. Laja pulida correspondiente a la litofacies con gruesos cuerpos oscuros de dimensiones centimétricas subparalelos a la foliación primaria, y aplastados según el plano de ésta.

también en algunos casos (por ej., sector al norte de Canale S'Angassua) el metamorfismo de contacto asociado a los granitoides tardihercínicos ha eliminado mucha información.

A pesar de estos condicionantes, en algunos afloramientos (Foresta Sa Terra Arba, Sur de Punta Serpeddi, Rio Ollastu al este de Serra S'Ilixi,...) se puede reconocer una intensa silicificación en las rocas sedimentarias infrayacentes o lateralmente equivalentes a las "quarziti", así como un contacto lateral nítido (figs. 132 y 133) entre "quarziti" y rocas sedimentarias silicificadas.

Esta silicificación tiene un carácter difuso, sin la presencia de vetas de cuarzo hidrotermal, y no llega a obliterar la fina laminación propia de la roca. En algunos afloramientos existen evidencias de una recristalización de las rocas sedimentarias atribuible a un efecto térmico, pero en general va asociada a alteración hidrotermal y mineralización sulfurada y es difícil discernir si la recristalización está relacionada al emplazamiento de las "quarziti" o a estos procesos mineralizantes aparentemente posteriores.

La base de las "quarziti" es generalmente planar, subparalela a los materiales siliciclásticos infrayacentes. En Foresta Sa Terra Arba existen contactos erosivos planares y ligeras discordancias angulares entre las "quarziti" y los materiales siliciclásticos infrayacentes. No hemos podido localizar efectos de carga, peperitización o brechificación por expansión violenta de gases en dicha base.

Existen pocos afloramientos con buenos ejemplos de contactos superiores de los cuerpos estratiformes de "quarziti". En general se observa la existencia de un tránsito gradual hacia los materiales siliciclásticos suprayacentes, con un incremento de la fisilidad de la roca, una laminación más fina y continua, y, en ocasiones, un decrecimiento en el tamaño de grano. Un caso

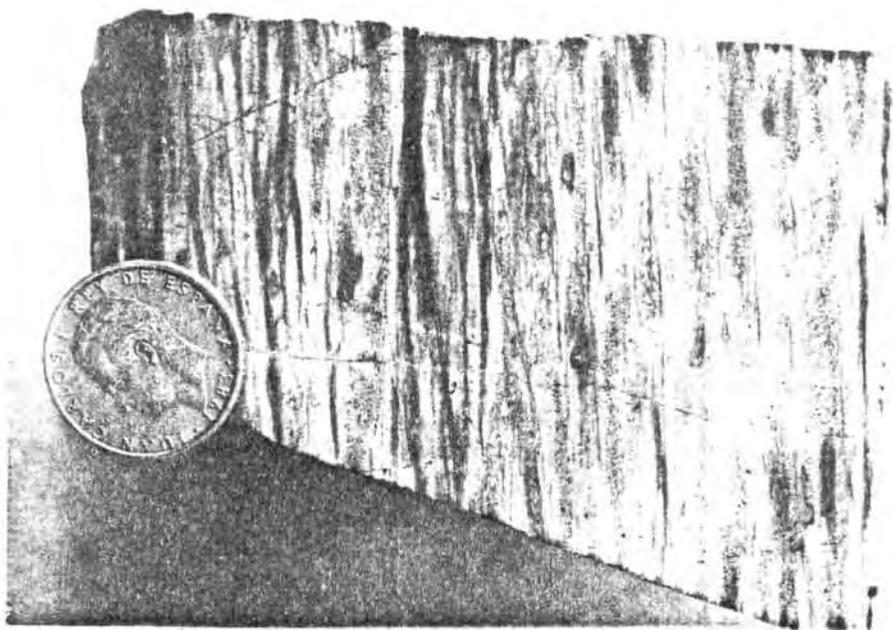


Fig. 122.- Quarziti del Sarrabus. Laja pulida correspondiente a la litofacies bandeada, con pequeños cuerpos de dimensiones milimétricas subparalelos a la foliación primaria, y aplastados según ésta.

Fig. 123.- Quarziti del Sarrabus. Laja pulida correspondiente a la litofacies de vitrófiro. Nótese la deficiente preservación del bandeado original (sectores oscuros), la presencia de silicificación a partir de fracturillas (flechas blancas) y de vesículas (flechas negras).

particularmente interesante es el del lentejón de "quarziti" situado en la vertiente sur de Canale S'Angassua, junto a la capilla de la Madonnina y la casa y galerías de la antigua mina de Serra S'Ilixì. Los términos superiores de la "quarziti" reúnen además de las características mencionadas una clara discordancia angular intraformacional de dimensiones métricas con respecto a las estructuras planares contenidas en la "quarziti". (Véase la fig. 90 en el cap. 7.3.)

6.4.2.2.- Estructuras internas.

Las "quarziti" presentan en el afloramiento un bandeado definido por niveles estratiformes discontinuos de potencia milimétrica y continuidad lateral centimétrica-métrica de diferentes tonos de color (verde a verde-amarillento, gris oscuro-negro, etc.) dispuestos sobre el fondo gris claro-blanco de la roca.

Estos niveles estratiformes aparecen más o menos dispuestos en posición horizontal o subhorizontal en el seno de la roca, aunque también aparecen implicados localmente en pliegues de dimensiones decimétricas-métricas y, en general, amplio radio. Estos pliegues pueden aparecer aislados en el seno de un nivel de la roca, en clara disarmonía con el resto del depósito piroclástico, e incluso participar en pequeñas discordancias internas de dimensiones centimétricas dentro de dicho depósito. Por este motivo, creemos que el origen de dichos pliegues es reomórfico, interpretación que parece confirmada por la ausencia de deformación tectónica en los materiales siliciclásticos que constituyen el encajante del depósito piroclástico (inexplicable en caso de tectonización, dado el contraste de competencias entre ambos

tipos de materiales) y por el contexto sedimentario (paleopendientes).

En conjunto, la "quarziti" es una roca masiva, muy compacta y bien soldada, con una clara fábrica planar (fig. 120). No obstante, existe toda una serie de variaciones entre diferentes términos, que van desde una roca con una fábrica planar groseramente definida, que incluye entre su laminación cuerpos aproximadamente discoidales de dimensiones centimétricas algo aplastados (fig. 121) a litofacies finamente laminadas con pequeños nódulos o cuerpos aplastados (fig. 122).

En otros lugares, por el contrario, la roca es masiva y tiene toda la apariencia de un vitrófiro, en la que apenas se puede distinguir la existencia del bandeado por alternancias de color muy deshilachadas y discontinuas entre sí (fig. 123). Todas estas variedades pueden contener vesículas (huecas o rellenas de calcita, minerales arcillosos, etc.) y moldes de fragmentos esqueléticos. En todas estas litofacies (y en especial, en los vitrófirios) se puede observar la existencia de alteraciones controladas por pequeñas fracturas de dimensiones milimétrico-centimétricas; se trata principalmente de silicificaciones y epidotizaciones.

6.4.2.3.- Características petrográficas.

Al proceder al estudio petrográfico de estos materiales se observa una matriz cristalina muy fina en la que resaltan localmente fragmentos angulosos de cristales de cuarzo (mucho más raramente, de feldespato potásico) y vitroclastos desvitrificados, siempre de pequeñas dimensiones (figs. 124 y 125). Existen otros constituyentes de la roca opcionalmente frecuentes: son pequeñas bolsadas o cuerpos elongados de composición cuarzo-feldespática elongados (y/o aplastados) en el sentido de la foliación de la roca (fig. 125). Estos cuerpos pueden contener fragmentos de cristales, carecen de vesiculación, y se caracterizan por una pasta de fondo aparente desvitrificada: en ocasiones felsítica, y en ocasiones constituida por una asociación de cristales (principalmente de cuarzo) "en mosaico". Este tipo de cuerpos podrían corresponder a fragmentos líticos de composición riolítica, e incluso en algunas ocasiones a fragmentos pumíticos totalmente aplastados y soldados.

El bandeado macroscópico se traduce en ligeras diferencias granulométricas, dentro del tono microgranudo de la pasta de fondo; en alguno de estos niveles se puede reconocer alguna imbricación de cristales similar a las que han sido descritas por algunos autores en depósitos piroclásticos reomórficos (por ej., CHAPIN y LOWELL, 1979). Los bandeados se manifiestan también en forma de pequeñas suturas subparalelas en la matriz cristalina

(fig. 124), o bien en niveles o nódulos alargados de minerales elongados coloreados que tienen una textura holocristalina subhedral (fig. 126). Estos niveles y nódulos corresponden, en general, a los que se pueden distinguir macroscópicamente.

Por lo que se refiere a las diferentes coloraciones subparalelas a las estructuras planares y distinguibles a simple vista, suelen corresponder a desvitrificaciones y/o cloritizaciones en la pasta de fondo de la roca. Aunque no es excesivamente frecuente, se puede distinguir también en el seno de ésta la existencia de fragmentos esqueléticos (véase fig. 127); se ha preservado la morfología original, pero no la mineralogía, y las conchas están constituidas por silicatos. Es probable que los fósiles pseudomorfizados descritos por CALVINO (1956 b) sean productos análogos.

La determinación óptica de la composición mineralógica de las "quarziti" es muy problemática, debido al reducido tamaño de grano de la mayoría de sus componentes. En vista de ello hemos procedido al estudio de su mineralogía en unas pocas muestras seleccionadas, con la ayuda de la microsonda electrónica y el microscopio electrónico de barrido. Con la microsonda sólo ha sido posible (en las condiciones estandarizadas de trabajo) identificar con precisión los fragmentos mayores, mientras que el empleo del microanalizador LINK incorporado al microscopio electrónico de barrido permite en las condiciones rutinarias de trabajo concentrar mucho más el haz de rayos incidentes y obtener información semicuantitativa (que se complementa con los datos cuantitativos procedentes de la microsonda) de cristales de tamaños mucho menores, que son mayoría en la roca.

El empleo combinado de estos dos medios analíticos ha permitido confirmar que la fase mineral predominante en las "quarziti" es el cuarzo. Junto al cuarzo destaca la presencia de feldespato potásico, y en menor medida de plagioclasas y piroxenos, así como clinzoisita y clorita secundarias. Otros minerales accesorios son la ilmenita, la titanomagnetita, el apatito, y en afloramientos mucho más localizados los sulfuros de hierro, la galena, la calcopirita, etc. Los piroxenos son de composición aproximadamente hedenbergítica, y en algún caso podrían haber sido parcialmente alterados a anfíboles (datos del microscopio electrónico). El contenido en calcio es alto, tanto en los piroxenos (valores por encima del 20 % en CaO) como en algunas de las plagioclasas (andesina-labradorita); hay algunos minerales que son aparentemente plagioclasas alteradas, y más raramente otros atribuibles por su composición a zeolitas (stilbita, heulandita ...?).

El microscopio electrónico de barrido nos ofrece información complementaria por lo que se refiere a las microtexturas. Podemos distinguir dos texturas principales, identificables con las

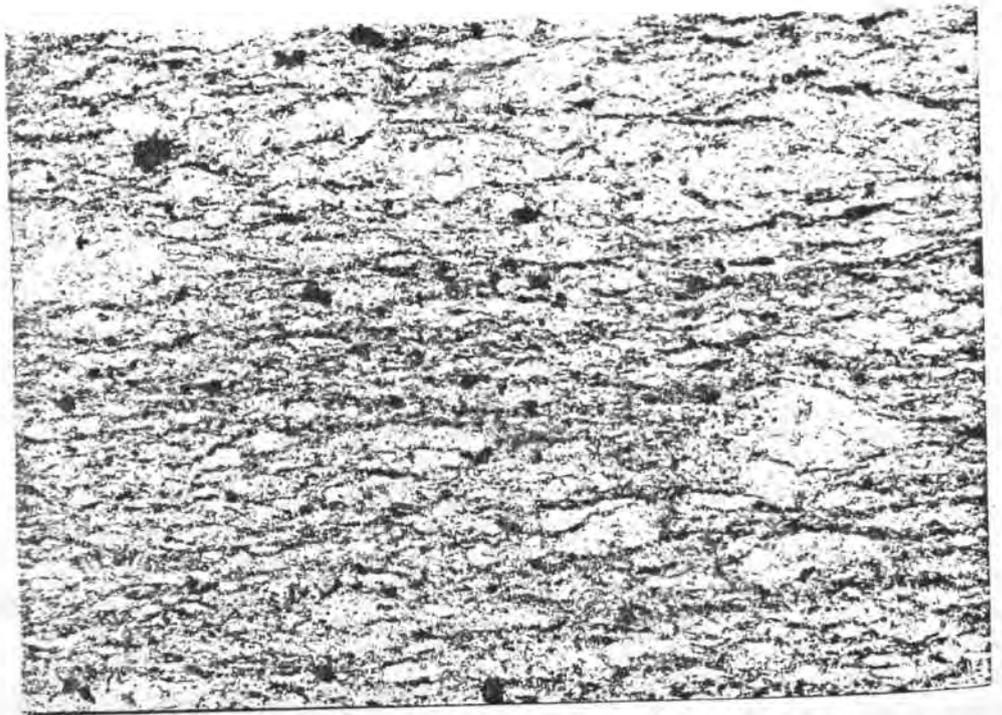
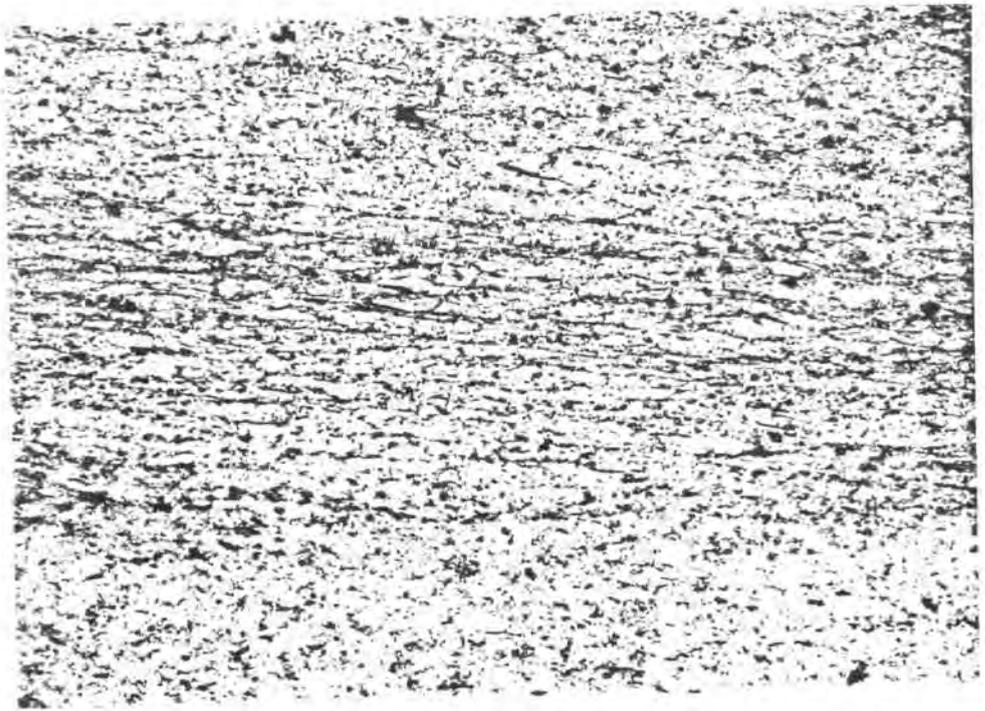


Fig. 124.- "Quarziti del Sarrabuş". Pasta de fondo microcristalina, sobre la que destacan pequeños fragmentos de cuarzo y feldespato potásico y toda una serie de fracturillas subparalelas al bandeado general de la roca. Lámina delgada, luz paralela.

Fig. 125.- "Quarziti del Sarrabus". Detalle de la pasta de fondo en la que destacan pequeños fragmentos de cuarzo y feldespato potásico, así como zonas recristalizadas rodeadas por las microfracturas (fragmentos líticos y antiguas pumitas totalmente aplastadas?). Lámina delgada, luz paralela.

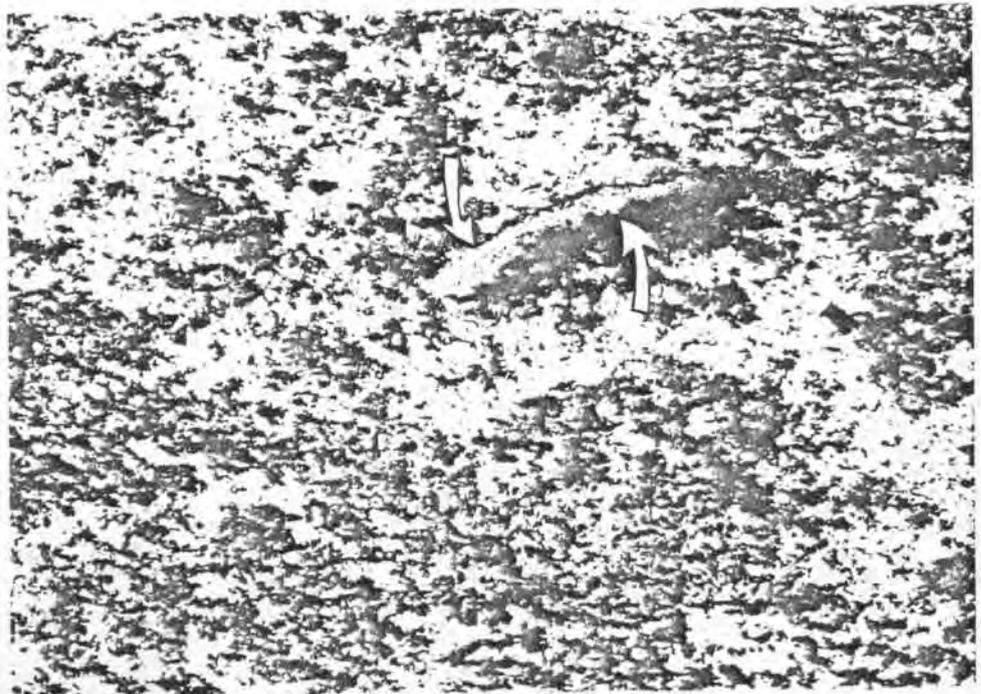
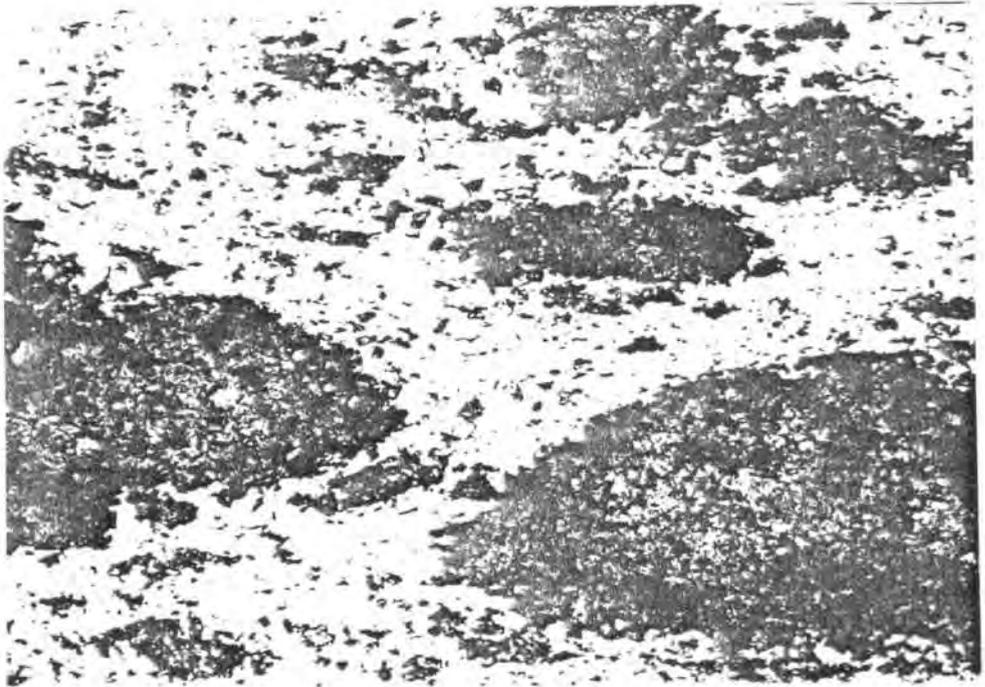


Fig. 126.- Quarziti del Sarrabus. Textura nodular flotando en una pasta criptocristalina que contiene fragmentos angulosos y subangulosos de cuarzo. Los nódulos corresponden a los cuerpos de la fig. 122, y están completamente recrystalizados. Lámina delgada, luz paralela.

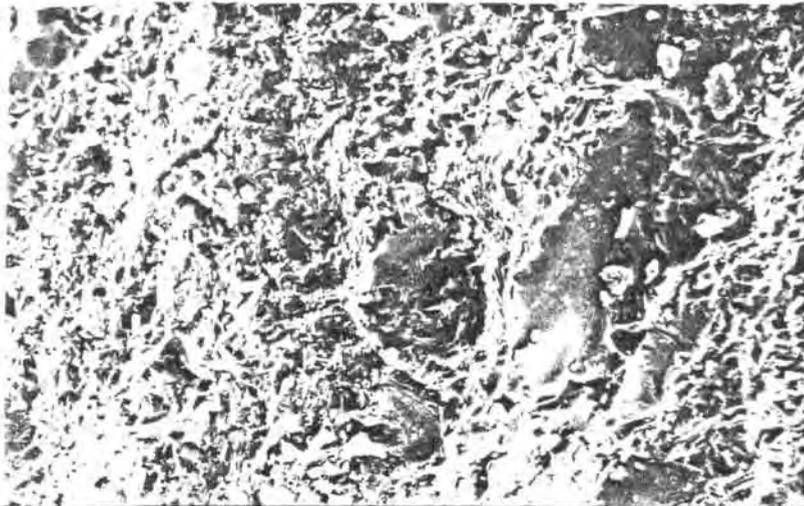
Fig. 127.- Quarziti del Sarrabus. Pasta de fondo cloritizada sobre la que flotan diminutos fragmentos angulosos y subangulosos de cuarzo y un fragmento esquelético pseudomorfizado por silicatos (flechas). Lámina delgada, luz paralela.

estudiadas con el microscopio óptico. Por una parte existe una textura microgranuda, atribuible a la pasta de fondo (fig. 128), y otra caracterizada por la existencia de cristales euhedrales de hábito prismático-tabular de tamaño algo mayor, correspondiente a los cuerpos con minerales coloreados (fig. 129).

La textura microgranuda está constituida por un empaquetado de cristales anhedrales aproximadamente equidimensionales (principalmente de cuarzo y feldespato potásico), en los que flotan aislados cristales de tamaño mayor igualmente anhedrales de la misma composición. La porosidad intersticial es escasa, y hay que destacar que en los cristales menores la desproporción entre el número de cristales de cuarzo y los de feldespato potásico es mucho menos acusada (frente al claro dominio del cuarzo en los mayores), y en estos últimos se puede observar la existencia de discretas cantidades de calcio y sodio, a diferencia de lo visto en los cristales explorados con la microsonda.

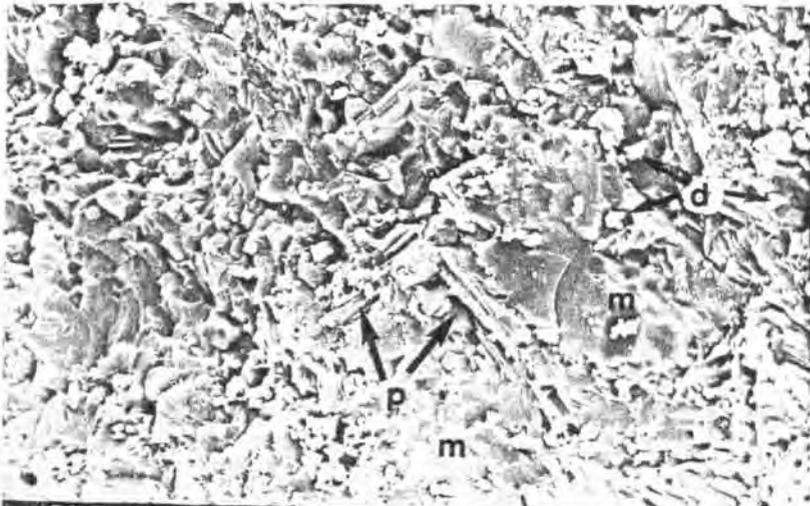
La segunda textura se caracteriza, a diferencia de la primera, por presentar una importante porosidad singenética con respecto al crecimiento de los cristales prismáticos, que corresponden a los piroxenos hedenbergíticos (fig. 130). Estos piroxenos han crecido a partir de una matriz de cristales anhedrales de feldespato potásico y cuarzo, de tamaño sensiblemente mayor que los existentes en la textura correspondiente a la pasta de fondo (compárese las figs. 128 y 129).

Finalmente, puede distinguirse la existencia de pequeños agregados de cristales euhedrales de hábito planar, correspondientes a piroxenos de análoga composición a los descritos y a minerales cuya composición (Si, Al, Ca, Fe, Mg, Na...) sugiere que se trata de anfíboles. Estos piroxenos y anfíboles de menor tamaño



SME-UB, J1987
0847 15KV

10µm WD38



SME-UB, J1986
2465 15KV

10µm WD37

Fig. 128.- "Quarziti del Sarrabus". Pasta de fondo microgranular, poco porosa, que contiene cristales de cuarzo y feldespato potásico de dimensiones mayores. Microscopio electrónico de barrido.

Fig. 129.- "Quarziti del Sarrabus". Textura porosa en la que destaca la existencia de cristales prismático-tabulares de piroxenos (p) en una matriz cuarzo-feldespática (m). Nótese la existencia de diminutos cristales de piroxeno y anfíboles (d). Microscopio electrónico de barrido.

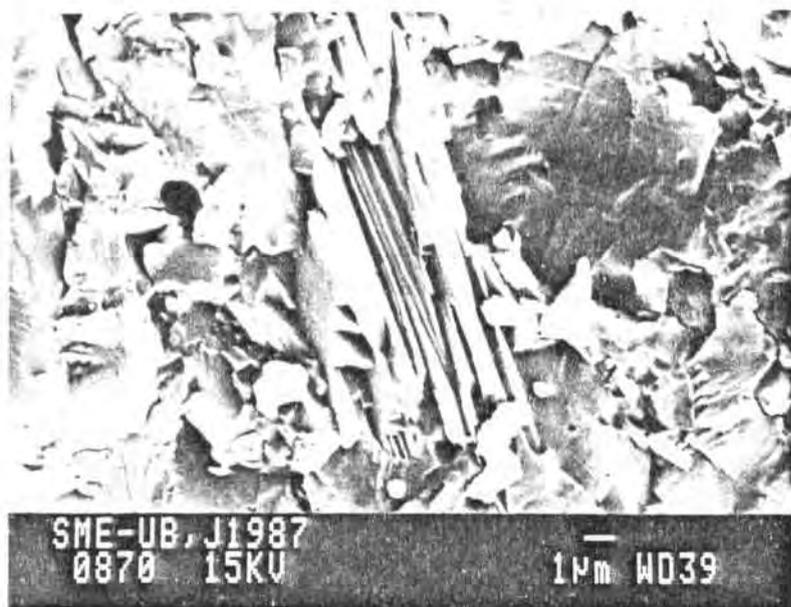


Fig. 130.- "Quarziti del Sarrabus". Detalle de un cristal euhedral de hedenbergita en el seno de un agregado de cristales anhedrales de feldespato potásico y cuarzo. Microscopio electrónico de barrido.

en general aparecen en las cavidades reposando directamente sobre los piroxenos mayores, o sobre los cristales anhedrales a ellos asociados.

En conjunto, podemos indicar que la textura muestra a todas luces el crecimiento de los piroxenos y los anfíboles en condiciones de libertad, que es significativa la ausencia de carbonatos, y que en ocasiones la textura sugiere desvitrificación precoz o cristalización ligada a la fase de vapor. Es significativa igualmente en todas las muestras estudiadas la ausencia de fases de sílice precursoras del cuarzo, perfectamente identificables desde un punto de vista textural con el microscopio electrónico.

6.4.3.- Estructuras de desgasificación y su relación con los moldes de fósiles: descripción de las litofacies del sector de Foresta Sa Terra Arba (Sarrabus Occidental).

Aunque desde un punto de vista petrográfico las "quartziti" creen problemas de descripción y clasificación, presentan estructuras de desgasificación características de las ignimbritas reomórficas (CHAPIN y LOWELL, 1979), que permiten su fácil identificación en el campo.

Este tipo de estructuras de desgasificación en ignimbritas reomórficas no son comparables a las "pipes" verticales clásicamente descritas (véase por ej., FISHER y SCHMINCKE, 1984) en otras ignimbritas subaéreas, pobremente soldadas y relativamente porosas. Igualmente podemos añadir que a diferencia de lo que sucede en estas últimas ignimbritas, el proceso de desgasificación que genera las vesículas es mucho más precoz con respecto al momento de emplazamiento de la colada piroclástica; de hecho, las vesículas de desgasificación se crean con anterioridad al emplazamiento definitivo de la colada piroclástica, de modo que se deforman solidariamente con ésta durante su desplazamiento (deformaciones reomórficas). Consecuentemente, las estructuras direccionales que se generan en relación con dichas vesículas de desgasificación pueden ser empleadas, caso de conservarse, como indicadoras de paleocorrientes en el flujo piroclástico.

Las estructuras de desgasificación aparecen en muchos de los cuerpos de "quartziti", siendo de gran utilidad en la reconstrucción paleogeográfica de la cuenca, tanto por indicar sentidos de paleoaporte como por presentar asociados a ellas frecuentemente los mejores fósiles de braquiópodos recolectados en el Sarrabus (véase cap. 8.). Para su descripción hemos escogido los afloramientos de estas rocas situados al sur de Foresta Sa Terra Arba, unos 2 Km. al norte de Punta Serpeddi, en el Sarrabus Occidental. Además de su claro emplazamiento estructural y

estratigráfico, en ellos son especialmente evidentes las relaciones entre los moldes de fósiles y las estructuras vesiculares producto de la desgasificación; por este motivo este sector ya ha sido parcialmente descrito en un trabajo previo de carácter monográfico referido a la génesis de los moldes de fósiles en coladas piroclásticas (GIMENO y ONNIS, 1987).

Estos afloramientos están situados al este de los domos ácidos de Pta. Serpeddi-Monte Su Calavregu-Bruncu Prastali-Bruncu Sa Mola-Monte Tronu que constituyen la base de la serie litoestratigráfica del Sarrabus en este sector occidental.

Las estructuras de desgasificación existentes son de diferentes tipos, y la mayor parte de ellos resaltan muy espectacularmente sobre la roca masiva. Desde un punto de vista morfológico, y teniendo en cuenta sus dimensiones y sus relaciones geométricas con la foliación existente en la roca podemos distinguir:

1.- Vesículas filiformes, de espesores milimétricos y/o menores, y longitud milimétrica o centimétrica. Son las más difícilmente reconocibles, ya que en el campo se confunden con la foliación existente en la roca, y han sido en gran medida obliteradas durante la compactación de la roca. Su distinción aquí es una cuestión puramente formal, ya que difícilmente pueden ser reconocidas sin el empleo del microscopio electrónico de barrido.

2.- Vesículas de morfología groseramente tubular dispuestas paralelamente a la dirección de flujo, o más raramente con una tendencia poco acusada a ser elípticas, con la dirección mayor dispuesta paralelamente a dicha dirección. Tienen un espesor del orden de varios centímetros, y su dimensión máxima es del orden de varios decímetros o más raramente un metro. Este tipo de vesículas acaso representen una manifestación macroscópica de las anteriores, ya que aparentemente ocupan la misma disposición geométrica respecto de las estructuras (foliación, dirección de flujo) de la roca. En el detalle, su morfología interna es irregular y se puede reconocer la existencia de burbujas de gas relativamente poco deformadas de dimensiones centimétricas (fig. 131). Es significativo que estas vesículas, muy escasas, no han sido reconocidas en ningún caso en los frentes de colada piroclástica identificados, sino por el contrario en la parte central de éstas y generalmente en los sectores de mayor espesor de ésta.

3.- Vesículas de morfología lenticular y/o francamente elíptica, de unos pocos milímetros de espesor y varios centímetros/decímetros de dimensión máxima, dispuestas paralelamente a los planos de flujo de la colada piroclástica. En general, en los casos observados se observa que si son elípticas una de las dos dimensiones del plano ecuatorial es mucho mayor que la otra, y



Fig. 131.- Vesículas esféricas en el seno de las "quarziti". Foresta Sa Terra Arba, Sarrabus Occidental (para explicación véase el texto).

dicha dimensión mayor se dispone perpendicularmente a la dirección de flujo de la colada piroclástica. Estas vesículas pueden mostrar engrosamientos correspondientes a zonas de micropliegues de la roca, de origen reomórfico.

4.- Vesículas de morfología planar, o con tendencia a ella, oblicuas respecto a los planos de flujo de la colada piroclástica. Estas vesículas aparecen ocupando total o parcialmente planos de espesor centimétrico-decimétrico y dimensiones decimétricas-métricas. Cuando las vesículas ocupan únicamente de una manera parcial el plano que las contiene, lo cual sucede con frecuencia, tienen una morfología irregular; en este caso, el resto del plano está formado por la roca masiva. Los citados planos se caracterizan por presentar intersecciones con el plano de flujo de la colada piroclástica perpendiculares a la dirección de flujo. En algunas zonas, especialmente en los frentes de colada

las vesículas se disponen según dos familias de planos conjugados (véase la figura 133 y "D" y "d" en la fig. 132).

5.- Vesículas de morfología groseramente tubular, paralelas al plano de flujo de la colada piroclástica y perpendiculares a la dirección de flujo. Estas vesículas se forman por la intersección de dos planos conjugados de vesículas del tipo 4, lo que condiciona tanto sus dimensiones (unos centímetros de diámetro, algunos decímetros o un metro de longitud) e irregularidad (en función del desarrollo y morfología de las vesículas planares) como su emplazamiento: aparecen siempre en los frentes de la colada piroclástica, donde los dos planos conjugados de vesículas del tipo 4 aparecen bien desarrollados.

6.- Porosidad móldica (antiguos fragmentos de braquiópodos, principalmente). Se trata de un caso particular de vesícula de desgasificación.

Las vesículas de los tipos 3 y 4 (y obviamente las del 4 y el 5) normalmente aparecen espacialmente asociadas, con tránsitos graduales entre ellas. Se caracterizan por ser cavidades huecas de superficie interior rugosa en el seno de la colada piroclástica masiva soldada (figs. 132 y 134). Esta superficie rugosa interior contiene estructuras primarias de orden menor que nos indican dirección y polaridad del flujo, tales como las estructuras que podemos llamar "en flecha" o en "V" (véase fig. 134), paralelas respecto a la dirección del flujo piroclástico y transversales respecto a la cavidad en la que están emplazadas (ver figs. 133 y 132, cavidades D y d). Estructuras similares han sido descritas detalladamente por CHAPIN y LOWELL (1979).

Es bien conocido que la disposición de los diferentes tipos de vesículas de desgasificación refleja la situación del campo de esfuerzos local en el momento en el que se produce la desgasificación; en nuestro caso concreto, en el momento final de formación del depósito piroclástico. A nuestro entender, este hecho es particularmente claro en el caso de algunos frentes de colada piroclástica.

Así, en estas zonas podemos comprobar que las vesículas de tipo 4 aparecen en dos planos conjugados en la misma zona del frente de colada (fig. 132 y 133), si bien se observa un desarrollo asimétrico, con un plano de desgasificación externo ("D", el que buza en dirección al interior de la colada piroclástica, y por lo tanto corresponde a la zona de contacto con el agua marina) más desarrollado. Esta disposición de estructuras de desgasificación coincide con los esquemas tectónicos clásicos de distribución de esfuerzos, e indica que el esfuerzo mayor en el momento de la formación era el vertical (donde los planos de vacuolas de desgasificación aparecen conjugados, con un ángulo agudo entre sí de unos 60 grados), el intermedio estaba dispuesto

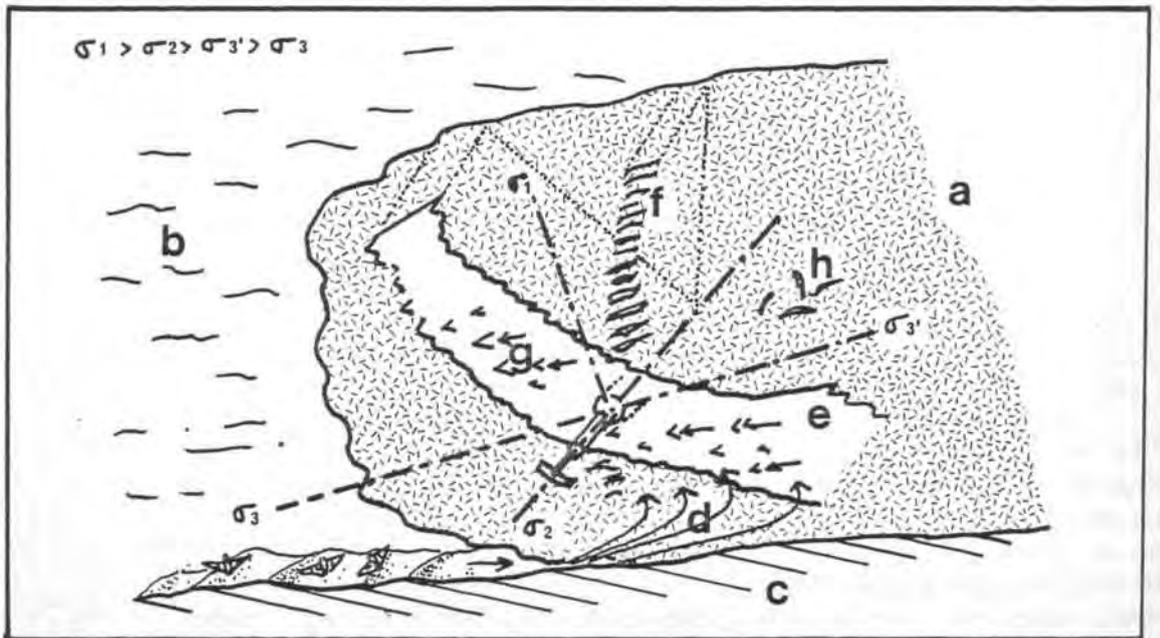
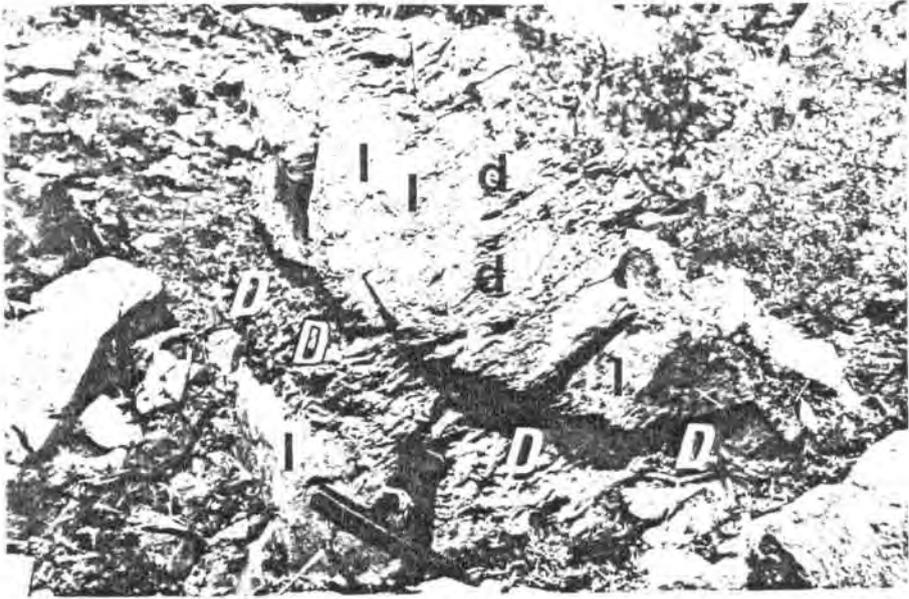


Fig. 132.- Zona de intersección de dos planos de desgasificación ("D" y "d") en ignimbritas reomórficas (I). Foresta Sa Terra Arba, Sarrabus Occidental. (Véase el esquema de esta fotografía en la fig. n. 133).

Fig. 133.- Esquema interpretativo de la fig. 132 (para su explicación, véase el texto).

Leyenda: a/ Colada de "quarziti" en el momento de su emplazamiento definitivo. b/ Medio acuático. c/ Sedimentos inconsolidados. d/ Zona basal en la que la colada puede incorporar agua y fragmentos esqueléticos. e/ Vesícula del tipo 4 muy desarrollada, como consecuencia de la vaporización del agua incorporada a través de la zona "d". f/ Conjunto de vesículas que forman otra vesícula de tipo 4, conjugada a la "e" pero más pobremente desarrollada. g/ estructuras internas direccionales en forma de flecha, que indican el sentido del flujo reomórfico. h/ moldes de fragmentos esqueléticos.

en el eje actualmente representado por las vesículas de tipo 5 (intercalación de los dos planos conjugados) y el menor es ortogonal a los dos anteriores y corresponde a la dirección del flujo (véase fig. 133).

Esta disposición del campo de esfuerzos local corresponde al momento justo en el que el frente de la colada se frenó, quedando así "congelada" la disposición de las vesículas de desgasificación, factor en el cual contribuyó decisivamente el enfriamiento rápido del depósito piroclástico. Este enfriamiento rápido impidió el desarrollo de un flujo tardío de tipo reomórfico, del cual por otra parte tenemos evidencias localmente en relación con los moldes de fósiles (véase más adelante). El desarrollo asimétrico del plano de desgasificación más externo (vesículas de tipo 4) en la zona del frente de colada se puede explicar por la acción combinada de varios hechos.

En primer lugar, es posible y probable que el frente de colada adquiriera algo de agua en su avance, y la vaporizara rápidamente (véase más adelante); el mayor contenido en gases (los de la misma colada más el agua incorporada) explicaría un mayor desarrollo del plano de desgasificación más externo a la colada, ya que sería éste el que drenaría la mayor parte del agua vaporizada. Por otra parte, la misma ausencia de colada piroclástica hacia el lado externo debió permitir que las vesículas más externas (fig. 132, plano "D") se pudieran expandir con más



Fig. 134.- Detalle de una zona de desgasificación tapizada de estructuras primarias en "V" que indican sentido del flujo de derecha a izquierda (flechas). Colada piroclástica, Foresta Sa Terra Arba, Sarrabus Occidental.

facilidad que las internas (fig. 132, plano "d"), e igualmente el enfriamiento de la colada debió ser más lento en las zonas más internas, lo cual pudo permitir que las vesículas internas fueran parcialmente reabsorbidas, por flujo reomórfico de la colada. Asimismo, la incorporación e inmediata vaporización de agua en el frente de la colada piroclástica necesariamente modificó el comportamiento físico de ésta, aumentando su viscosidad y consecuentemente favoreciendo la preservación de las vesículas. Todos estos hechos actuando conjuntamente avalan la posibilidad de que dentro del contexto de la distribución de esfuerzos antes comentada en el frente de la colada, el esfuerzo menor fuera más pequeño en el sector externo de la colada que en el interno (véase fig. 133).

La existencia de moldes de fósiles en la proximidad de las vesículas de tipo 4 nos suministra abundante información sobre las condiciones del frente de la colada piroclástica en el momento de su asimilación por parte de ésta. Existen diferentes tipos de moldes: podemos hallar tanto algunos perfectamente conservados (fig. 135, "a") como otros parcialmente reabsorvidos por parte del flujo piroclástico, hasta llegar a algunos casos en los que los moldes apenas son poco más que una sutura irregular en el seno de la ignimbrita soldada (fig. 135, "b").

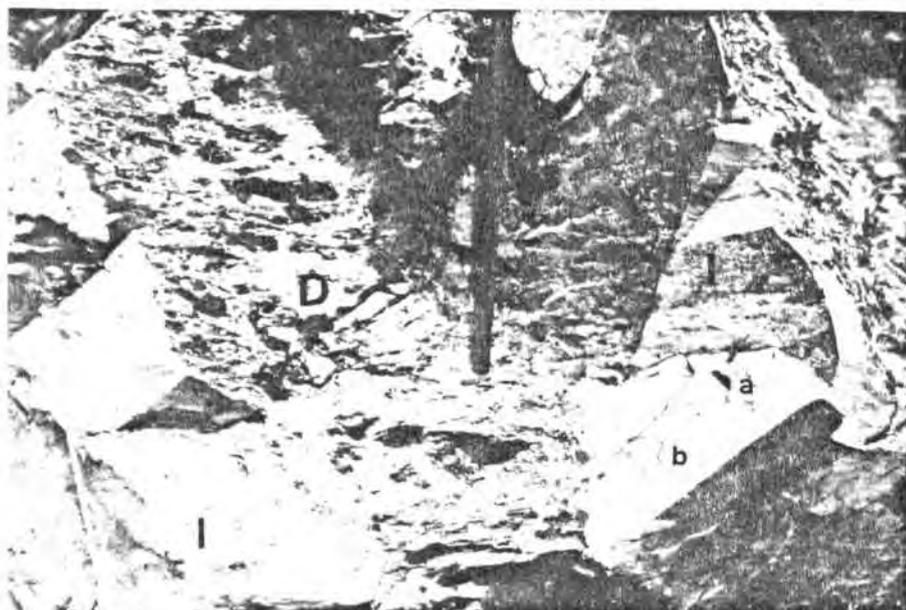


Fig. 135.- Moldes de órthidos en una colada piroclástica reomórfica (I), junto a una zona de desgasificación porosa (D). Nótese la presencia de moldes bien conservados (a) junto a otros casi totalmente reabsorvidos (b). Foresta Sa Terra Arba, Sarrabus Occidental.

El hecho de que la colada piroclástica haya asimilado fósiles de organismos marinos nos confirma que circulaba en medio subacuático, hecho que por otra parte estaba ya perfectamente confrontado por los materiales sedimentarios entre los que se halla intercalada. En segundo lugar, el hecho de que los moldes no reabsorbidos correspondan a valvas perfectas, raramente fragmentadas, indica que por una parte el proceso de incorporación de los fósiles no fue mecánicamente destructivo; de modo que la colada se comportaba como un flujo laminar denso (hecho corroborado por otra parte por estructuras menores, como la foliación reconocible, y las estructuras en flecha que tapizan las vesículas de tipo 4) momentos antes que se enfriara bruscamente, adquiriendo una gran viscosidad y "congelando" las estructuras. De otro modo no se hubiera podido producir la asimilación de los bioclastos.

Por otra parte, el hecho de que se produzca incorporación de bioclastos en buen estado de conservación hace pensar (dada la delicadeza de las valvas) que, cuanto menos en parte, los organismos han debido estar vivos; este hecho es especialmente manifiesto si comparamos con otros ejemplos como el del Mioceno del Arcuentu (GIMENO y ONNIS, 1987) donde sí existen una gran cantidad de bioclastos fragmentados entre los que asimila la colada piroclástica.

Igualmente, si la colada ha sido capaz de incorporar bioclastos, es probable que haya podido incorporar agua, tal como fue indicado más arriba al comentar el desarrollo asimétrico de los planos conjugados de las vesículas de tipo 4. También es de resaltar que la coexistencia de moldes de fósiles perfectos con otros en los que se han producido parciales o casi totales procesos de reabsorción, es decir, de eliminación de una cavidad vesicular, confirma la hipótesis antes enunciada de la existencia de flujos de tipo reomórfico en la colada piroclástica y nos permite sospechar que las evidencias (moldes) de un gran número de bioclastos incorporados a la colada piroclástica han desaparecido totalmente.

Además es de resaltar que en los casos en los que se puede reconocer claramente el frente de la colada piroclástica la preservación de los moldes de fósiles se limita a la franja más externa del frente de la colada, a lo sumo de dimensiones métricas (GIMENO y ONNIS, 1987), ya que hacia el interior de ésta han sido reabsorbidas las vesículas. Este puede ser un criterio para identificar antiguos frentes de colada "congelados" en el seno de depósitos piroclásticos de este tipo formados en un proceso polícíclico.

Para finalizar, en todos los ejemplos de incorporación de bioclastos estudiados se observa que estos aparecen en forma de moldes, habiendo desaparecido totalmente la concha original de éstos. Este hecho sugiere que si bien la incorporación no es

destruccion mecánicamente, sí lo es químicamente, por disolucion de las conchas carbonatadas por parte de los fluidos calientes que contiene la colada (GIMENO y ONNIS, 1987); por este motivo hemos incluido los moldes de fósiles en el apartado de vesículas de desgasificacion, ya que constituyen un caso particular de este proceso que conlleva la eliminacion de un cuerpo sólido ajeno a la colada piroclástica. Los carbonatos cálcicos pueden diluirse en el seno de la colada o bien precipitar en las inmediaciones de los moldes disueltos en cavidades de desgasificacion de morfología irregular (no atribuibles a moldes de antiguas conchas) principalmente en forma de calcita espática.

Estas condiciones de conservacion de los fósiles no son exclusivas de los materiales estudiados en el Sarrabus, y hemos podido reconocerlas con análogas características (ubicacion en el frente de la colada piroclástica, disolucion de las conchas carbonatadas, gradual absorcion de los moldes de los fósiles hacia el interior de la colada piroclástica por flujo del material que la compone, etc.) en el ejemplo ya citado del complejo volcánico del Arcuentu; el fruto de la comparacion entre ambos ejemplos ha sido la propuesta de un modelo genético común (fig. 136) para la porosidad de tipo móldico presente en el frente de las coladas piroclásticas, válido tanto para aquellas que procedentes de áreas emergidas se adentran en medio subacuático (sería el caso de las ignimbritas miocenas del Arcuentu) como para coladas piroclásticas generadas directamente en medio subacuático similares a las del Paleozoico del Sarrabus (GIMENO y ONNIS, 1987).

Ambos ejemplos muestran uno de los posibles procesos de formacion de facies del tipo "Schistes troués" que explica, entre otras cosas, que las litofacies asociadas a éstos sean descritas petrográficamente como grauwackas y que los fósiles aparezcan representados preferentemente en forma de moldes. Ya ha sido indicado anteriormente que NAUD (1979 a) señaló la similitud de esta roca con los "Schistes troués" del Pirineo Oriental.

6.4.4.- Relacion entre la morfología de los cuerpos de "Quarziti" y sus estructuras internas.

Existen dos tipos de estructuras en las "quarziti" cuya disposicion ilustra con claridad las características de los afloramientos y sus relaciones litoestratigráficas con respecto a los materiales siliciclásticos. Estos dos tipos de estructuras son el bandeado o foliacion primaria y la disposicion de las vesículas.

La disposicion de las vesículas en las expansiones estratiformes ha sido detalladamente descrita. Sólo cabe añadir que

Fig. 136.- Modelo genético para la formación de una litofacies móldica por absorción de fragmentos esqueléticos a partir de una colada piroclástica .

Origen del proceso: A/ A partir de una colada piroclástica generada en medio subaéreo, y posteriormente introducida en el mar; B/ a partir de una colada piroclástica radicada en grandes diques que emitieron las coladas piroclásticas en medio submarino (caso estudiado en el Sarrabus); de hecho la litofacies estudiada tiene muchas similitudes con coladas lávicas.

C/ Captación de los bioclastos en el frente de la colada piroclástica y rápida disolución de éstos por parte de los fluidos contenidos en aquella. La porosidad móldica generada de esta manera en algunos casos "se congeló" en los frentes de flujo por enfriamiento de éstos (D) lo que ha permitido que se conserven hasta hoy, mientras que en los sectores en los que esto no se produjo la porosidad fue parcial o totalmente eliminada (E).

(de GIMENO & ONNIS, 1987).

fuera de las zonas de frente de colada las más frecuentes son las del tipo 4; a diferencia de los que se vio en las citadas zonas normalmente sólo aparece desarrollada una familia de vesículas, la que corresponde al plano que buza en sentido contrario al del de expansión hacia el exterior del cuerpo de "quartziti" desde la zona de radicación. Por lo que se refiere a la disposición del bandeado de la roca, ya ha sido indicado que en las expansiones estratiformes es subhorizontal, a modo de estratificación. Podemos añadir que efectivamente se trata de una foliación primaria de la roca ya que en fragmentos no radicados de ésta, aislados en el seno de los materiales siliciclásticos dicho bandeado está presente, y no es necesariamente congruente con la laminación presente en los sedimentos.

Por lo que se refiere a los cuerpos de "quartziti" secantes con respecto a la secuencia sedimentaria, éstos están dispuestos verticalmente o subverticalmente. En ellos la foliación primaria es subvertical, al igual que la disposición de las vesículas, que consecuentemente adquieren en muchos casos una disposición columnar (por ej., en la mayor parte del cuerpo de "quartziti" situado inmediatamente al norte de Miniera Baccu Arroddas).

La zona de tránsito desde los cuerpos secantes a los concordantes se caracteriza igualmente por un tránsito entre ambas disposiciones de foliaciones primarias y vesículas. En resumen, podemos indicar que los cuerpos secantes de "quartziti" tienen una morfología análoga a la de diques de rocas ígneas

atravesando una secuencia sedimentaria subhorizontal, y que la disposición de las vesículas y las foliaciones primarias es coherente con esta apreciación.

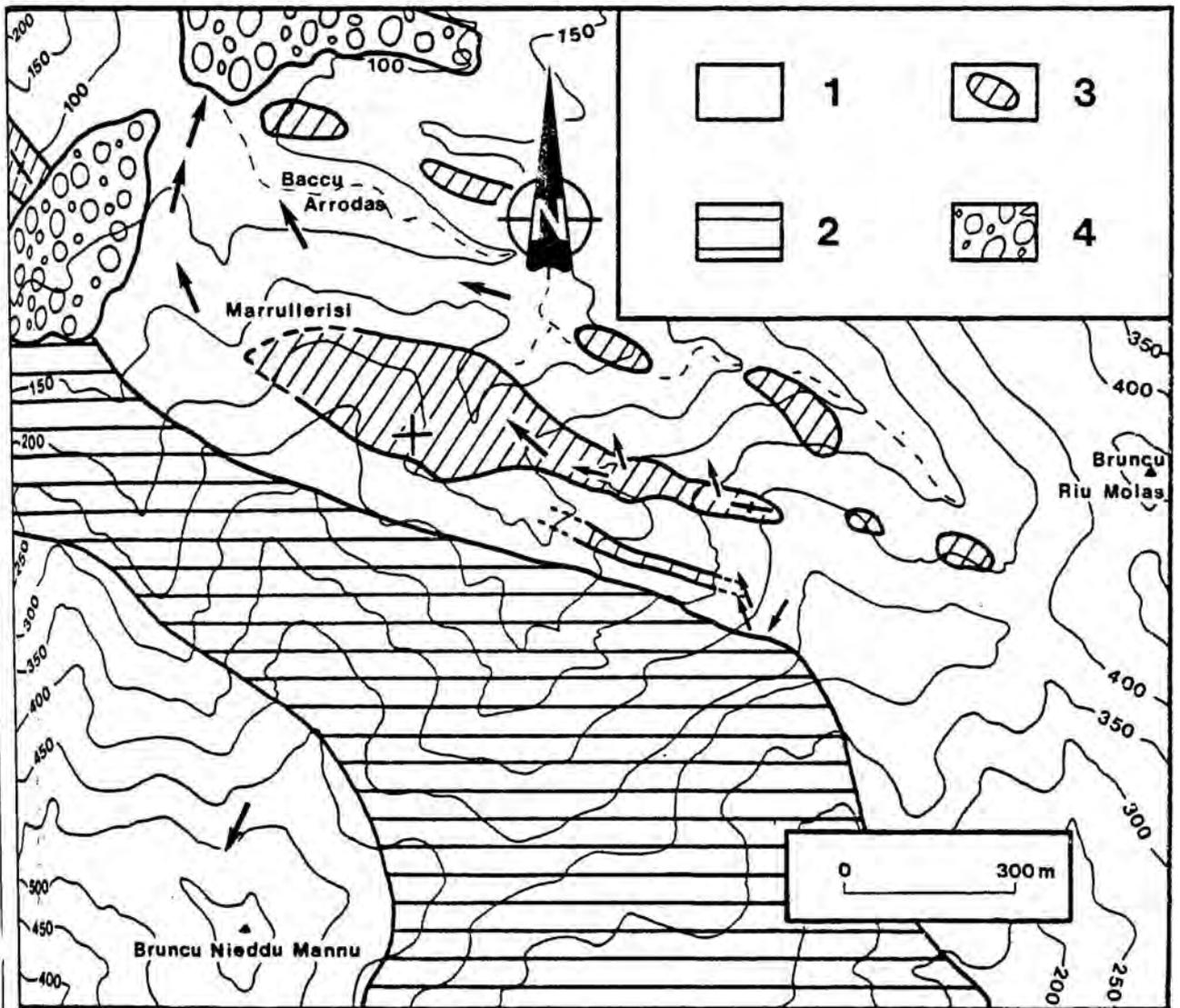
Obviamente, el conocimiento de estas relaciones espaciales nos permite poder interpretar la naturaleza de los contactos de las "quarziti" con los materiales siliciclásticos en aquellos casos en los que dichos contactos no están claros, así como discernir si estamos ante un afloramiento de la zona de raíz filoniana o ante una expansión estratiforme, lo que puede ser de gran utilidad en el detalle por lo que se refiere a la reconstrucción paleogeográfica.

La descripción de algunos afloramientos especialmente significativos puede ser de utilidad en la comprensión de cómo poder emplear las estructuras internas de las "quarziti" en la reconstrucción paleogeográfica local.

El afloramiento de Su Zippiri (inmediatamente el norte de Miniera Serra S'Ilixí, Sarrabus Centro-occidental, véase la fig. 119) tiene una disposición relativamente simple, con una zona radicada hacia el norte, y varias expansiones o cuerpos de "quarziti" superpuestos, dirigidos hacia el sur. Estos cuerpos reposan en parte sobre un domo, y en parte sobre una ladera constituida por materiales siliciclásticos que aparentemente se han conservado en su disposición original. La parte radicada presenta una clara disyunción subvertical, y la parte estratiforme contiene un gran número de vesículas; en el sector estratiforme más próximo a la zona de raíz abundan las del tipo 4.

El afloramiento situado inmediatamente al norte de Miniera Baccu Arroddas consiste en un cuerpo que se engrosa si lo observamos en planta de este a oeste, a medida que descendemos topográficamente (véase fig. 137). El sector oriental presenta una foliación primaria subvertical, y un amplio desarrollo de vesículas de desgasificación columnares subverticales, de un diámetro decimétrico. El tránsito hacia el sector occidental se caracteriza no sólo por el ensanchamiento del cuerpo, sino por la gradual inclinación de los planos de la foliación primaria, que buzan hacia el oeste con inclinaciones variables entre los 20 y los 70 grados. Las vesículas presentes corresponden principalmente al tipo 4, e indican movimiento reomórfico hacia el oeste.

Fig. 137.- Esquema geológico del sector de Miniera Baccu Arroddas (Sur de Muravera, Sarrabus Oriental). Leyenda: 1/ Materiales siliciclásticos. 2/ Domos ácidos. 3/ "Quarziti" del Sarrabus. 4/ Materiales detríticos recientes. Las flechas indican sentidos de paleoaporte.



Los materiales siliciclásticos existentes al norte del cuerpo de "quarziti" indican paleoaportes hacia el oeste y el noroeste, mientras que en ese sector la tendencia general es hacia el sur. Los materiales situados al sur del cuerpo presentan buzamiento hacia el sur, especialmente claro por lo que se refiere al nivel de calizas de facies condensadas de Baccu Arrodas.

El conjunto del cuerpo de "quarziti" es secante respecto a la secuencia sedimentaria. La disposición de las foliaciones primarias y de los buzamientos de los materiales sedimentarios sugiere que éstos han sido desplazados respectivamente hacia el norte (los septentrionales) y hacia el sur (los meridionales) por la intrusión del cuerpo de "quarziti". En el sector sur, el contacto de las "quarziti" con el equivalente lateral del nivel de calizas pelágicas es un endoskarn intensamente mineralizado en sulfuros, sobre el que se ha desarrollado un gossan de algunos metros de potencia y en el que se han realizado algunas labores mineras. Con todo, incluso en ese sector se pueden reconocer localmente las foliaciones primarias de las "quarziti", que llegan a presentar incluso una disposición subhorizontal.

El ensanchamiento hacia el oeste del cuerpo de "quarziti", y los buzamientos de foliaciones primarias y de los materiales siliciclásticos situados al norte (asociados a la diferencia de cota dentro del afloramiento de "quarziti") indican que en el momento del emplazamiento de las "quarziti" en el sector de Marrullerisi-Baccu Arrodas existía una depresión, mientras que la zona contigua situada al este era un alto relativo.

En resumen, el estudio del afloramiento de "quarziti" de Baccu Arrodas permite deducir que son cronológicamente posteriores a las calizas, que han generado un skarn mineralizado al contacto con ellas, y que dicho skarn se ha desarrollado en condiciones muy someras, ya que está situado en el fondo del valle, en una zona en la que las "quarziti" no aparecen confinadas en una estructura de dique sino en una expansión estratiforme procedente del este.

El conjunto de afloramientos situados al suroeste de Genn'Arqiolas (Cuili Sa Mandara-Sa Punta S'Ilixisola) consiste en una serie de cuerpos de "quarziti" dispuestos siguiendo la traza de una zona de fracturas de dirección noroeste-sureste; estas fracturas han controlado igualmente el emplazamiento de las coladas con pillow-lavas de Bruncu Su Tuvaraxiu y la formación de las exhalitas del oeste de Punta S'Ilixisola (fig. 138).

La disposición cartográfica siguiendo estrictamente la disposición de las citadas fracturas y el carácter discontinuo, lenticular, de los diferentes cuerpos de "quarziti" aflorantes ya induce a pensar por comparación con la mayor extensión de los

cuerpos estratiformes de "quarziti" que se trata principalmente de cuerpos intrusivos, secantes, correspondientes a diferentes diques (probablemente convergentes en uno mayor en profundidad) que atraviesan una sucesión siliciclástica aproximadamente subhorizontal. El carácter netamente intrusivo de alguno de los contactos y la foliación primaria subvertical confirman esta impresión, en líneas generales.

Sin embargo, a lo largo de la pista que asciende desde Cuili Sa Mandara (inicio de Rio Minderri) hasta Genn'Argiolas se puede observar en diferentes afloramientos que existen foliaciones primarias subhorizontales, y tránsitos graduales de inclinación hasta las subverticales, así como interdigitaciones con los materiales pelíticos grafitosos que constituyen principalmente la secuencia siliciclástica en dicho sector. Las foliaciones primarias buzcan hacia el noreste.

En la citada pista se observa la existencia de moldes de fósiles en las "quarziti" con foliación subhorizontal (inicio de la subida a Serra Masenzias), hecho que confirma el emplazamiento de esos tramos sobre el fondo marino. La detallada descripción que CALVINO (1956 b) realizó de la localidad con fósiles anfobilizados de Riu Pisigoni permite deducir que en las inmediaciones del afloramiento que hemos hallado existen areniscas afectadas de metamorfismo de contacto que contienen fragmentos de braquiópodos, y crinoides en posición de vida; el metamorfismo de contacto es atribuible al emplazamiento de las mismas "quarziti".

En conjunto, los afloramientos de "quarziti" del sudoeste de Genn'Argiolas representan un sector apical de un conjunto de diques intrusivos de "quarziti" que han llegado prácticamente al nivel del fondo marino. Durante su ascenso han creado una zona de cresta en el fondo marino desde el sector de Cuili Sa Mandara hasta (por lo menos, no disponemos de más afloramientos debido a la presencia del granitoide tardihercínico en Masaloni) Sa Punta S'Ilixisola. Como consecuencia de dicho elevamiento las "quarziti" que han fluído desde los diques sobre el fondo marino lo han hecho hacia la depresión creada hacia el noreste, tal como queda indicado por la disposición de las vesículas (principalmente de los tipos 3 y 4) y de las foliaciones primarias.

Los materiales siliciclásticos que se depositaban simultáneamente al emplazamiento de las "quarziti" tienen una disposición periclinal respecto a la cresta creada en Cuili Sa Mandara-Sa Punta S'Ilixisola. Esto sucede tanto en el caso de los materiales siliciclásticos septentrionales (que van a interdigitarse con los que procedentes del sector del domo de Genn'Argiolas buzcan hacia el suroeste) como con los meridionales.

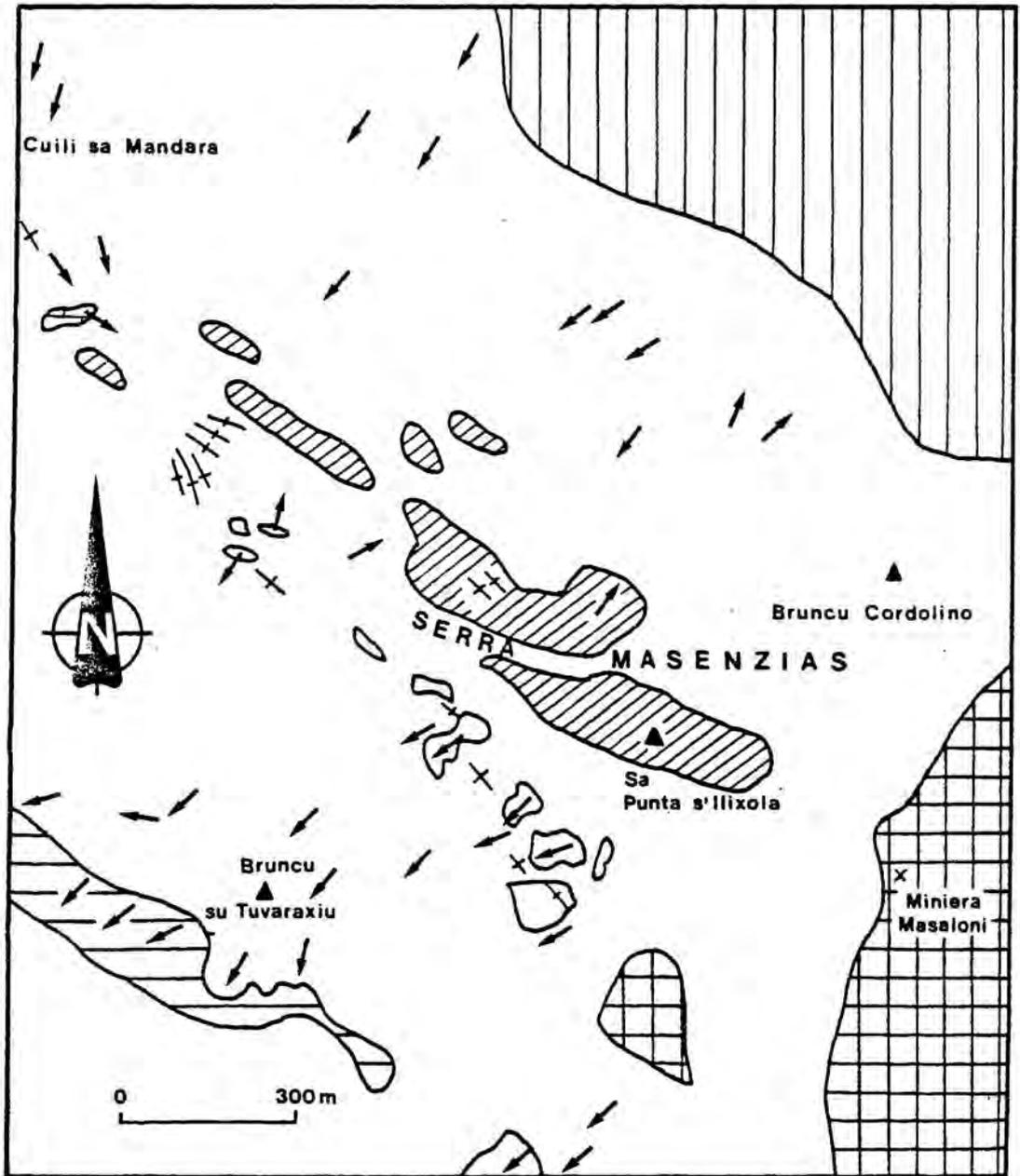
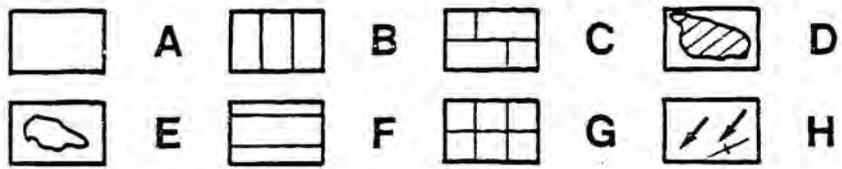


Fig. 138.- Esquema detallado del sector de Cuili Sa Mandara-Sa Punta S'Ilixisola (Suroeste de Genn'Argiolas). Leyenda: A/ Materiales siliciclásticos. B/ Sector meridional del domo ácido de Genn'Argiolas. C/ Calizas. D/ "Quarziti del Sarrabus". E/ Liditas. F/ Coladas lávicas con pillow-lava. G/ Granitoide tardihercínico. H/ Buzamientos verticales (barra truncada) y buzamientos comprendidos entre 30 y 75 grados (flechas).

Por lo que se refiere a los materiales meridionales este carácter periclinal (buzamiento hacia el suroeste) se observa tanto en los materiales pelíticos finos de Bruncu Su Tuvaraxiu (que fosilizan las coladas con pillow-lavas de la vertiente sur de dicha localidad) como en el caso de las exhalitas silíceas (y de las pelitas grafitosas a ellas asociadas) de la vertiente sur de Serra Masenzias, que constituyen el equivalente lateral de los materiales siliciclásticos. Estas exhalitas son en su mayor parte del tipo radicado y se han generado simultáneamente al momento de la irrupción de las "quarziti" sobre el fondo marino.

Además, no se puede excluir (y es muy probable) que los materiales siliciclásticos infrayacentes al nivel de expansión de las "quarziti" sobre el fondo marino hayan sido deformadas e inclinadas (hacia el noreste los septentrinales, y hacia el suroeste los meridionales) durante el emplazamiento de los diques de "quarziti".

Las calizas de Cuili Sa Mandara (las de Minderrì de PRUNA & CHERCHI, 1954) son más antiguas que las "quarziti" contiguas, del mismo modo que la caliza de Miniera Baccu Arroddas es anterior al emplazamiento de las "quarziti" de Baccu-Arroddas.

El análisis comparado de las relaciones litoestratigráficas de los materiales siliciclásticos, las exhalitas, los pillow-lava y de las "quarziti" permite reconocer que la irrupción de éstas y de los pillow-lava sobre el fondo marino debió ser más o menos isócrono o muy próximo en el tiempo, y no muy distante del emplazamiento del sector meridional del domo de Genn'Argiolas.

En conjunto, el sistema de fracturas de dirección noroeste-sureste situadas al sur del domo de Genn'Argiolas han actuado de un modo distensivo, permitiendo el ascenso hasta el fondo de la cuenca sedimentaria de los basaltos (pillow-lavas), las "quarziti" y los fluidos hidrotermales (génesis de las exhalitas silíceas y de un sistema de pequeños filones de baritina a ellas asociados). Este comportamiento distensivo es el reflejo en una

escala local de una situación análoga existente en todo el sector oriental en el momento del emplazamiento de los domos ácidos (véase cap. 7.2.).

El análisis del sector situado al suroeste de Genn'Argiolas es asimismo muy ilustrativo, ya que la coexistencia y casi isocronía de las coladas con pillow-lavas y las "quarziti" parcialmente expandidas sobre el fondo marino permite observar que la información ambiental que podemos extraer de unas (véase cap. 6.8.) y otras es muy similar.

6.4.5.- Discusión e interpretación de esta litofacies.

Desde un punto de vista petrográfico, las "quarziti" admiten en muchos casos una clasificación como grauwacka en el sentido clásico del término. La presencia de fragmentos esqueléticos preservados en su interior es un argumento a favor de su formación en un contexto vulcano-sedimentario, tal como fue indicado por LEHMANN (1975). Este contexto sedimentario es progresivamente más rico en material carbonático hacia el norte, en el Gerrei, hecho que puede ser interpretado en la línea de razonamiento de este autor como justificante de un mayor contenido en carbonato de calcio de la roca.

Las evidencias de asimilación de material sedimentario que hemos hallado en las "quarziti" del Sarrabus permiten aceptar también una moderada contribución de materiales carbonáticos sedimentarios a las "quarziti" en el momento de su emplazamiento.

Sin embargo, las características macroscópicas de las "quarziti" nos obligan a excluir tal interpretación. Las "quarziti" tienen un claro control tectónico (véase figs. 118 y 179), al igual que los diques ácidos (y, en otra escala, los domos) y las exhalitas. En múltiples afloramientos de "Quarziti" se observa la existencia de un tramo radicado, subvertical y secante respecto a la secuencia siliciclástica que las alberga, y un tramo concordante, expandido sobre el fondo de la cuenca. Esta disposición geométrica es similar a la que presentan las exhalitas, a la de ciertos tipos de lavas y, por otra parte, no permite excluir un origen vulcano-sedimentario proximal.

La significativa ausencia de facies epiclásticas e hialoclásticas, unida a la existencia de vesículas producidas durante la desgasificación solidaria de los paquetes de "quarziti" permite excluir un origen vulcanosedimentario del tipo propuesto por LEHMANN (1975); origen que por otra parte es aplicable a algunas de las rocas siliciclásticas depositadas simultáneamente a las "quarziti".

Por otra parte, aunque las "quarziti" y las exhalitas pueden llegar a tener una gran similitud desde el punto de vista químico, y aparecen en algunos sectores en una estricta asociación espacial (el ej. más claro, el sector al suroeste de Genn'Argiolas) existen bastantes criterios para diferenciarlas claramente. Estos factores son:

- La misma morfología de las "quarziti".

- La inexistencia de vacuolas de desgasificación en las exhalitas.

- La presencia de una amplia gama de estructuras sedimentarias bien preservadas en las exhalitas, que indican su formación gradual nivel a nivel. Estas estructuras no existen en las "quarziti", y en éstas todas las características morfológicas y texturales indican un emplazamiento en masa, o a lo sumo mediante el fluir de sucesivas coladas de varios metros de potencia.

En nuestra opinión las diferentes estructuras planares existentes en las "Quarziti" pueden ser interpretadas como evidencias de la existencia de una foliación primaria en una colada piroclástica soldada (esto es, emplazada a alta temperatura) sometida a deformaciones reomórficas durante la etapa final de su emplazamiento. Algunas de los constituyentes de esta roca (como por ejemplo, las vesículas) podrían corresponder igualmente a manifestaciones efusivas ácidas (del tipo "foam lava" o análogos), pero la roca en su conjunto no muestra las características reconocidas normalmente en este tipo de rocas efusivas (véase por ej. FINK 1983), y sí las de las ignimbritas reomórficas.

La hipótesis de que las vesículas correspondieran a una colada lávica ha sido estudiada detalladamente, tanto por lo que se refiere a la comparación con los datos recogidos en los trabajos de Fink y otros autores como mediante comparación directa con las obsidianas vesiculadas de Monte Pilato, noreste de isla de Lípári (Islas Eolias, Noreste de Sicilia), que datan del siglo VI d.C. (VILLARI, 1980) y presentan un excelente estado de preservación.

El estudio comparativo realizado en este caso ha consistido principalmente en el estudio directo de las relaciones geométricas entre las coladas de obsidiana y las vesículas en ellas contenidas, y en el estudio de la morfología de éstas y su comparación con las del Sarrabus mediante el microscopio electrónico de barrido. Las conclusiones de este estudio son que puede existir una notable convergencia morfológica entre las vesículas originadas por flujo reomórfico de coladas de obsidiana y las observadas en las "quarziti", pero su disposición geométrica y la asociación de litofacies es muy diferente.

Las vesículas de las obsidianas de Monte Pilato aparecen asociadas a estructuras plegadas de dimensiones decimétricas y métricas mucho más similares a los domos y valles descritos por FINK (1983) que a las fábricas planares existentes en las "quarziti". Además, las obsidianas de Lipari presentan evidencias precoces y poco extendidas pero muy bien desarrolladas de desvitrificación y formación de texturas esferulíticas, y no contienen la distribución de vitroclastos característica de las "quarziti". En resumen, las vesículas de las obsidianas de Lipari no parecen aceptar una buena comparación analógica con las de las "quarziti".

Por el contrario, en las ignimbritas reomórficas de Campelles (Pirineo Oriental) estudiadas y descritas en detalle por MARTI (1986) he podido localizar estructuras de desgasificación semejantes a las del tipo 4, aunque de dimensiones más reducidas y más pobremente desarrolladas; no llegan a formar planos, dando sólo cavidades elongadas inclinadas unos 60 grados respecto a la foliación primaria, con lineaciones internas (más raramente estructuras en flecha) paralelas a la dirección del flujo.

Las ignimbritas reomórficas se caracterizan no tan sólo por la presencia de pliegues y discordancias internas, sino además por su pobreza en fragmentos líticos (prácticamente indistinguibles en este caso) y por existir una gran dificultad en reconocer la existencia de fragmentos pumíticos en su seno. Ello es debido a que por una parte la roca se ha emplazado a alta temperatura, produciéndose una soldadura intensa entre sus componentes, y por otra el desarrollo de los procesos reomórficos ha contribuido al aplastamiento, laminación y deformación de los fragmentos pumíticos procedentes del conducto eruptivo.

Además, en este caso en concreto, la antigüedad de la roca hace que todos sus componentes vítreos hayan sufrido desvitrificación, proceso que probablemente ya comenzó en una fase autohidrotermal más o menos contemporánea al emplazamiento de la colada piroclástica. Esta desvitrificación no ha dado más que muy local y excepcionalmente texturas esferulíticas.

Brevemente, podemos concluir que el estudio petrográfico de estas litofacies es bastante arduo, y ello explica que estos materiales hayan sido clasificados anteriormente como carbonatos silicificados ("Quarziti del Sarrabus" de los autores antiguos). Sin embargo, el conjunto de sus características indica claramente que se trata de un producto de actividad volcánica, en muchos aspectos similar a una lava; en nuestra opinión algunos hechos (entre otros: significativa pobreza en cristales, ausencia de procesos de autobrechificación, la misma capacidad de asimilación de bioclastos, y la marcada diferencia con las intercalaciones lávicas ácidas existentes) permiten decantarse hacia la posibilidad de que se trate de depósitos originados por coladas piroclásticas (véase el cap. 6.6.).

6.5.- Características petrográficas de los domos, diques, coladas e ignimbritas correspondientes al volcanismo ácido calcoalcalino del Sarrabus.

La realización de un estudio sistemático de la mineralogía y petrografía del volcanismo calcoalcalino del Sarrabus excedía los límites y objetivos finales de esta tesis; por este motivo nos hemos limitado a caracterizar los productos volcánicos en la medida que ello era de utilidad en la reconstrucción del paleo-volcanismo, en el estudio de las relaciones volcanismo/sedimentación y en la determinación del grado real de deformación tectónica sufrida por los materiales paleozoicos.

Por lo que se refiere a este último aspecto, baste señalar que la perfecta conservación de las texturas (incluyendo los procesos de desvitrificación descritos extensamente en el cap. 6.2.) y la detallada reconstrucción de las morfologías de los aparatos volcánicos implicados permite excluir totalmente la existencia de deformación en los materiales volcánicos. Esta exclusión nos parece definitiva, tanto por la directa influencia de los domos más superficiales en el desarrollo de la sedimentación, como por el hecho de que precisamente los materiales volcánicos han sido reiteradamente implicados en las hipotéticas deformaciones hercínicas (véase por ej. BARCA & MASCIA, 1982).

Por otra parte, una descriptiva detallada de cada uno de los aparatos volcánicos y de las rocas efusivas asociadas sería excesivamente tediosa, de modo que se ha optado por hacer únicamente las referencias locales imprescindibles en los capítulos de descriptiva regional (véase el cap. 7.). Por lo tanto, ilustraremos aquí únicamente algunas de las características más generales de estos materiales.

Por lo que se refiere a los domos, ya han sido ampliamente señaladas las características petrográficas de sus zonas marginales, de composición predominantemente riolítica y con un carácter vítreo. A medida que nos desplazamos hacia el interior de los domos aumenta la cantidad de cristales, pasando por texturas porfídicas gradualmente más ricas en fenocristales y con una mesostasa gradualmente menos vítrea, llegando a texturas totalmente holocristalinas (véase las figs. 139 a 142).

Las texturas holocristalinas normalmente sólo aparecen en los sectores más internos de los domos, o bien en zonas más externas pero correspondientes a cuerpos emplazados en condiciones moderadamente profundas. La mineralogía es sencilla, con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico (frecuentemente perítico), biotita, y otros minerales como apatito, circon, magnetita, etc. como accesorios. Los sectores más internos de los domos son sensiblemente menos ricos en sílice (dacitas-andesitas) (véase la fig. 142).

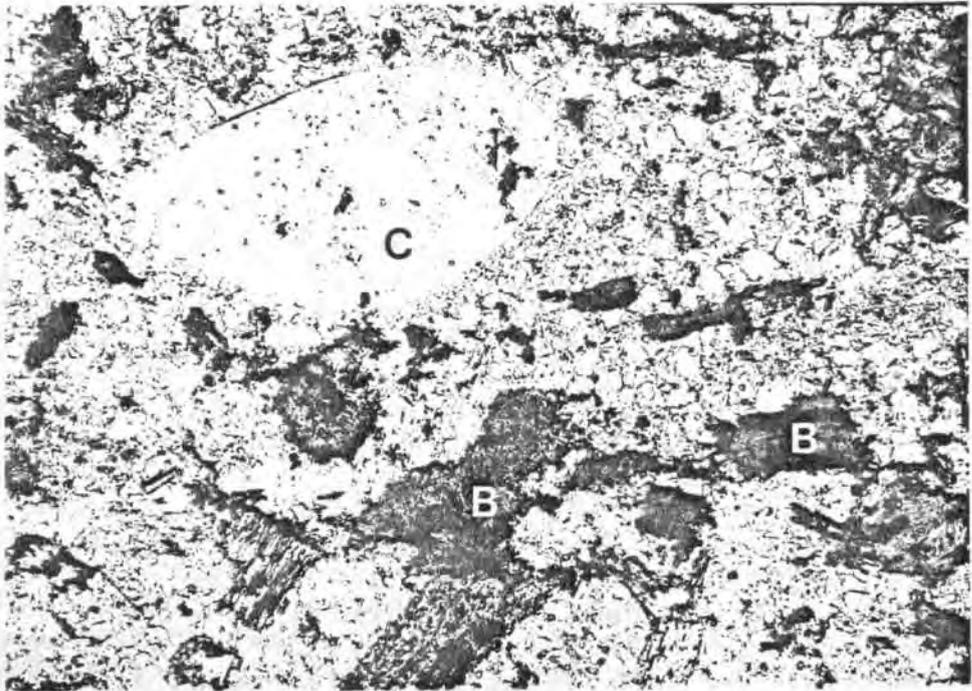
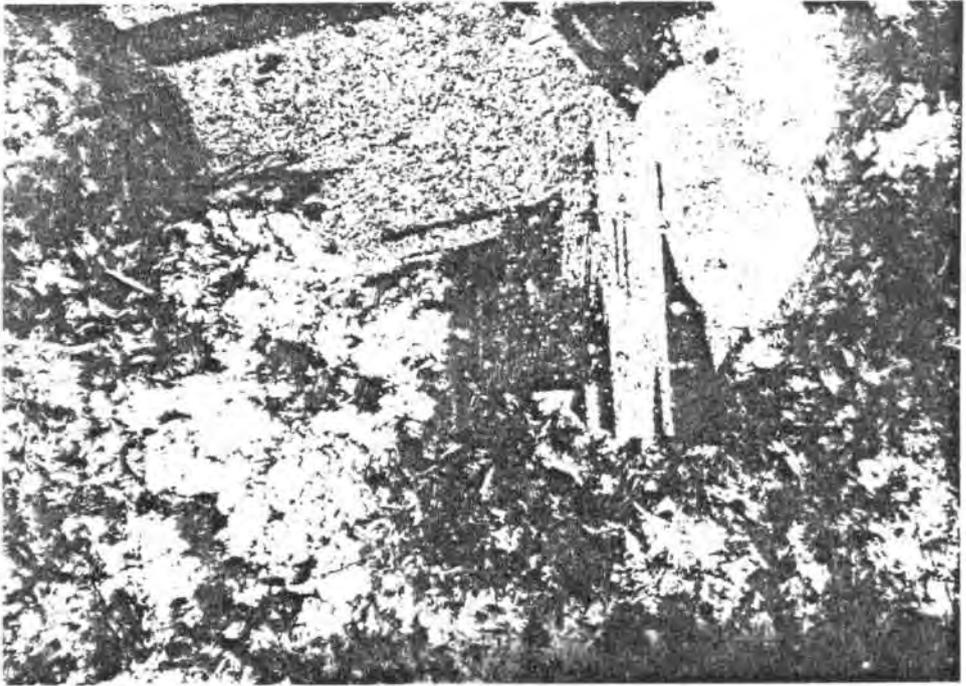


Fig. 139.- Sector intermedio de un domo ácido. Fenocristales idiomórficos de plagioclasa en textura glomeroporfídica, con una mesostasa desvitrificada (cuarzo micropoiquilítico que incluye numerosos microlitos). Lámina delgada, nicoles cruzados.

Fig. 140.- Sector externo de un domo ácido emplazado en niveles relativamente profundos. Tránsito de textura porfídica a holocristalina. Nótese la existencia de fenocristales de cuarzo intensamente redisueltos ("C"), fenocristales de biotita ("B"), y de una segunda generación de cuarzo en la mesostasa. Lámina delgada, luz paralela.

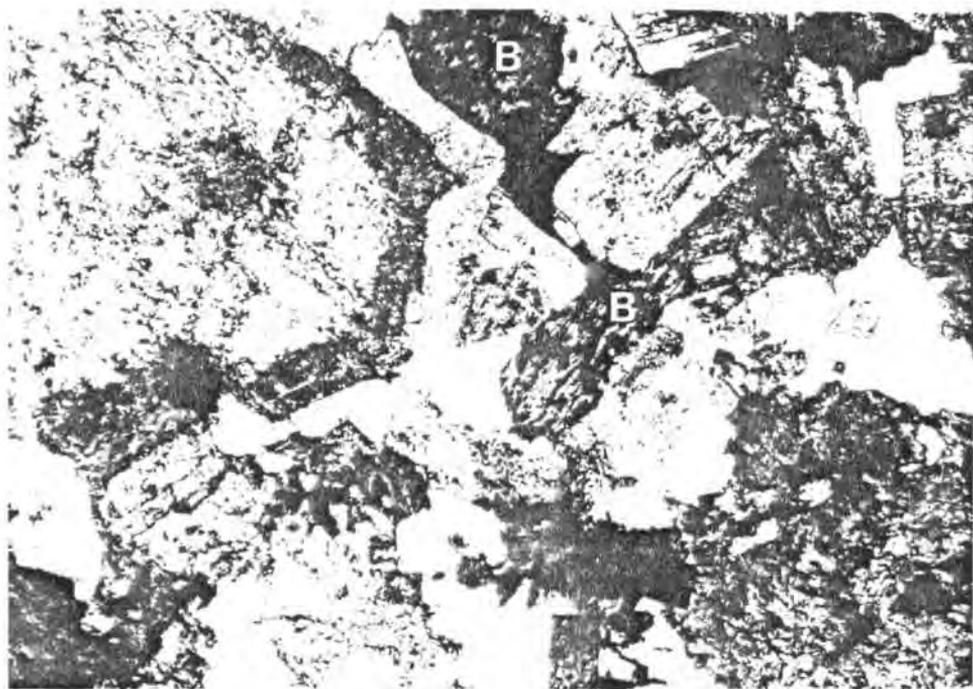


Fig. 141.- Sector interno de un gran domo ácido extrusivo. Textura holocristalina en la que resaltan los cristales idiomórficos de feldespatos intensamente alterados a sericita, los cristales de biotita igualmente alterados ("B") y la precipitación intersticial de una generación tardía de cuarzo, localmente acompañada de sulfuros. Lámina delgada, nicoles cruzados.

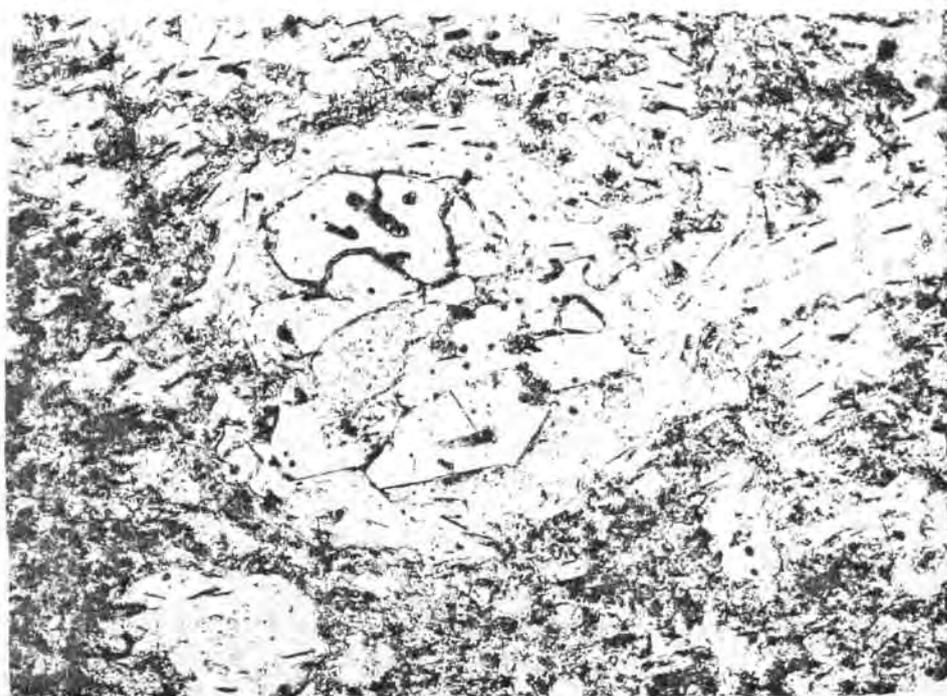
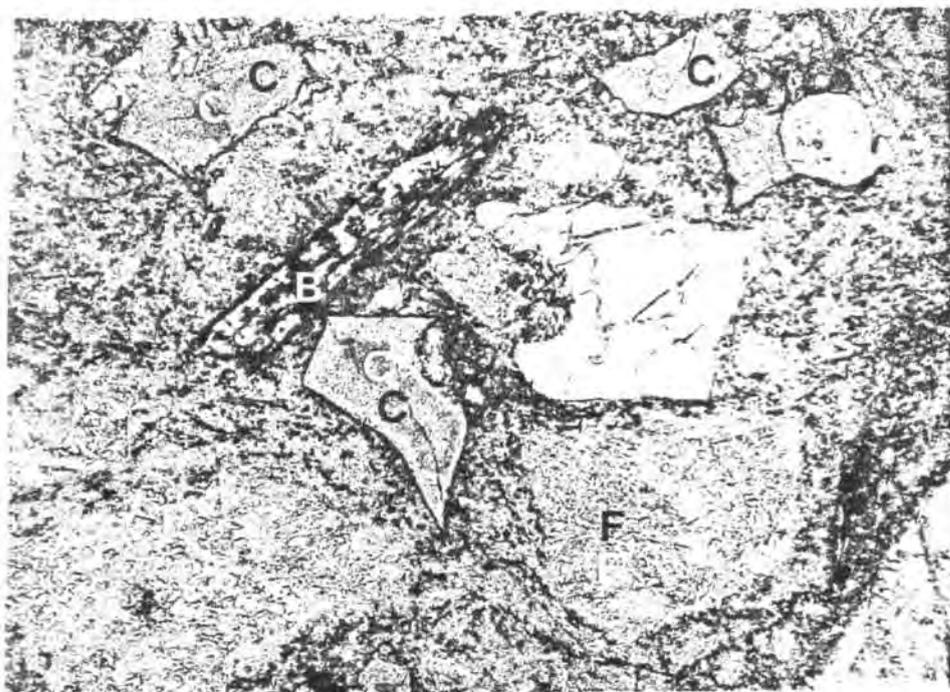


Fig. 142.- Sector interno de un domo ácido, intensamente alterado. Nótese la presencia de feldespatos ("F"), fragmentos totalmente cloritizados ("C"), biotita alterada ("B") y algunos fragmentos de cuarzo corroído. Lámina delgada, luz paralela.

Fig. 143.- Colada riolítica. Textura hialopilitica fluidal con un fenocristal de cuarzo intensamente corroído. Lámina delgada, luz paralela.

A pesar de la magnífica preservación textural, las paragénesis originales están profundamente alteradas por el desarrollo de procesos hidrotermales (véase a título de ejemplo las figs. 141 y 142). Entre los procesos de alteración más evidentes podemos destacar la sericitización de los feldespatos, la cloritización de los máficos, y la aparición de minerales atribuibles a zeolitas en parches y cavidades de la mesostasa vítrea.

Los fenocristales de cuarzo presentan en el sector más externo de los domos frecuentes fracturaciones atribuibles a enfriamiento rápido (véase el cap. 6.3.). Por el contrario, en los sectores internos no se distinguen estas fracturas y aparecen intensamente corroídos (fig. 140). Los cristales de feldespatos suelen ser idiomórficos, y suelen aparecer en texturas glomeroporfidicas (fig. 139) en las zonas en las que la mesostasa es más vítrea.

Ahí donde existe, la mesostasa vítrea aparece frecuentemente desvitrificada, tanto en forma de esferulitos y axiolitos como más frecuentemente en forma de cuarzo micropoiquilítico (fig. 139).

Las coladas lávicas suelen presentar una textura (y composición) comparable a la presente en los márgenes de los domos, si bien son más frecuentes las estructuras fluidales e hialopiliticas (fig. 143), lo que hace pensar que originariamente buena parte de ellas podrían corresponder a obsidianas. Existen también términos de composición menos ácida, muy vesiculados y frecuentemente totalmente espilitizados (véase cap. 7.3.).

Las ignimbritas aparecen sólo muy localmente, tienen un claro carácter proximal (véase el cap. 7.1.) respecto a los domos y se caracterizan por una abundancia de cristales de cuarzo, con menor presencia de líticos riolíticos y riodacíticos, y en menor medida líticos accidentales (fragmentos de rocas siliciclásticas). Existen numerosos fragmentos atribuibles a pumitas con un

elevado grado de soldadura y aplastamiento, pero están muy recristalizadas y son de difícil determinación.

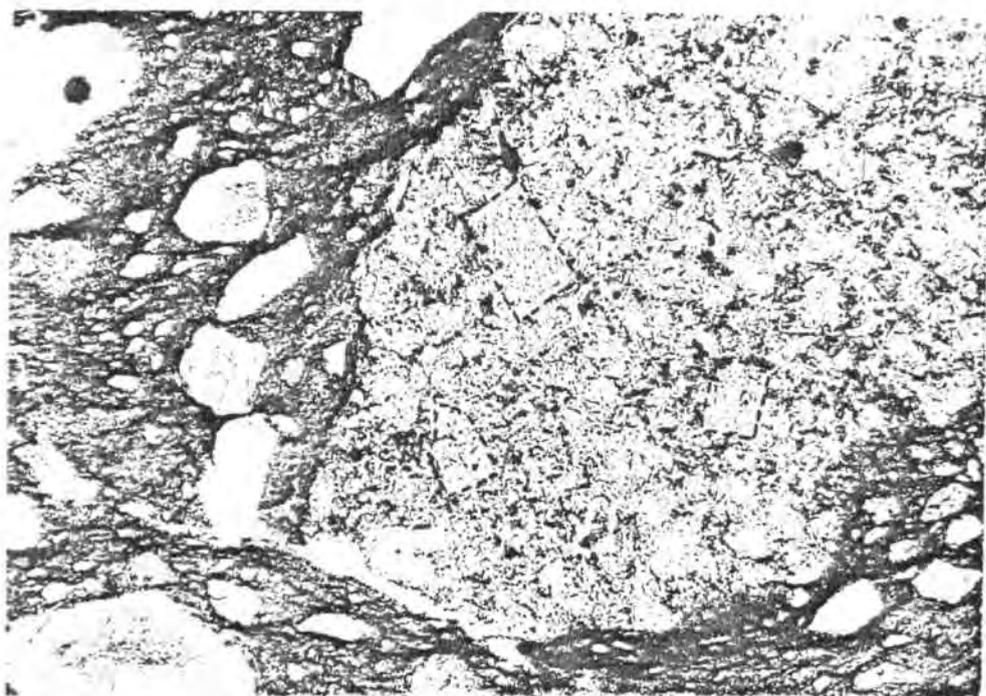


Fig. 144.- Ignimbrita. Nótese la abundancia de fragmentos esenciales, incluyendo tanto cristales fracturados de cuarzo como un cuerpo de bordes irregulares que contiene cristales de feldespatos, muy alterados (resaltados con punteados). Dado el estado de alteración, no se puede excluir que en lugar de un fragmento lítico se trate de pumita aplastada y soldada. Localidad: sector al oeste de Bruncu Mauru Lecca, Sarrabus Occidental. Lámina delgada, luz paralela.

6.6.- Conclusiones sobre el paleovolcanismo ácido del Sarrabus

6.6.1.- Consideraciones generales sobre el volcanismo ácido submarino.

Aunque en el campo de la génesis de magmas y su caracterización geoquímica el progreso científico ha sido muy notable, no podemos decir lo mismo del desarrollo en el campo del volcanismo, entendiendo por tal estrictamente los procesos físico-geológicos que conducen al emplazamiento de material de origen magmático en la superficie terrestre. Por otra parte, a efectos de reconstrucción en el detalle de la evolución de una cuenca sedimentaria, como el caso que nos ocupa, la comprensión de dichos procesos es imprescindible.

Basta revisar algunos trabajos de recopilación recientes (por ej., el de CHAPIN y ELSTON, 1979) para comprobar que la información disponible sobre volcanismo ácido es muy fragmentaria, ha sido obtenida en la mayor parte de los casos muy recientemente, y se refiere principalmente a las manifestaciones explosivas subaéreas. Esto no es sorprendente, si tenemos en cuenta que es mucho menos frecuente el poder estudiar directamente el volcanismo activo ácido que el básico, y que por lo que se refiere a las manifestaciones submarinas, aparte de los problemas inherentes al medio, los ambientes geodinámicos en los que este tipo de volcanismo presumiblemente se puede estar produciendo en la actualidad apenas han sido estudiados.

Por otra parte, la comprensión de los procesos genéticos de numerosos tipos de depósitos volcánicos (y en especial de los piroclásticos) escapa en buena parte de los modelos clásicos empleados por la comunidad geológica internacional, motivo por el cual el estudio de tipo actualístico es imprescindible de cara a la interpretación del paleovolcanismo. Es interesante constatar igualmente que en numerosas ocasiones los conocimientos existentes sobre el tema han salido de comunidades científicas más o menos aisladas: determinadas regiones del globo (ejemplo típico: el Japón) donde el volcanismo activo es importante y representa incluso un peligro social, y dos grupos especializados no siempre conectados entre sí, los vulcanólogos y los geólogos "mineros" que han trabajado en los últimos 25 años en el campo de los sulfuros masivos "vulcanogénicos".

De cualquier modo, aunque no se tiene un cuerpo de doctrina tan consolidado como el existente en el caso del volcanismo subaéreo, la comparación entre éste, los numerosos trabajos de paleovolcanismo en medio subacuático, y los escasos trabajos sobre volcanismo actual o subactual nos pueden proporcionar un

cuadro general en el que situar los resultados de nuestro trabajo.

En los últimos años han aparecido diferentes artículos que dan evidencias de la existencia de flujos piroclásticos en medio subacuático. Los primeros trabajos (FISKE 1963; FISKE y MATSUDA 1964) describen diferentes ejemplos en los que los flujos piroclásticos se habrían emplazado a baja temperatura (ausencia de soldadura de los fragmentos vítreos) y, en el mejor de los casos (FISKE y MATSUDA, 1964) a partir de corrientes de turbidez generadas por el desmoronamiento de una columna eruptiva enteramente submarina; en estas condiciones la interacción del material eyectado con el medio acuático es importante, lo que en general se traduce en una mayor y mejor clasificación de los depósitos piroclásticos generados. El volumen de los depósitos descritos por estos autores exige una columna eruptiva de grandes dimensiones, lo que equivale a una importante profundidad de la cuenca en la que están emplazados los focos eruptivos, por lo menos del orden de varios centenares de metros.

Inicialmente, la existencia de una cuenca profunda está en aparente contradicción con la ausencia de actividad piroclástica por debajo de la profundidad de fragmentación de los volátiles (VFD, volatile fragmentation depth, inferior a los 500 m. de profundidad para magmas de composición basáltica; FISHER y SCHMINCKE 1984, p. 265). En realidad, las evidencias geológicas parecen indicar que el VFD puede variar y ser considerablemente más profundo en el caso de las rocas ácidas, más viscosas. De todos modos, por lo que se refiere a los ejemplos descritos por FISKE (1963), la columna eruptiva debió haberse desarrollado por lo menos parcialmente en medio subaéreo, dada la presencia de lapilli acrecional (CAILLAT et al. 1981).

En realidad, las opiniones de los diferentes autores difieren respecto a las posibilidades físicas de existencia de actividad piroclástica en medio subacuático, así como de sus posibilidades de emplazamiento a alta temperatura (véase por ej., la recopilación de datos de FISHER y SCHMINCKE, 1984). Por ej., CAS (1978) ha descrito la existencia de efusiones ácidas de gran volumen y gran extensión areal en el Silúrico-Devónico de New South Wales (Australia) generadas en ambiente profundo, precisamente por la inhibición del carácter explosivo del volcanismo ácido debido a la presión hidrostática; sin embargo, otros autores, como los que han trabajado en el volcanismo mioceno del Japón (por ej., OHMOTO y TAKAHASHI 1983; BURNHAM, 1983, etc.), admiten actividad explosiva del volcanismo ácido incluso a profundidades del orden de 2500-3500 bajo el nivel del mar.

FRANCIS y HOWELLS (1973) han descrito en el Ordovícico de Snowdonia, en Wales (Gran Bretaña) la existencia de coladas piroclásticas submarinas soldadas, lo cual indica que, aún procediendo hipotéticamente de medio subaéreo, preservaron su

temperatura el tiempo suficiente para permitir la soldadura de los fragmentos vítreos.

Por su parte, LECOLLE (1977) ha descrito también en la Faja Piritífera Sudibérica la existencia de ignimbritas de procedencia presumiblemente continental emplazadas en medio inequívocamente submarino; el grado de soldadura real de estas rocas no está claro, ya que probablemente han sido bastante modificadas por la diagénesis y el metamorfismo.

SPARKS et al. (1980 a,b) han demostrado en la Martinica que un flujo piroclástico de grandes dimensiones pudo penetrar en un medio subacuático sin desintegrarse, y que además es teóricamente posible que al introducirse en dicho medio preserve en buena medida su temperatura interior, llegando a la soldadura de sus fragmentos vítreos de modo incluso más rápido que sometido a las mismas condiciones en ambiente subaéreo.

En resumen, a pesar de que estos temas son objeto de estudio desde hace poco tiempo, parece ya bien contrastado por autores de diferentes escuelas, diferentes ámbitos geográficos de actuación y en materiales de un amplio rango de edades que los flujos piroclásticos de tipo ignimbrítico procedentes de medio continental pueden emplazarse en medio subacuático e incluso preservar aceptablemente su temperatura y conseguir emplazarse "en caliente", con la consiguiente soldadura total o pàrcial de los fragmentos vítreos.

La existencia de actividad volcánica ácida estrictamente desarrollada en medio submarino también ha sido extensamente citada (y en algunos casos descrita en detalle) en la literatura geológica. Aunque ya han sido comentados parcialmente algunos ejemplos, no está de más el recordar que en algunas regiones como el Japón el volcanismo ácido submarino reciente (Mioceno) ha sido objeto de atención desde hace varias décadas, principalmente por los famosos yacimientos de sulfuros masivos de origen hidrotermal-sedimentario que aparecen asociados al citado volcanismo ("Kuroko").

Este volcanismo ácido submarino ha sido ampliamente conocido por la comunidad científica internacional a partir del trabajo de HORIKOSHI (1969), quien no señalaba únicamente la existencia de domos efusivos y coladas lávicas, sino además describió la existencia de flujos piroclásticos subacuáticos principalmente constituidos por clastos líticos riolítico-dacíticos ("Uwamuki Tuff Breccia"), brechas de origen hialoclástico y actividad explosiva principalmente emplazada en los flancos de los domos.

Este volcanismo ácido ha sido frecuentemente citado en numerosos trabajos posteriores, que ofrecen numerosos datos sobre la composición química de las mineralizaciones y las rocas volcánicas encajantes; pero los progresos en el campo del

paleovolcanismo son escasos y principalmente restringidos al campo de la reconstrucción paleogeográfica; control tectónico, profundidad de la cuenca marina, etc. (GUBER & GREEN, 1983; OHMOTO & TAKAHASHI, 1983; etc.).

Otra región que tiene una gran tradición en el estudio de este tipo de rocas es Gales, donde ha sido descrito detalladamente un volcanismo ácido desarrollado sobre una corteza continental inmadura durante el Ordovícico (Ordovician Marginal Basin of Wales); este volcanismo se ha desarrollado en buena parte en medio exclusivamente submarino e incluye domos extrusivos, coladas lávicas, flujos piroclásticos, rocas hialoclásticas y brechas explosivas (referencias en KOKELAAR et al. 1984).

Existen también algunos otros trabajos que, aún teniendo un carácter mucho más puntual, son de interés ya que describen algunos depósitos piroclásticos generados por procesos eruptivos aún mal conocidos pero presumiblemente frecuentes en medio subacuático. Así, por ej., CAILLAT et al. (1981) han descrito la existencia de coladas piroclásticas inequívocamente submarinas generadas a partir de una actividad fisural, sin la intervención de columnas eruptivas.

En resumen, y no alargando más esta enumeración, parece ser que pueden producirse en condiciones subacuáticas una amplia gama de situaciones eruptivas, con y sin columna eruptiva asociada, con y sin preservación de los piroclastos eyectados en forma de depósitos piroclásticos, con y sin soldadura de los fragmentos vítreos, etc.; y obviamente estas diferentes situaciones generan productos muy diversificados, en la actualidad muy pobremente conocidos. De hecho, también en un principio (véase por ej., ROSS y SMITH, 1961) se tendía a simplificar los tipos de depósitos piroclásticos de origen subaéreo, y a medida que se progresa en su estudio se descubre no únicamente la abundancia de tipos de depósitos, sino incluso la diversidad de productos dentro de un mismo tipo (pensemos en la gran variedad existente dentro del campo de las ignimbritas, sin ir más lejos).

Consecuentemente, con los conocimientos de que disponemos en la actualidad no parece incorrecto el suponer que los productos del volcanismo ácido generados en medio subacuático son en líneas generales similares a los que se forman en ambiente subaéreo (hecho ya señalado en parte por HOWELLS et al. 1986), si bien pueden existir diferencias locales y/o de proporciones. Así, en medio subacuático es más improbable la formación de columnas eruptivas, siendo más lógico hallar en su lugar erupciones del tipo "boiling over", que pueden llegar a ser muy voluminosas (FISHER y SCHMINCKE 1984).

Análogamente, las efusiones de material ácido (generadas a partir de una cierta profundidad de la cuenca, variable pero por lo menos del orden de los 500-1000 m.) pueden ser notablemente

más voluminosas que en medio subaéreo (CAS, 1978), y en el caso de los flujos piroclásticos puede ser algo más raro su emplazamiento "en caliente". Finalmente, otro capítulo en el que las diferencias pueden ser notables es el de la interacción con los materiales sedimentarios existentes en la cuenca, especialmente en el caso de que ésta contenga una abundante cantidad de sedimentos inconsolidados embebidos en agua.

Los dos hechos que generan mayores diferencias entre el volcanismo subaéreo y el subacuático son la existencia en este último de una presión hidrostática adicional, debida a la existencia de una columna de agua sobre el foco eruptivo, y la diferencia de estado físico (líquido en el caso del agua) del medio receptor de la erupción.

El principal aspecto que diferencia al volcanismo submarino del subaéreo es la existencia de una presión hidrostática adicional; como ya ha sido indicado, en el caso del volcanismo básico esto se traduce en la existencia de una VFD, a partir de la cual prácticamente no se puede producir actividad explosiva. En el caso de las rocas ácidas el proceso de desgasificación no se produce tan fácilmente, motivo por el cual la liberación de los gases acumulados se produce de una manera violenta, y de una manera puntual en el tiempo.

Esto es bien conocido en medio subaéreo clásicamente desde la explosión de la "aguja" o "espinas" del Mont Pelée, y ha sido ampliamente documentado igualmente en el caso de los domos explosivos, sin ir más lejos con las recientes explosiones del Mount Saint Helens (BRANTLEY y TOPINKA 1984, TILLING 1984, etc.). Por este mismo motivo (la retención de gases, que aumenta la viscosidad del magma) las coladas ácidas en medio subaéreo son mucho más infrecuentes y volumétricamente muy inferiores a las básicas.

La presión hidrostática puede disminuir la explosividad de los domos ácidos en medio submarino, al aumentar el tiempo de confinamiento de los gases en el interior de los domos y dar una opción a que los domos sean parcialmente erosionados, de modo que la energía acumulada en su interior se disipe de una manera mucho más gradual. La presión hidrostática puede también contribuir, a partir de una cierta profundidad, a disminuir la viscosidad del magma ácido (al mantener los gases disueltos, impidiendo la vesiculación del magma) y permitir consecuentemente que en lugar de formarse domos se inhiba totalmente la actividad explosiva y se formen extensas coladas lávicas ácidas, del tipo de las descritas por CAS (1978).

Análogamente, la diferencia de estado físico del medio receptor de la actividad eruptiva (líquido), implica una mayor densidad y conductividad térmica en éste y se traduce en líneas generales en una mayor rapidez en la transmisión calorífica desde

el foco eruptivo al medio receptor. Considerado aisladamente, este hecho se traduciría simplemente en una abundante formación de rocas hialoclásticas.

Sin embargo, hay que tener en cuenta que por una parte el agua se vaporiza, y por otra existe el efecto de la presión hidrostática antes citado que tiende a confinar el vapor de agua y los gases eruptivos, lo que crea interacciones de materia. Todo esta serie de interacciones son relativamente bien conocidas en procesos concretos, como por ejemplo los procesos de génesis de lavas almohadilladas y brechas hialoclásticas asociadas en lavas básicas (pillow lava, breccia pillow, etc.) ya que han podido incluso ser observados directamente.

Del mismo modo, por lo que conocemos del volcanismo subaéreo, este tipo de interacciones entre el foco eruptivo y el medio receptor se deben producir necesariamente también en medio subacuático cuando la actividad eruptiva eyecta material piroclástico, y durante el proceso de formación de una hipotética columna eruptiva vertical.

6.6.2.- Génesis y emplazamiento de las coladas piroclásticas.

En ausencia de datos de observación directos, sólo podemos progresar en los estudios de paleovolcanismo de materiales ácidos generados en medio submarino contrastando las observaciones de procesos subaéreos análogos con los procesos teóricamente posibles, y estudiar detalladamente los depósitos antiguos, tal como hemos tratado de hacer en este trabajo.

Por lo que se refiere a las "Quarziti del Sarrabus", parece un caso de depósito formado por una colada piroclástica submarina similar en muchos aspectos (estructuras de desgasificación, texturas de bandeado, existencia de foliaciones primarias, procesos de soldadura y reomorfismo) a la descrita en medio subaéreo por CHAPIN & LOWELL (1979), y por ello podemos denominarla en un sentido amplio como "ignimbrita reomórfica" (o "reo-ignimbrita", sensu RITTMANN 1958).

Sin embargo, hay que matizar que sólo en un sentido amplio, ya que no son comparables las dimensiones de la ignimbrita subaérea estudiada por los citados autores a las de las "Quarziti", y por otra parte la génesis de las "Quarziti" no tiene relación con columnas eruptivas, o por lo menos con algo parecido a lo que en ambiente subaéreo se entiende por columna eruptiva. En ese sentido, para algunos de los autores que han trabajado exclusivamente las ignimbritas en medio subaéreo pudiera parecer "herético" hablar de ellas sin relacionarlas a una columna eruptiva vertical.

En efecto, las "Quarziti" están claramente relacionadas con la existencia de fracturas (actividad de tipo fisural). La inexistencia de procesos erosivos actuando en gran escala sobre los depósitos piroclásticos, la diversidad de vergencias de los diferentes afloramientos (no atribuible a una estructura dendrítica condicionada por el paleorrelieve preexistente, como en el caso citado por CHAPIN y LOWELL, 1979, sino a procedencia de diferentes focos eruptivos), y su plausible heterocronía no tan sólo en la escala regional sino incluso en la local, etc., son todos ellos factores que excluyen la génesis de las "Quarziti" por desplome de una columna eruptiva vertical, ya que ésta hubiera producido un depósito mucho más extenso, isócrono y continuo.

Puestas así las cosas, parece razonable el plantearse cómo ha podido ser el proceso eruptivo que generó las "Quarziti" comparando con los datos disponibles (erupciones subaéreas) referidos a magmas ácidos, datos que son igualmente de interés para la comprensión del resto de las manifestaciones volcánicas y subvolcánicas ácidas presentes en el Sarrabus. En la actualidad se dispone de modelos bastante precisos (FINK 1983; FINK y POLLARD 1983) desarrollados estudiando erupciones subaéreas ácidas holocenas.

En síntesis, estos modelos contemplan:

a/ el acceso del material magmático hasta la superficie a través de fracturas longitudinales.

b/ su diferenciación gravitativa durante el ascenso, con la formación de un sector apical rico en pumita y volátiles.

c/ el inicio de la erupción con una eyección limitada de pumitas que forman un depósito de caída sucesivamente cubierto por una colada pumítica groseramente vesiculada (correspondiente al sector apical) y posteriormente por un potente depósito vítreo muy pobre en cristales (obsidiana) que presenta en su superficie una capa pumítica finamente vesiculada (por desgasificación, ya en medio subaéreo).

d/ finalmente, la formación en el sector de salida del material de un domo riolítico, rico en cristales, formado por magma que ha tenido tiempo de enfriarse más lentamente en el conducto eruptivo. Este domo raramente llega a expandirse y fluir sobre las coladas antes citadas.

Este proceso puede repetirse en el mismo emplazamiento o, más frecuentemente en los alrededores, dando como producto final una alineación (control tectónico del magma ascendente) de domos ácidos, predominantemente vítreos, y normalmente asimétricos respecto al foco de emisión, formados sin intervención de columna

eruptiva y sin que el proceso necesariamente concluya en la explosión del domo.

Este modelo parece aplicable, con ligeras variaciones, al medio subacuático, incluso en el caso de magmas ácidos ligeramente menos viscosos (debido al efecto contrapuesto de la presión hidrostática). En medio subacuático el depósito pumítico de caída inicial no parece probable que se llegara a formar (excepto quizás en medios muy someros). Análogamente, no se formaría el nivel de pumita finamente vesiculada a techo del nivel principal de obsidiana, y la colada inicial pumítica groseramente vesiculada probablemente sería algo más densa. Además, la colada pumítica, la de obsidiana y el domo riolítico probablemente podrían expandirse más, y sería razonable un desarrollo moderado-medio de rocas hialoclásticas. Por lo demás, el control tectónico del ascenso de los magmas encaja tanto con lo observado en el Sarrabus como con otros ejemplos de paleovolcanismo descritos en la bibliografía (KOKELAAR et al. 1985; HOWELLS et al. 1986, etc.).

Este modelo puede ser de utilidad en el estudio de las coladas piroclásticas estudiadas en el Sarrabus. De hecho, algunas de las estructuras presentes en las "Quarziti" (por ej., las vesículas) son similares a las existentes en rocas efusivas ácidas subaéreas, y en especial a las de rocas vítreas de composición riolítica empleadas en la elaboración del modelo. (FINK 1983, FINK y POLLARD 1983, etc.). No obstante, independientemente de esta similitud hemos de excluir que las "Quarziti" correspondan a antiguas efusiones de coladas lávicas vítreas. Los argumentos en este sentido son muy variados, y podemos citar entre los principales:

a/ inexistencia de evidencias de desvitrificación tardía generalizada (estructuras perlíticas, esferulitos, etc.) de las que sería previsible hallar en el caso de coladas lávicas; este tipo de desvitrificaciones han sido de hecho halladas en las coladas lávicas estudiadas en el Sarrabus.

b/ carácter discontinuo del bandeado existente en la roca.

c/ tipo y disposición de las vesículas existentes en las "Quarziti", que corresponden claramente a procesos de desgasificación sindeposicionales, y no a un flujo pumítico groseramente vesiculado.

d/ inexistencia de estructuras internas tales como domos de dimensiones métricas (y en general de pliegues muy apretados y frecuentes) en los cuerpos aproximadamente tabulares de las coladas. Estas estructuras tienen un origen reomórfico, y se producen como consecuencia de desequilibrios gravitacionales; son muy características de las coladas lávicas ácidas vítreas (FINK 1980, 1983). En las "Quarziti", por el contrario, los pliegues

existentes son de pequeñas dimensiones, o tienen el carácter de pequeñas ondulaciones locales (por ej., sector al noroeste de Canale S'Angassua), y lo que predomina claramente es una estructura interna de carácter planar, típica de una colada piroclástica soldada precozmente.

e/ existencia de asimilación de agua y de bioclastos (y local preservación de éstos) en el frente de las coladas. Esta propiedad de las "Quarziti", fácilmente explicable y documentada en el caso de las coladas piroclásticas, es muy difícilmente explicable si se tratara de coladas lávicas.

f/ inexistencia de procesos de autobrechado en el frente y base de las coladas, a diferencia de lo que se observa en las coladas riolíticas reconocibles en el mismo Sarrabus (por ej., en el sector de Bruncu Mauru Lecca). Esta ausencia es especialmente significativa si tenemos en cuenta el relieve irregular sobre el que se emplazaron en la mayor parte de los casos las "Quarziti", e indica muy a las claras las condiciones mecánicas en que se desarrolló dicho emplazamiento; es obvio que en el caso de coladas lávicas dichas irregularidades hubieran creado pliegues de dimensiones métricas además de procesos de autobrechado (RUTTEN 1963).

g/ la inexistencia de formación de hialoclastitas a techo de las "Quarziti", y la existencia por el contrario de tránsitos graduales a techo (como el descrito en el lentejón de Canale S'Angassua-Serra S'Ilixì, cap. 6.4.2.1.) hacia cineritas intensamente silicificadas, que podrían corresponder a material fino elutriado de la colada, si atendemos a los modelos de génesis de coladas piroclásticas en medio subaéreo.

En resumen, el modelo subaéreo citado es de utilidad tanto por lo que se refiere para comparar las condiciones de ascenso del material magmático y diferenciación de éste, ya que tanto el control claramente tectónico como la pobreza de las "Quarziti" en cristales de origen magmático quedan perfectamente explicados en él.

Este modelo explica igualmente que las "Quarziti" aparezcan frecuentemente al inicio de un periodo eruptivo con anterioridad al desarrollo de domos (lo que podría ser el caso de Monte Narba); o bien aisladamente de ellos, con un claro control tectónico; o bien con posterioridad a la constitución de un domo ya parcialmente erosionado que es seccionado longitudinalmente por la fractura que canaliza el aporte de material magmático totalmente nuevo, sin relación con el que generó el domo, ya que es el producto de una diferenciación gravitativa en el canal eruptivo (lo que puede ser el caso de las "Quarziti" de Foresta Sa Terra Arba respecto a los domos del Serpeddi-Monte Tronu, etc.).

Este modelo explica también indirectamente la relación clásicamente reconocida por los mineros entre las "Quarziti" y las metalizaciones, en cuanto es bien conocido el rol de los domos ácidos subaflorantes en el proceso de formación de campos geotérmicos, y los focos de emisión de las "Quarziti" son fracturas en directa relación con dichos domos. Además, hay que recordar que en medio subaéreo el modelo se desarrolla sin la intervención de columna eruptiva vertical.

Sin embargo, ya hemos visto que el resto de las características de las "Quarziti" apuntan a un origen a partir de coladas piroclásticas. En conclusión, el proceso genético de estas rocas ha sido similar en buena medida al reconocido por CAILLAT et al. (1981) en coladas piroclásticas submarinas del Iran Central, y probablemente dichas coladas piroclásticas se han generado por un proceso eruptivo comparable al conocido en ambiente subaéreo como de tipo "boiling over", en el que los materiales eyectados por el foco eruptivo no llegan a mezclarse con el medio receptor creando una zona de convección (con mezcla del medio encajante y los piroclastos eyectados) y formar una columna eruptiva vertical, de modo que se limitan a verterse antigraavitativamente sobre el paleorrelieve.

Por otra parte algunas de las características reconocidas en las "Quarziti" permiten, por comparación con otros modelos teóricos, el aportar nuevos datos sobre las presumibles condiciones de su formación. Por ejemplo, el gran desarrollo de las vesículas de desgasificación a las que van asociados los moldes de las conchas (cap. 6.4.3.) indican que probablemente se produjo un incremento en la fluidización del flujo piroclástico en su frente de avance; esto puede representar un criterio indirecto a favor de una profundidad escasa del ambiente subacuático por el que circuló el flujo piroclástico, por comparación con el modelo de SPARKS et al. (1980 b).

Estos autores señalan que la circulación de coladas piroclásticas en ambiente subacuático sin que éstas se diluyan en dicho medio es posible ya que se crea alrededor de la colada una cámara de vapor (agua del medio receptor vaporizada por la colada) que es retenida por la presión hidrostática, y que aísla térmicamente la colada permitiendo su penetración y desplazamiento a través del medio subacuático. En estas condiciones, el cálculo teórico indica que la incorporación de agua y elementos extraños (por ej., los bioclastos) a la colada sólo es posible en condiciones someras.

Del mismo modo, la elutriación de materiales finos hacia el exterior de la colada quedaría presumiblemente muy limitada, lo que explicaría en parte la existencia de una pasta de fondo constituida por cristales de granulometría muy fina, así como el limitado desarrollo de las cineritas atribuidas a sedimentación de materiales elutriados del interior de la colada piroclástica.

Hechas todas estas consideraciones de tipo general sobre las posibles características genéticas de las "Quarziti", hay que señalar que son de tipo global, y que de hecho hay diferencias notables entre los diferentes cuerpos de "Quarziti" estudiados. A título de ejemplo, el desarrollo vesicular y los moldes de fósiles que en ocasiones lleva asociado aparecen muy irregularmente distribuidos; ya hemos indicado más arriba que puede representar un criterio paleobatimétrico. Con todo, en la actualidad nuestros conocimientos sobre la distribución regional de estas estructuras de orden menor son demasiado locales para que podamos extraer conclusiones generales.

Para concluir este capítulo hay que señalar que de hecho ya ha sido descrito previamente en el pasado en el Paleozoico sardo un ejemplo de coladas piroclásticas emplazadas en medio subacuático, en los "porfiroidi" de la Fm Manixeddu, en las proximidades de Meana Sardo (Cerdeña Central): "Tali rocce mostrano infatti costantemente passaggi graduali e sfumati con sedimenti francamente marini quasi per nula interessati de processi de deformazione cataclastica o, più in generale, da fenomeni di metamorfismo regionale." (MINZONI, 1972, p. 72).

Estas rocas fueron bien descritas, pero clasificadas erróneamente como migmatitas caledonianas; es indudable su carácter de ignimbritas, tal como queda reflejado incluso petrográficamente en las mismas ilustraciones del trabajo (op.cit., fig. 8), en las que se observa perfectamente la existencia de pumitas aplastadas dentro de una matriz densa y soldada. Estas rocas son semejantes a las "quarziti" del Sarrabus, incluso desde un punto de vista composicional, y hay que señalar que bastantes de los "porfiroidi" del sector central de la isla de Cerdeña deben corresponder a ignimbritas emplazadas en ambiente submarino, aunque sistemáticamente sean clasificadas como rocas ácidas tectonizadas. En el caso de Los porfiroidi de Manixeddu destaca de la descripción realizada por MINZONI (1972) la ausencia de otras manifestaciones efusivas, el claro control tectónico en su emplazamiento (paleodirecciones caledonianas atribuibles a fracturas NW-SE) y su gradual erosión (presencia de clastos en las formaciones siliciclásticas adyacentes) a medida que se emplazaban, en sucesivos episodios tectono-magmáticos. El contexto geotectónico era distensivo, como en el Sarrabus.

De todas maneras, la interpretación de los porfiroidi intercalados en el seno de los materiales siliciclásticos silúricos sardos como productos de un volcanismo explosivo submarino no es en sentido estricto una novedad: "Si ha l'impressione che i tufi porfiroidi siano dovuti a ripetute fasi esplosive sottomarine durante la sedimentazione ..." (CAVINATO, 1939, p. 600).

6.6.3.- Actividad volcánica relacionada con los domos y diques ácidos.

Como se ha visto, si excluimos las "Quarziti" que tienen unas características propias muy definidas, en líneas generales se puede reconocer una zonación clara en los materiales volcánicos ácidos, de oeste (más antiguos, aparatos volcánicos expuestos en sus niveles más someros) a este (más modernos, zonas más inferiores de los aparatos). Obviamente, esta zonación sólo es aplicable a título de tendencia general, en el estado actual de los conocimientos, y por lo que se refiere a los cuerpos de mayores dimensiones; con todo, hay que tener en cuenta que el nivel aflorante de los aparatos volcánicos es también función de la erosión, que puede falsear en parte esta imagen de tendencia general.

Esta disposición zonal hace que dispongamos de buenos afloramientos de los diferentes niveles de los aparatos volcánicos, de modo que aunque éstos no son necesariamente idénticos entre sí podemos hacernos una idea del comportamiento general del volcanismo ácido submarino.

Por lo que se refiere al control estructural de las efusiones, el estudio y cartografía de los niveles más inferiores de los aparatos volcánicos es el que nos proporciona informaciones más fiables, dado que una vez que extruyeron las lavas ácidas principalmente adoptaron morfologías dómicas que pueden enmascarar las lineaciones tectónicas. De todos modos, en el Sarrabus se observa un claro control tectónico por parte de las dos familias de fracturas típicas de la cuenca sedimentaria paleozoica: NO-SE y E-O (véase más adelante, caps. 7.1. al 7.5., ambos inclusive). En este sentido, podemos afirmar rotundamente que los materiales volcánicos ácidos del Sarrabus presentan un claro control tectónico por parte de fracturas rectilíneas, análogo al existente en los modelos subaéreos citados más arriba (FINK 1983; FINK & POLLARD 1983).

Los domos principales tienen unas dimensiones del orden de unos pocos kilómetros de diámetro (1, 2 o a lo sumo 3, en la mayor parte de los casos), una morfología groseramente circular o elíptica conformada a partir de un canal de aporte cilíndrico de sección similar y de dimensiones algo más reducidas (tal como se puede ver por ej., en el sector de Acqua Ona, Sarrabus Centrooccidental), y crecieron arracimados, de modo que llegaron a tomar contacto y soldarse lateralmente dando cuerpos continuos que son en la actualidad mayores que un domo individual.

Estas conclusiones respecto al carácter complejo de la anatomía de los cuerpos de rocas volcánicas ácidas (para entenderlos, de los "porfidi grigi" de Calvino), formados por la sucesión de diferentes aportes de magma, y de las dimensiones y

morfología de cada domo contemplado individualmente han sido extraídas principalmente de las observaciones realizadas en el sector occidental. No obstante, en nuestra opinión deberían ser igualmente aplicables al sector oriental y, de hecho, explican muy bien las complejas características de alguna de las zonas ahí estudiadas, como el hecho de que los diferentes macrodomos estén enlazados entre sí por un haz de diques ácidos subparalelos entre sí de análoga composición a la de los domos (véase por ej., cap. 7.2.).

La petrografía de los domos (considerados individualmente uno a uno) indica que en líneas generales los sectores marginales de los domos son más ácidos y más vítreos; esta zonación textural y composicional también es coherente con los modelos de emplazamiento de domos subaéreos antes citados (FINK, 1983, FINK & POLLARD, 1983). La disposición de los cuerpos de ignimbritas de reducidas dimensiones asociados a desgajamiento de los domos ácidos (cap. 7.1.) es coherente tanto con las características del control estructural reconocido en el caso de las "quarziti" del Sarrabus como con los ejemplos subaéreos observados directamente de formación de ignimbritas por desintegración lateral de un domo (por ej., como en el caso del Mount Saint Helens).

Por lo que se refiere al carácter subacuático del volcanismo ácido, ya ampliamente comentado en el caso de las coladas piroclásticas, parece igualmente claro en la mayor parte de los domos del sector occidental, aunque en honor a la verdad en algún sector muy localizado (por ej., en el caso del domo que debió existir al sur del sector de los Conglomerados y Areniscas de Bruncu Accu Sedda-Bruncu Cuaddu Mortu) no se puede excluir la posibilidad de locales emersiones (¿existencia de islas efímeras?).

En el sector central la mayor parte de las manifestaciones ácidas son intrusivas (excepción hecha del gran domo de Rocca Arricelli), aunque en general bastante someras, y se han emplazado en materiales claramente generados en medio subacuático que en la mayor parte de los casos aún se hallaban en estadios precoces de litificación. Por lo que se refiere al sector oriental, no se podría excluir que en parte el volcanismo se hubiera desarrollado en medio subaéreo (por lo menos en el sector de las antiguas minas de plata, que es el que hemos estudiado en más detalle), ya que el sector superior de los aparatos volcánicos ha sido erosionado. No obstante tanto las "Quarziti" existentes en este sector como algunas intercalaciones lávicas ácidas del sector al sur de Baccu Arroddas (Mitza Argioledda) están dispuestas en el seno de materiales generados en ambiente subacuático, motivo por el que la posibilidad de la existencia de domos subaéreos es extremadamente remota.

En definitiva, se puede afirmar que cuanto menos la mayor

parte del volcanismo ácido presente en la zona estudiada (si no todo) se ha emplazado en ambiente subacuático.

Curiosamente, un rasgo bastante general de las rocas ácidas extrusivas estudiadas es la ausencia de brechas hialoclásticas y brechas de explosión. En el caso de las coladas lávicas (por ej., Brunco Mauru Lecca) es posible que en parte las brechas hialoclásticas queden enmascaradas en el seno de las brechas autoclásticas. En el caso de los domos el problema es más complejo.

Por lo que se refiere a la actividad explosiva, ya hemos indicado que la mayoría de los autores acepta que a partir de una cierta profundidad desaparece. Por lo tanto, la presencia de brechas de explosión relacionadas con los domos puede ser considerada como un criterio a favor de profundidades moderadas en la cuenca (véase por ej. HORIKOSHI, 1969), mientras que su ausencia (como podría ser nuestro caso) podría ser interpretado como un criterio indicador de un ambiente subacuático relativamente profundo.

Sin embargo, este criterio ha sido rechazado en algunos casos muy bien estudiados, postulándose la existencia de actividad explosiva incluso a profundidades del orden de 2500 o más metros (CATHLES et al. 1983, TANIMURA et al. 1983, OHMOTO y TAKAHASHI 1983, etc.). Es probable que este criterio paleobatimétrico tenga validez en casos generales, y que bajo condiciones especiales deje de tenerla. En todo caso, es significativa la ausencia de freatomagmatismo en el Sarrabus; aunque este criterio es de aplicación principalmente en el caso de volcanismo básico hay que señalar que en general este tipo de actividad volcánica suele indicar en medio submarino profundidades menores a los 50-100 m. (Mc.BYRNEY 1963, HEINZ et al. 1985).

En el caso del Sarrabus, parece claro que la existencia de peperitas macroglobulares cubre el campo de las brechas de explosión ausentes. La existencia de facies con peperitas indica que la profundidad de la cuenca era escasa. Hay que resaltar que las facies peperíticas, descritas por primera vez en el Sarrabus en este trabajo, son relativamente abundantes, por lo menos en algunos sectores de la cuenca paleozoica. A estas litofacies peperíticas hay que añadir otras del tipo del "Conglomerato de Monte Narba" (véase el cap. 6.10.).

Por lo que se refiere a las brechas hialoclásticas generalizadas es bastante difícil justificar su inexistencia, aunque es probable que en muchos sectores de la cuenca sedimentaria los domos realmente extrusivos (o en todo caso, los sectores realmente extrusivos en un domo dado) sean bastante limitados (véase caps. 7.1. a 7.5.). No obstante, ya hemos visto que la existencia de fracturación en los tramos apicales de domos y diques intrusivos someros es atribuible a la existencia de fenómenos de tipo hialoclástico (cap. 6.2.2.1., 6.2.3.3., etc.).

Capítulo aparte lo merecen los conglomerados epiclásticos (cap. 5.4.2.1.). Ya hemos señalado anteriormente que en la génesis de los clastos ha influido grandemente la actividad hidrotermal (redondeamiento de los clastos y formación de la matriz, mineralización sulfurada en algunos clastos, alteración hidrotermal en la práctica totalidad, etc.; véase el cap. 5.4.2.1.2.). Estos depósitos aparecen relacionados claramente con antiguos domos, y probablemente ha influido también en su génesis la existencia de procesos hialoclásticos. Por otra parte, se trata de depósitos volumétricamente muy importantes, con poca o ninguna interacción con los sedimentos siliciclásticos que los encajan. En resumen, cualquiera que sea la interpretación genética que les demos (colada "piro-hialoclástica", depósito sedimentario, etc.) su relación con la erosión subacuática de los domos es clara.

6.7.- Pillow-lava: estado actual de los conocimientos, descriptiva general e implicaciones ambientales.

6.7.1.- Introducción.

A diferencia de otras manifestaciones del volcanismo submarino, los pillow-lavas han sido extensamente estudiados por diferentes autores en todo el mundo, y tanto en manifestaciones actuales (gracias al empleo de microsubmarinos) como recientes y muy antiguas. Los estudios realizados en toda esta casuística son plenamente convergentes, y han consolidado tanto la descriptiva de estos productos como un amplio cuerpo de doctrina por lo que se refiere a su interpretación genética.

Muchas de las características genéticas de las pillow-lavas fueron ya descritas en el trabajo de LEWIS (1914). Con todo, las litofacies asociadas a los pillow-lava son variadas (tubos interconectados, sacos aislados, pillow-breccia,...), y este hecho no es bien conocido por la comunidad geológica. De hecho, muchos geólogos aún piensan que las lavas almohadilladas únicamente corresponden a sacos aislados de magma basáltico, apilados unos sobre otros o dispersos en el seno de material sedimentario, tal como puede leerse en algunos manuales clásicos. Por este motivo recogemos en este capítulo algunos aspectos bien contrastados de las lavas almohadilladas que son indispensables en la descripción e interpretación ambiental de los afloramientos estudiados en el Sarrabus. Esta recopilación previa de datos pretende también una visión crítica sobre algunos tópicos ampliamente extendidos (por ej., la clara distinción entre pillows y pahoehoe) cuya aplicación directa es muy peligrosa, en especial analizando afloramientos individuales fuera de su contexto geológico.

La información bibliográfica recopilada sobre las lavas almohadilladas ha sido contrastada sobre el terreno (además de en el Sarrabus) en ejemplos excelentes y bien conocidos como los de la Zona Subbética, el complejo volcánico del Arcuentu (Cerdeña Centrooccidental) y en diferentes zonas del complejo volcánico del Etna, en Sicilia.

6.7.2.- Características principales de las lavas almohadilladas (pillow-lava). Condiciones de emisión, tipos de litofacies asociadas.

Las lavas almohadilladas se forman por la intrusión de magmas de composición intermedia-básica en medio subacuático o subglacial. Este hecho está fuera de toda duda, tanto por lo que se refiere a muchos ejemplos fósiles (presencia de pillows en

secuencias enteramente subacuáticas) como por observaciones directas (en Hawai, Islandia, etc.), incluso registradas en películas muy difundidas.

El resultado del contacto entre un magma caliente y relativamente fluido y el agua es la expansión de éste en el agua mediante protusiones de morfología tubular, que frecuentemente avanzan entrelazándose irregularmente. En el contacto agua-magma se forma una película de gas, por vaporización del agua, que en parte actúa como aislante térmico e impide un más rápido enfriamiento del magma. Este rápido enfriamiento del magma conduciría a la formación de fragmentos angulosos (hialoclastitas), motivo por el cual algunos autores han pretendido justificar teóricamente la formación de los pillows a partir de una cierta profundidad del agua. Dicha justificación se fundamentaría en que sólo a partir de una cierta profundidad la presión hidrostática evitaría la migración de la cámara aislante gaseosa generada entre el magma y el agua. Tal razonamiento carece de validez general, ya que se conocen ejemplos de pillows generados en zona intermareal (véase, por ej., FURNES & BIRGIR FRIDLEIFSON, 1974).

Desde un punto de vista estrictamente morfológico, podemos indicar que los pillow-lavas presentan tres litofacies principales (CARLISLE, 1963, FURNES, 1972): pillows aislados en sedimento, pillows asociados en un empaquetado compacto, y fragmentos de pillows mezclados con material epiclástico y/o hialoclastico y/o sedimentario. Todos estos tipos se pueden dar solos o asociados entre sí, siendo esto último lo más frecuente, junto con la presencia de coladas de lava masiva, más o menos vesiculada, de la misma composición de los pillows.

Los pillows aislados en el sedimento consisten en cuerpos con forma de cojín, dimensiones variables entre unos pocos centímetros y varios metros, y una superficie externa más o menos redondeada. En muchos casos existen evidencias de emplazamiento del pillow en condiciones aún plásticas, con ligeras deformaciones o aplastamientos.

Los apilamientos de pillows pueden contener cantidades variables de material intersticial entre las almohadillas, tanto de origen volcánico como sedimentario, y en ellos es muy frecuente que los pillows aparezcan aplastados.

La interpretación teórica clásica sobre el origen de estos dos tipos de pillows es que durante la emisión del magma éste sale expulsado antigraavitativamente en el interior del agua un cierto número de metros, pero rápidamente es fragmentado por ésta en pequeños cuerpos aproximadamente esféricos, que al caer inmediatamente sobre el fondo marino aún no litificados se aplastan dando la morfología típica en almohadilla. En esta interpretación los pillows aislados se producen en momentos en los que la tasa de emisión es muy baja, mientras que los apilar

nientos se producirían en momentos de mayor emisión y serían acúmulos de almohadillas individuales.

La formación de pillows individuales pudo ser confirmada en 1971 por Moore y sus colaboradores en las Hawai. Estas observaciones no hacen sino confirmar una interpretación lógica de paleovolcanismo bien asentada. Hay que matizar, no obstante, que en los ejemplos observados en las Hawai el porcentaje de formación de pillows aislados era mínimo respecto a los casos de pillows tubulares radicados, y que el mecanismo de formación de los pillows individuales no implicaba expulsión violenta del magma hacia arriba, sino desgajamiento desde un pillow tubular que aún se expandía preferentemente en zonas de ladera o desniveles pronunciados. Posteriormente el pillow se deslizaba rodando ladera abajo en la mayoría de los casos.

Por lo que se refiere a la interpretación clásica de los apilamientos de pillows individuales, en muchos de los casos procedía de una visión parcial, en general bidimensional de los afloramientos. No es necesario insistir en que cualquier sección planar de un cuerpo tubular curvo da una superficie elíptica. En realidad son muchos los trabajos descriptivos que en los últimos 20 años han destacado la existencia de tránsitos continuos desde lava compacta, más o menos vesiculada, hacia los pillows cuya morfología era tubular, muy contorsionada y con amplios entrelazamientos entre los diferentes pillows.

Por lo tanto, parece que los apilamientos de pillows individuales son posibles, pero en general deben ser bastante raros, y lo correcto en la mayoría de los casos sería hablar de pillows radicados en cuerpos de lava masiva. Los trabajos de JONES (1968), FURNES (1972), VUAGNAT (1975), MOORE (1975), LONSDALE (1977), MOORE & LOCKWOOD (1978), WELLS et al. (1979) y YAMAGISHI (1985) son suficientemente conclusivos al respecto. Cuando los pillows son observados en buenos afloramientos bidimensionales correspondientes a su plano superior pueden ser confundidos con expansiones del tipo "tongue" de las lavas pahoehoe.

Las brechas de pillows o breccia-pillow pueden tener diferentes orígenes: desgasificación, procesos hialoclásticos, autobrechado por parte de la lava en expansión, caída de los pillows ya litificados por una ladera y destrucción mecánica, etc. Probablemente todos estos procesos tienen lugar, con mayor o menor intensidad en casi todas los ambientes de formación de pillows, y las diferencias de interpretación en cada caso no dejan de ser de importancia secundaria o local. Por otra parte, hay que resaltar que la presencia de pillow-breccia en cantidades variables es casi indisociable de la misma formación de los pillows.

De lo anteriormente dicho podemos concluir que existen tres tipos principales de litofacies: pillows (tubulares) radicados en lava masiva, fragmentos de pillows aislados o breccia-pillows y, en menor medida, pillows individuales.

Visto esto, cabe preguntarse qué diferencia existe entre las pillow-lava y ciertos tipos de lavas pahoehoe. Esta cuestión es importante, ya que presupone el condicionar el valor de las pillow-lavas como indicadores de ambiente subacuático. LEWIS (1914) ya infirió por analogía entre las morfologías de unas y otras que las pillow-lavas se formaron y propagaron de la misma manera que el avance digital de los flujos de lento movimiento de pahoehoe, que a principios de siglo ya eran bien conocidas.

Esta cuestión está bastante clara, por lo menos desde el trabajo de JONES (1968) y la subsiguiente polémica (JOHNSTON, 1968; JONES, 1969): tanto por lo que se refiere a las estructuras superficiales e internas que podemos hallar en las pillow-lavas (véase más adelante) como por la morfología de los pillows, y por lo que conocemos de su proceso genético son indistinguibles trabajando en el campo del paleovolcanismo. Durante los años setenta se sostuvo que podía existir una diferencia de dimensiones, pero muchas descripciones posteriores han demostrado que esta afirmación era infundada, ya que las pillow-lavas tubulares pueden ser tan grandes como las pahoehoe.

La única característica diferencial entre unas y otras es que las pahoehoe en general son mucho más escoriáceas que las pillow-lavas, pero está claro que el índice de vesiculación no es un criterio definitivo de distinción de ambiente subacuático. WELLS et al. (1979) señalan al respecto que mientras en los pillows formados a profundidades menores a los 450 m las vesículas son grandes y abundantes, en los pillows abisales suelen ser esféricas y con dimensiones del orden de 5-100 micras. KAWACHI & PRINGLE (1988) han señalado que los pillows generados en ambiente somero pueden presentar un contenido muy pobre en vesículas debido a la condensación del agua contenida en el magma en el sector externo del pillow (y posterior eliminación por implosión, durante el enfriamiento de éste).

La atribución de un ambiente subacuático se tiene que basar necesariamente en la convergencia de una serie de criterios favorables: ubicación de las lavas en el seno de una secuencia subacuática ininterrumpida, contenido paleontológico característico, ausencia de evidencias de emersión, etc.

Puestas así las cosas, cabe preguntarse qué información nos ofrece el estudio de los pillows, desde un punto de vista ambiental. En primer lugar, las estructuras superficiales e internas de los pillows son muy características, y su reconocimiento permite por una parte confirmar que se trata de productos extrusivos (y no sills o filones) y evaluar el grado de deforma-

ción tectónica de los materiales (FURNES, 1972), que en general será bajo o inexistente si se conservan las citadas estructuras. En segundo lugar, en nuestro caso concreto tiene interés estudiar las estructuras internas, ya que en muchos casos incluyen la existencia de vesículas y/o cavidades, y éstas aparecen frecuentemente mineralizadas, motivo por el cual es interesante cual ha podido ser su evolución (cronología de la mineralogía epigenética que contienen). Además, estas estructuras internas proporcionan información sobre las características del ambiente genético de los pillows, y del tipo y tasa de aporte de lava.

En tercer lugar, es importante conocer las dimensiones y morfología de las litofacies que contienen pillows, así como sus relaciones espaciales con otras manifestaciones efusivas, para ver si son similares a las de los cuerpos análogos actuales o recientes que han podido ser estudiados en los fondos oceánicos. Esta comparación tiene por objeto, obviamente, el conocer hasta que punto podemos realizar estudios de tipo actualístico con estos materiales.

Siguiendo con lo que decíamos respecto a las similitudes pillows-pahoehoe, LONSDALE (1977) ha descrito la existencia de pahoehoe abisales, no ya del tipo de movimiento lento, sino del tipo de las que llegan a expandirse en coladas extensas y llanas, dando lavas cordadas y localmente remolinos en la superficie del flujo. Estas pahoehoe aparecen asociadas a zonas de pillows; en general los pillows constituyen prominencias aisladas en el fondo marino, y las pahoehoe aparecen rellenando los espacios entre ellas. Otros autores confirman estos datos, señalando que los pillows aparecen frecuentemente asociados a zonas de desniveles importantes, o asociados a fracturas distensivas o en dirección, y que corresponden a momentos en los que la tasa de efusión fue alta (WELLS et al., 1979; EINSELE, 1985, etc.). Las dimensiones de los cuerpos con pillows citadas por estos autores son comparables a las halladas en los materiales paleozoicos del Sarrabus (del orden de 100-200 m de altura, 500-1000 m de longitud y 300-500 de anchura).

6.7.3.- Estructuras internas de los pillows.

- Pillows huecos y pillows macizos (fig. n. 145).

Una de las características principales de los pillows es que en muchas ocasiones sus secciones muestran que el interior del pillow es hueco, o sólo aparece parcialmente relleno de lava. La existencia de los pillows huecos confirma que, de hecho, un pillow es una estructura consistente en un saco o una superficie externa que se infla como un globo, a medida de que hacia su interior fluye la lava. Si ésta es parcial o totalmente drenada a

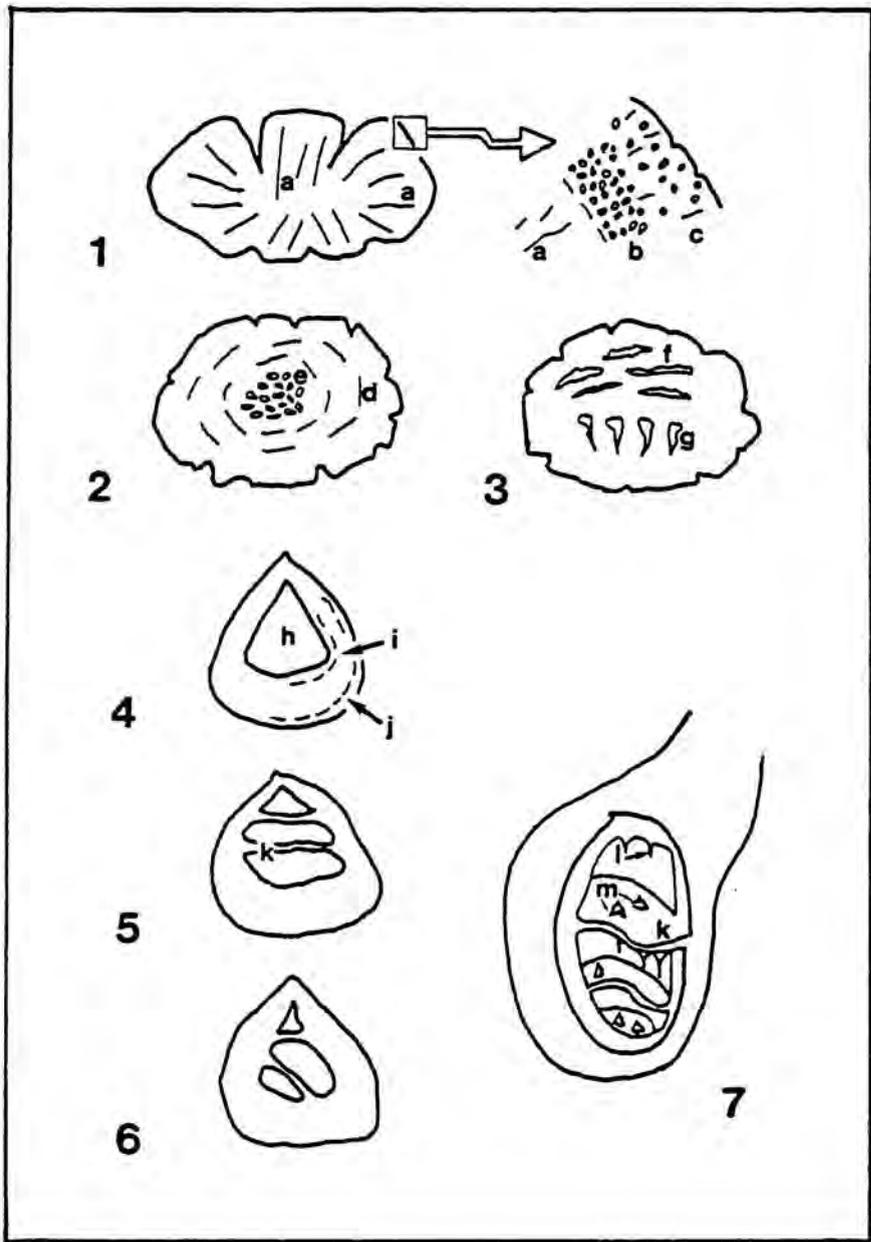


Fig. 145.- Representación esquemática en sección de diferentes tipos de pillows, con sus correspondientes estructuras internas. Pillows masivos: 1-3.

Pillows huecos: 4/ Pillow con cavidad central única. 5/ Pillow con tabiques de lava horizontales y varias cavidades internas. 6/ Pillow con tabiques de lava a diferentes inclinaciones (estructuras geopetales relacionadas con el proceso del crecimiento del pillow). 7/ Representación de un pillow completo seccionado, mostrando la disposición de los diferentes tabiques y estructuras internas.

Estructuras internas: a/ Fracturas radiales. b/ Zona de borde con concentración selectiva de vesículas. c/ Zona vítrea con vesículas más espaciadas, microfracturas y opcionalmente desarrollo de texturas de tipo shard. d/ Fracturas concéntricas. e/ concentración selectiva de vesículas en un núcleo escoriáceo. f/ vesículas (y/o sus acumulaciones) subhorizontales. g/ vesículas (y/o sus acumulaciones) subverticales ("pipes"). h/ oquedad central. i/ borde vítreo interno. j/ borde vítreo externo. k/ tabique subhorizontal de lava. l/ estalagmita de lava. m/ estalagmita de lava.

posteriori, previamente a su consolidación, el pillow tiene cavidades de diferentes tipos, que se pueden preservar siempre y cuando la superficie externa de lava sea ya rígida y consecuentemente no se deforme plásticamente colapsando y eliminando las cavidades por aplastamiento. Cuando estas estructuras se preservan, pueden estudiarse y clasificarse, y suministran información referente a la polaridad de la secuencia, el mantenimiento o no de la horizontalidad durante el crecimiento del pillow, la existencia de interacciones agua-lava con el consecuente enfriamiento de ésta, la existencia de pulsaciones en el aporte de lava, etc.

En conclusión, los pillows pueden ser clasificados en pillows huecos, cuando la mayor parte de su interior está ocupado por porosidad primaria, y pillows completos o macizos, cuando dicha porosidad es volumétricamente poco importante, o inexistente. Como es lógico, existen todos los tránsitos posibles entre uno y otro caso. En el caso de los pillows huecos, como en el de las vesículas, la cavidad primaria puede ser rellenada por un precipitado químico tardío, e incluso por sedimento.

- Vesículas (fig. n. 145, 1-3).

Las vesículas son estructuras primarias consistentes en cavidades producidas por desgasificación del pillow, de morfología esférica o de elipsoide de rotación, que pueden aparecer aisladas y distribuidas homogéneamente en el pillow (lo que en principio es un criterio de profundidad considerable de formación de éste) o bien asociadas en estructuras complejas, con una distribución característica dentro del pillow.

La existencia de vesículas de diferentes tamaños y con distribuciones características son muy frecuentes, en especial en el caso de los pillows masivos, donde pueden aparecer mejor representadas. Ya ha quedado indicado más arriba que la existencia de vesículas abundantes y de gran tamaño es típica de pillows formados en profundidades relativamente someras; no obstante, en estos casos los pillows muy vesiculados suelen aparecer íntimamente relacionados con pillows masivos, no vesiculados.

En los casos de pillows generados en ambiente somero también es frecuente una mayor concentración de las vesículas en la zona de techo del pillow, o bien su disposición según estructuras radiales (KAWACHI & PRINGLE, 1988). Si las vesículas son muy grandes y abundantes y aparecen muy concentradas en el sector de techo del pillow, éste llega a tener un aspecto escoriáceo, limitado hacia el techo por la superficie maciza del saco externo del pillow.

Otra disposición orientada que pueden adoptar las vesículas en los pillows macizos es la concéntrica, según superficies preferentes. Normalmente aparece en pillows de sección transversal esférica o subesférica.

Más rara es la existencia de vesículas asociadas verticalmente en estructuras de desgasificación de tipo "pipe" o chimenea, con un diámetro creciente hacia el sector de techo del pillow. Estas estructuras suelen aparecer concentradas en el tramo inferior del pillow (FURNES & SKJERLIE, 1972), tienen diámetros de hasta 0.5 cm y alturas de unos 2-4 cm, y pueden ser empleadas, si son lo suficientemente abundantes, como indicadores de polaridad.

- "Piel" o corteza vítrea (fig. n. 145, 4).

La "piel" o superficie externa del pillow consiste, en los pillows modernos, en vidrio volcánico fresco y translúcido, conocido normalmente por el nombre de sideromelana. Este producto se produce por el rápido enfriamiento de la lava al entrar en contacto directo con el medio acuático. Este vidrio es rápidamente alterado a un producto mineraloide conocido por el nombre de palagonita, y el proceso de palagonitización consiste en una

alteración en la que vidrio es hidratado, el Fe es oxidado, existe pérdida de sílice y de algunos óxidos (casos del Mg y el Na) y ganancia de otros óxidos (como es el caso del mismo Fe y el K). El resultado es un producto amorfo o pobremente cristalino, de color variable entre amarillo y rojizo.

Como es lógico, en materiales antiguos como los que son objeto de nuestro estudio la sideromelana no se ha conservado, pero por el contrario sí es prácticamente onnipresente la existencia de una zona externa de dimensiones centimétricas, macroscópicamente distinguible del resto (incluso en el caso de los pillows macizos) por un nítido bandeado de color, y que petrográficamente se puede diferenciar del resto por un menor contenido en cristales magmáticos, incluso en el caso de que no se conserve la palagonita sino un producto cristalino.

Además, en general se observa una brusca disminución en la cantidad de vesículas presentes, ya que al enfriarse rápidamente la lava tiene muchas menos posibilidades de completar la desgaseificación. Por el contrario, el nivel inmediatamente adyacente hacia el interior del pillow suele ser muy rico en vesículas (FURNES, 1973), lo que se traduce en un aumento brusco de la porosidad o en una variación de color aún más nítida, en el caso de que las vesículas hayan sido rellenadas por otros productos a posteriori. Este aumento en el número de vesículas suele ir acompañado de una disposición filamentososa del vidrio asociado (MOORE & LOCKWOOD, 1978), perfectamente distinguible con el microscopio electrónico de barrido.

Por lo que se refiere a la palagonita, en algunos casos el grado de conservación es bueno, incluso en condiciones similares a las que han sufrido nuestros materiales.

En algunas ocasiones se observa en las secciones de los pillows la existencia de dos o más "pieles" o antiguos bordes vítreos superpuestos. Este tipo de estructuras son normalmente atribuidas a reiterada interacción de la lava con el agua, debido a la existencia de fracturas originadas por retracción en las "pieles" vítreas más exteriores, ya consolidadas.

También se puede hallar en relación más o menos directa con estas estructuras parches o estructuras vagamente radiales de vidrio (o productos desvitrificados, según los casos), atribuíbles al mismo origen.

- Piel o corteza múltiple. En algunos pillows macizos se observa la existencia de dos o más pieles o cortezas vítreas del pillow. Las cortezas contenidas en el interior de éste pueden aparecer asociadas localmente a pequeñas bolsadas de sedimentos e hialoclastitas, y se caracterizan por ser discontinuas y limitadas únicamente a una pequeña parte de la superficie total del pillow. KAWACHI & PRINGLE (1988) han interpretado la existencia

de este tipo de estructuras internas en pillows de ambiente somero como el producto de implosión de éstos.

Este tipo de estructuras se pueden también formar en otras condiciones, como por ej. en el caso de pillows huecos aplastados.

- Fracturas internas (fig. n. 145, 1 y 2).

Las fracturas internas pueden tener o no tener continuidad en la superficie del pillow. Se trata en general de fracturas originadas por el rápido enfriamiento de la lava, lo que provoca una disminución en el espacio ocupado por ésta y la consiguiente retracción.

Las fracturas de tipo radial normalmente parten del exterior del pillow, donde se manifiestan en forma de una superficie craquelada en "corteza de pan", y en muchos casos no llegan al centro del pillow. Las fracturas de tipo concéntrico se desarrollan preferentemente en los pillows macizos y consisten en una típica disyunción de espaciado centimétrico en "piel de cebolla", manifiesta en todo el pillow.

- Borde vítreo interno (fig. n. 145, 4).

En los pillows huecos, o mejor aún en los parcialmente huecos, en ocasiones existe una piel o borde vítreo interno, similar a la piel externa del pillow. Se interpreta su origen como debido a un rápido vaciado, cuanto menos parcial, de la lava del interior del pillow, con una rápida invasión del espacio liberado por parte del agua.

- Láminas de lava y estructuras estalagmíticas asociadas (fig. n. 145, 7).

En los pillows huecos en ocasiones se observa la existencia de una o varias láminas delgadas de lava solidificada, a diferentes niveles dentro de la cavidad. Estas láminas pueden ser continuas, o bien ser únicamente rebabas que sobresalen unos pocos centímetros de la pared interna de los pillows. En los casos en los que las láminas son más continuas suelen ser frecuentes los depósitos de goterones de lava, en las zonas superiores de las láminas o en la base de la cavidad, y de pequeñas "estalagmitas" de unos milímetros o un cm, en las zonas inferiores de las láminas.

Estas estructuras laminares son interpretadas como la evidencia de fluctuaciones en el nivel de lava dentro del pillow, con sucesivos drenajes de ésta hacia niveles inferiores, en un instante en el que el nivel superior de lava (que ya no llenaba todo el pillow) estaba parcial o totalmente consolidado (GRENNE & ROBERTS, 1983; MOORE & CHARLTON, 1984).

No es raro el hallar que dos láminas sucesivas de lava dentro de un mismo pillow tengan un ángulo más o menos marcado entre sí. Este hecho se interpreta como variaciones de la posición del pillow durante su crecimiento y emplazamiento, de modo que la paleohorizontal quedó registrada en cada momento por la lámina interior de lava.

- Brotes o yemas (estructuras de radicación).

Este tipo de estructuras, conocidas en la literatura anglosajona como "budding pillows", se manifiestan en la sección longitudinal de un pillow como crecimientos de un pillow a partir de otro de tamaño mayor, de modo que se observa que éste último está desventrado por algún lugar y en ese lugar existe una superposición entre la "piel" o corteza vítrea del pillow padre y una nueva corteza que parte del interior de aquel y se expande hacia el exterior. En diferentes escalas se observa que éste es el proceso normal de desarrollo de nuevos pillows.

Un caso particular de este tipo de estructuras es aquel en el que el brote o pillow hijo permanece en el interior del pillow padre, sin llegar a expandirse en el exterior de éste. Esto sucede únicamente en aquellos casos en los que el contenido de lava de un pillow dado es completamente drenado, el espacio hueco en su interior se conserva (ya que la corteza o piel externa del pillow ya se había consolidado) y posteriormente se produce una nueva inyección de lava de dimensiones más limitadas en el pillow, en el interior del cual hay ya presencia de agua. Este caso, aunque complejo, ha sido bien documentado (GRENNE & ROBERTS, 1983).

6.7.4.- Estructuras superficiales de los pillows.

Las estructuras superficiales de los pillows constituyen accidentes e irregularidades en la "piel" externa de lava del pillow, y consecuentemente la tipología que podemos hallar está condicionada por la velocidad de enfriamiento de dicha piel, y la interacción de la lava interna, aún fundida, con ella. Las descripciones de estructuras superficiales son relativamente frecuentes e incluso muy detalladas (véase por ej., MOORE & LOCKWOOD, 1978), pero hasta el reciente trabajo de YAMAGISHI (1985) no existía una tipología exhaustiva. La fig. 146 C recoge, con ligeras modificaciones, dicha tipología.

Hay que señalar que YAMAGISHI (1985) no recoge ejemplos de pillows huecos más o menos aplastados durante su emplazamiento, y consecuentemente la tipología que presenta es muy adecuada para la interpretación de pillows durante su proceso de crecimiento

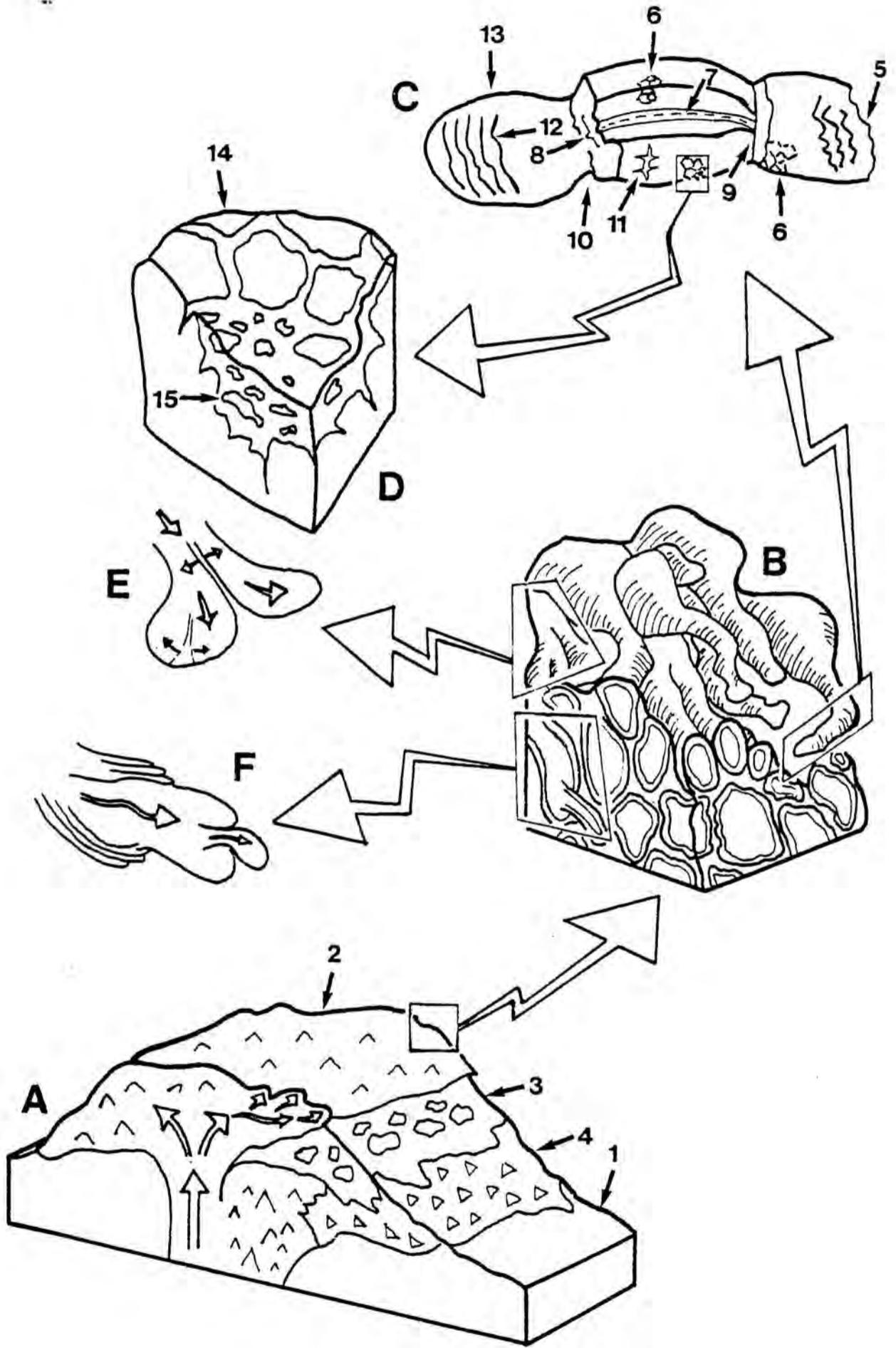


Fig. 146.- Condiciones de yacimiento, estructuras superficiales y mecanismos de crecimiento en pillow-lavas.

A/ Esquema general de las relaciones entre pillow-lava, pillow-breccia e hialoclastitas.

B/ Bloque diagrama mostrando las relaciones entre pillow-lava radicados (tubulares).

C/ Estructuras superficiales en un pillow-lava (según YAMAGISHI, 1985, ligeramente modificado).

D/ Esquema de los procesos de hialoclastización en la superficie de un pillow lava.

E/ y F/ Esquema (en sección) de los procesos de crecimiento de los pillow-lava a partir de las fracturas longitudinales y transversales.

1/ Materiales siliciclásticos. 2/ Lavas masivas y pillow-lavas.

3/ Pillows aislados en hialoclastitas (pillow-breccia). 4/ Hialoclastitas. 5/ Arrugas longitudinales. 6/ Grietas de retracción. 7/ Sutura longitudinal. 8/ Grieta longitudinal. 9/ Fractura transversal. 10/ Constricción. 11/ Grietas tensionales. 12/ Arrugas cordadas (transversales). 13/ Brote de un nuevo pillow a partir de una fractura transversal. 14/ Grietas de retracción. 15/ Hialoclastización incipiente.

pero probablemente puede ser enriquecida por lo que se refiere a los pillows drenados de lava cuando la piel vítrea externa aún no estaba completamente consolidada. KAWACHI & PRINGLE (1988) también han aportado algunas novedades en lo que se refiere al conocimiento de los pillows sometidos a implosión, pero en conjunto la descriptiva referida a pillows retraídos en condiciones aún parcialmente dúctiles es incompleta.

- Las arrugas cordadas ("ropy wrinkle") son ondulaciones milimétricas o centimétricas de la superficie del pillow, perpendiculares a la dirección de expansión de éste y, consecuentemente, transversales a él. Estas arrugas se producen cuando la piel del pillow aún tiene un comportamiento plástico pero está sensiblemente más fría que la lava que fluye en el interior de éste en el sentido de expansión del pillow.

- Las arrugas longitudinales ("corrugations") son estructuras similares a las arrugas cordadas, algo más discontinuas y/o irregulares y en general paralelas a la dirección de expansión del pillow. Su origen puede estar en muchos casos en el drenaje parcial de la lava contenida en el pillow (formación de un pillow hueco).

- Las grietas de retracción ("contraction cracks") se producen cuando el enfriamiento del pillow está ya más avanzado, y se produce una sustancial pérdida de volumen en la piel vítrea de éste. La morfología tubular de los pillows hace que la subsiguiente separación entre los dos fragmentos sometidos a retracción disminuya, o incluso desaparezca, hacia el interior del pillow, en donde por otra parte el enfriamiento es mucho más lento. Estas grietas pueden estar incluso únicamente limitadas a una piel vítrea más o menos gruesa del pillow, y se manifiestan en la superficie en una típica "corteza de pan". Este tipo de retracción provoca el descascarillado de la piel vítrea de muchos pillows, en especial cuando son sometidos a desgajamiento y caída a lo largo de una vertiente, y es el origen de hialoclastitas asociadas a los pillows. Además de las grietas de retracción macroscópicamente visibles, son muy frecuentes las microfracturillas de dimensiones milimétricas ("tiny joints") perpendiculares a la superficie vítrea del pillow.

Un caso particular, aislado de otras grietas de retracción, es el de las grietas tensionales ("Tensional cracks"), que aparecen aisladas sobre una superficie más o menos lisa del pillow.

Las estructuras producidas durante el desventramiento de un pillow pueden clasificarse en longitudinales y transversales. Las estructuras longitudinales son a "grosso modo" simétricas respecto al pillow, mientras que las transversales se forman en extremos prominentes de éste y son claramente asimétricas respecto a él.

- Estructuras de desventramiento longitudinales. Se trata fundamentalmente de una estructura de tipo rift central, con una grieta longitudinal de expansión central ("longitudinal symmetric spreading crack") y, opcionalmente, una (o unas) pequeña sutura central de traza pobremente definida ("smaller crack").

- Estructuras de desventramiento transversal. Se trata de grietas transversales de traza más o menos irregular ("asymmetric spreading crack") que coinciden con la zona de nacimiento de un nuevo pillow o, considerando toda la estructura tubular del pillow como una unidad, con una zona de constricción ("constriction zone") de éste.

6.7.5.- Proceso de formación de los pillows, y su relación con las estructuras internas y superficiales que contienen.

La morfología externa de los pillows, su carácter prevalentemente tubular, entrelazado, y radicado en pillows de mayores dimensiones, y sus estructuras internas y externas permiten interpretar perfectamente su proceso de formación.

Los pillows se forman a partir de coladas de lava, en el momento que confluyen las condiciones físicas necesarias para su formación. Aunque no tendría sentido aquí entrar en ese campo, podemos indicar que la conductividad térmica del medio receptor (mayor en el caso del agua que en el del aire) puede ser un factor importante, pero no es decisivo, ya que existen otros factores que la pueden modificar (formación de una película de vapor) y que el flujo lento de la lava parece probado en la mayoría de los casos. Esto explica las analogías, por no decir la equivalencia, entre los pillows radicados y ciertos tipos de pahoehoe subaéreos.

Cuando un pillow se forma, la superficie externa se hincha, como un globo de chicle, y mientras está lo suficientemente caliente se comporta más o menos solidariamente con el resto de la lava que contiene, de modo que ésta puede incorporarse a la superficie externa sin llegar a formar estructuras reconocibles a posteriori. La morfología del pillow que se forma tiende a tubular, pero si el aporte de lava es importante y continuo inevitablemente la parte frontal del pillow constituye un lóbulo algo más engrosado que su zona de raíz.

Cuando la tasa de aporte de nueva lava en el interior de un pillow ya formado es muy grande, o bien la piel o superficie externa del vidrio está bastante endurecida y no puede continuar dilatándose para acoger más lava, el pillow se fractura y se forma una nueva yema o germen de pillow, que continúa creciendo. Las estructuras superficiales de los pillows demuestran que esta fractura o desventramiento del pillow se produce preferentemente en sentido longitudinal o transversal al pillow, de modo que los nuevos pillows crecen y se extienden a partir de una zona central longitudinal, a partir de una zona frontal transversal, o simultáneamente en ambas (véase fig. n. 146 C,E,F). Este proceso sucede en todas las escalas, desde megapillows tubulares de varias decenas de metros de diámetro hasta pillows de unas pocas decenas de centímetros de diámetro.

La existencia de pillows huecos, y las estructuras internas que éstos contienen demuestran que en algunos pillows se produce un drenaje de la lava previamente inyectada en ellos; este drenaje debe ser necesariamente antigravitativo, de modo que la lava eliminada de los pillows va a parar a niveles superiores. En conjunto, un frente de pillows tubulares radicados en una misma colada de lava está en alguna medida interconectado. Es razonable pensar que el desventramiento de los pillows inferiores, con el consiguiente crecimiento de nuevos pillows a partir de ellos puede provocar el vaciado de los pillows suprayacentes interconectados en términos de aporte de lava. Esto explica la coexistencia de pillows huecos y pillows macizos, y en ocasiones su superposición estratigráfica. Los megapillows cuando se conservan

suelen ser macizos y pueden presentar fracturas de retracción radiales respecto al eje del pillow muy bien desarrolladas

El desmembramiento de fragmentos de pillows por procesos de tipo hialoclástico, autoclástico, de inestabilidad topográfica, de la sismicidad asociada al volcanismo, etc., es un proceso inevitable en las condiciones ambientales de génesis de los pillows, y es bien conocido desde el estudio exhaustivo de CARLISLE (1963). El desarrollo de procesos de tipo hialoclástico aparece asociado a los pillows en la práctica totalidad de los casos, tanto en una escala macroscópica (las mismas grietas de retracción y el descascarillado de los pillows son una consecuencia directa del enfriamiento rápido) como en una escala microscópica ("tiny joints", vidrio filamentoso y "shards" de origen no explosivo en el sector externo de la piel del pillow o en la hialoclastita asociada, etc.).

En conjunto, la asociación lateral o vertical de litofacies previsible (fig. 146, A), con coladas de lava, coladas con pillows, fragmentos grandes y reconocibles de pillows aislados (breccia-pillow) en una masa sedimentaria de origen hialoclástico y finalmente hialoclastitas intercaladas en otros sedimentos se puede reconocer en muchos ejemplos modernos y antiguos.

6.8.- El volcanismo básico del Sarrabus.

6.8.1.- Introducción.

A diferencia de lo que hemos visto en el caso del volcanismo ácido, el volcanismo básico del Sarrabus era muy poco conocido con anterioridad a nuestro estudio. Un análisis estricto de la documentación publicada indica que únicamente CALVINO (1963) localiza con precisión en su cartografía de síntesis 1:100.000 la existencia de algunos afloramientos de rocas espilitizadas ("spilite amigdaloidi") en el Sarrabus Oriental, que en realidad corresponden probablemente a rocas de composición original intermedia; sin embargo, el importante afloramiento de Bruncu Su Tuvaraxiu (Sudoeste de Genn'Argiolas, Sarrabus Centrooriental) aparece erróneamente consignado en su cartografía como "porfidi grigi".

LEHMANN (1975, p. 469) probablemente se refiere a los mismos afloramientos de Calvino cuando cita la existencia de espilitas: "Spilitic rocks in the farther Sarrabus-Gerrei region occur at Baccu Arroddas, Masaloni, Mindarri and north and west of Monte Lora, their stratigraphic position partly belonging to the Lower Devonian".

Existen referencias de la existencia de rocas básicas en el sector del Sarrabus Occidental. BARCA (1981, p. 87) señala en el sector de Serra S'Ilìxi-Serra Is Luas: "... e, talora, di livelli decimetrici di vulcanite basica, grigio oscura, con tufi cineritici e brecciole". Esta descripción no se corresponde ni por sus características ni por sus dimensiones con las espilitas de la vertiente sudoeste de Pala Manna, ni con los potentes paquetes volcánicos de Serra S'Ilìxi. BARCA & MASCIA (1982), señalan genéricamente en el mismo sector la existencia de volcanitas básicas, pero estas indicaciones no van acompañadas en ninguna de las dos publicaciones de localización precisa sobre cartografía, indicación de la localidad, descripciones petrográficas ni datos geoquímicos que justifiquen tal atribución. En mi opinión, no se trata de los mismos materiales que han sido estudiados en este trabajo, ya que éstos son fácilmente caracterizables por sus características macroscópicas, por su petrografía y, sobre todo por las importantes dimensiones (tanto extensión areal como potencia) de sus afloramientos.

Por otra parte, hay indicios razonables de que diferentes descripciones petrográficas antiguas que hemos podido consultar, tanto inéditas como publicadas, de estudios referidos a las mineralizaciones del "filone argentifero" recogen como "porfiritas" algunas de las rocas intermedias y básicas que hemos estudiado.

En el Sarrabus Centrooccidental las primeras descripciones claras del carácter intermedio-básico de estas rocas y de sus principales afloramientos aparecen en GIMENO (1985) y SISTU (1985), referidas principalmente a las coladas espiliticas de la vertiente sudoeste de Pala Manna, y a los cuerpos intrusivos y coladas del sector Miniera Serra S'Ilixì-Rio Ollastu. En estos trabajos se resaltó también la coexistencia espacial y el probable solapamiento temporal de estas rocas con el volcanismo ácido ("porfidi grigi", "quarziti", etc.) del Paleozoico del Sarrabus.

El interés que tienen estas rocas en el presente estudio es principalmente su directa relación con diferentes tipos de mineralizaciones, tanto por lo que se refiere a su posible papel como guía ambiental, como por contener algunas de estas mineralizaciones y poder esclarecer el momento en que se formaron (diseminaciones, rellenos de vesículas primarias, etc.).

6.8.2.- Distribución y tipo de las rocas intermedias y básicas presentes.

Una primera observación que podemos realizar es que estas rocas aparecen distribuidas en el seno de la secuencia siliciclástica preferentemente en el Sarrabus Central, mientras apenas se conocen afloramientos de dimensiones cartografiables al este de Tuviois o al oeste de Genn'Argiolas. Por lo que se refiere a la edad de estas rocas volcánicas, su correlación con los niveles fosilíferos conocidos indican un rango mínimo que va cuanto menos desde el Silúrico más bajo (Serra S'Ilixì-Rio Ollastu) hasta el Devónico Superior (espilitas del Sudeste de Pala Manna).

Por lo que se refiere a las espilitas, los afloramientos estudiados (ej. típico, sector SO de Pala Manna) presentan las características clásicas de este tipo de rocas: disposición en colada (en general poco potentes), elevada vesiculación, mineralogía relativamente sencilla (plagioclasas albitizadas, cloritas, calcita, epidota, etc.; véase fig. 147), intercalación en una secuencia siliciclástica submarina, asociación clara con fracturas sinsedimentarias a partir de las cuales han fluido, eventuales relaciones con diques de análoga composición, emplazados en las citadas fracturas, presencia de zonas de brechificación a lo largo de fracturas más o menos subverticales de potencia decimétrica-métrica, etc.

Una característica significativa es la no existencia de relaciones directas con mineralizaciones de sulfuros, a diferencia del resto de las rocas volcánicas de composición intermedia-básica. En resumen, podemos señalar que se trata de rocas volcánicas fácilmente reconocibles por sus texturas (figs. 147 y

148), con una mineralogía original totalmente transformada, y que ofrecen una información bastante banal por lo que se refiere a las condiciones del ambiente en el que se han generado.

Por el contrario, en el caso de las rocas francamente básicas las litofacies existentes son bastante variadas, lo que hace que suministren mucha información sobre las condiciones ambientales. Con todo, podemos señalar una tipología elemental de litofacies:

- Cuerpos totalmente intrusivos.

- Cuerpos intrusivos de morfología cómica, parcialmente aflorantes sobre el fondo marino, con depósitos epiclásticos gruesos asociados.

- Cuerpos extrusivos potentes, formados principalmente por coladas de lavas vesiculadas que han fluído sobre el fondo marino mediante una actividad fisural controlada por las fracturas sinsedimentarias. Estos cuerpos localmente contienen pillow-lavas.

- Coladas prevalentemente constituidas por pillow-lavas.

El ejemplo de un cuerpo totalmente intrusivo es difícil de encontrar aisladamente, ya que normalmente aparecen asociados a las coladas. El ejemplo más didáctico probablemente es el que se puede reconocer sobre el cauce del Riu Ollastu al sureste de Su Zippiri, en las proximidades de Miniera Serra S'Ilixí. En ese sector existen diferentes septas de sedimentos siliciclásticos englobados en la terminación meridional del domo ácido de Bruncu Adamu, que aparece en ese sector intensamente alterado hidrotermalmente y con un color gris-rosado.

Los sedimentos siliciclásticos forman parte de la secuencia siliciclástica presente en la cuenca marina paleozoica, y contienen diferentes cuerpos básicos intrusivos, que se caracterizan por contactos irregulares (pero con tendencia planar) en la zona de techo al contacto con los sedimentos. Las rocas básicas en las proximidades del contacto tienen una textura holocristalina, están intensamente alteradas, dando una apariencia de skarnoide, y presentan cavidades irregulares de tipo miarolítico ocupadas parcialmente por cristales euhedrales de clinozoisita, hornblenda, etc., además de pátinas y/o botroides de óxidos e hidróxidos de Fe.

Del lado de los sedimentos es significativa una intensa alteración hidrotermal con precipitación de óxidos e hidróxidos de Fe, así como la difusa delimitación del límite con la roca básica, la eliminación local de la laminación de origen sedimentario, y la presencia de roca básica o skarnoide aislada en el

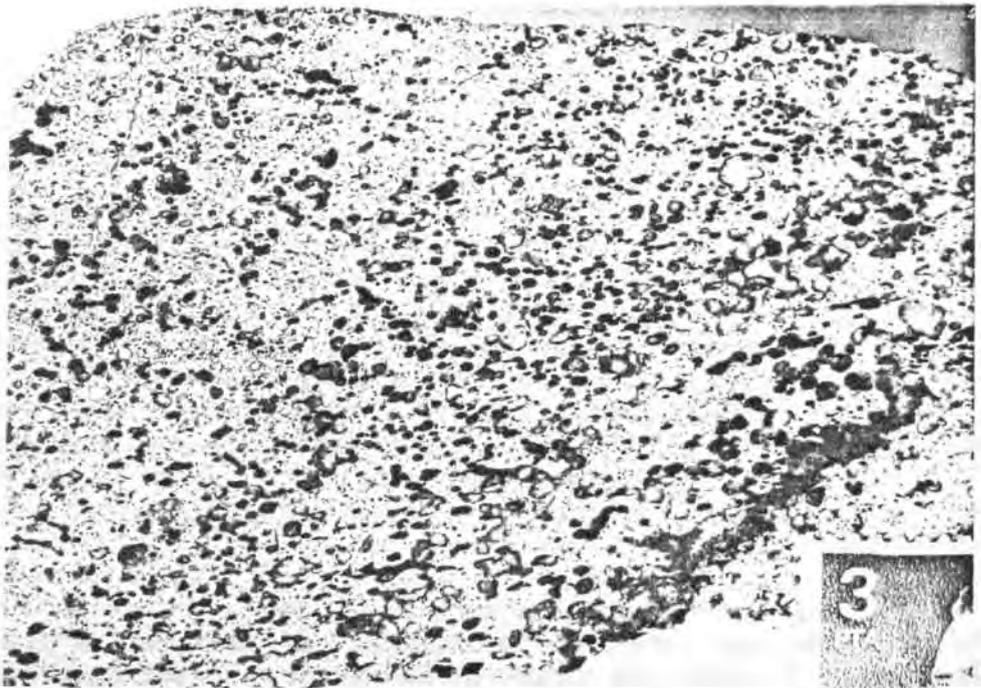
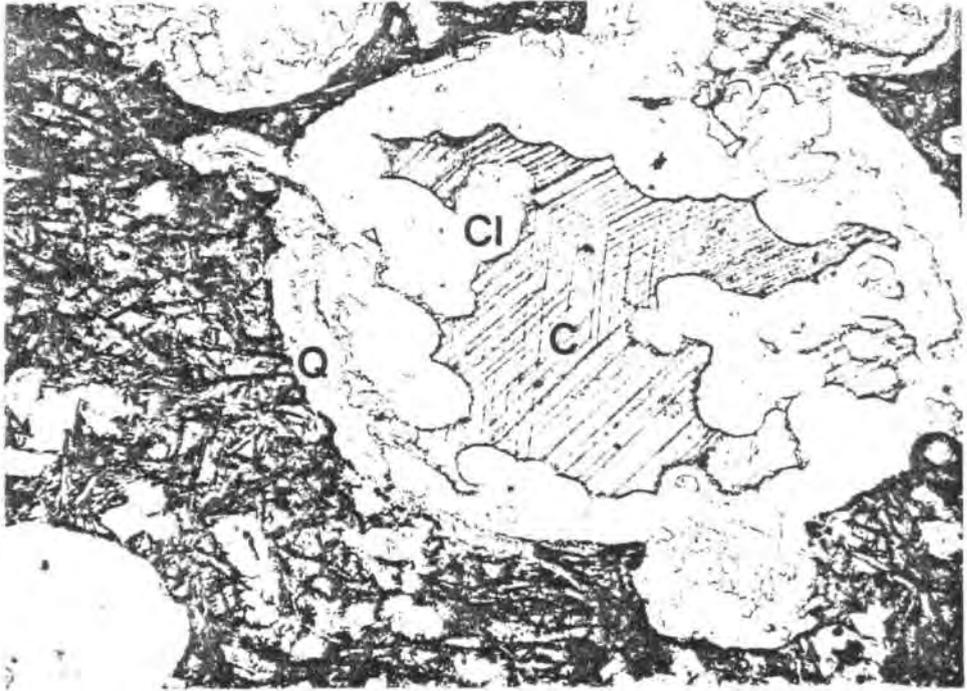


Fig. 147.- Secuencia de relleno sucesiva constituida por cuarzo ("Q")-clorita ("Cl")- Calcita ("C") en una espilita vesiculada del sector situado al suroeste de Pala Manna. Lámina delgada, muestra GD-128, luz paralela.

Fig. 148.- Espilita vesiculada. Laja pulida, procedente del afloramiento situado al SO de Pala Manna (Sarrabus Centro-occidental).

seno de los materiales siliciclásticos, principalmente en zonas en las que se ha desdibujado totalmente la naturaleza sedimentaria de los materiales. Todas estas últimas características son atribuibles a génesis de peperitas por intrusión de un cuerpo de composición básica en sedimentos aún pobremente consolidados.

Una característica de los cuerpos intrusivos es que frecuentemente presentan una mineralización sulfurada, en general asociada a la "skarnoidización" de la roca volcánica. Se hablará más en detalle de las mineralizaciones en el apartado correspondiente.

Otro buen ejemplo de cuerpo intrusivo podemos encontrarlo en Cuili Is Antiogus (Miniera Nicola Secci), donde existe una aureola de metamorfismo de contacto de algunas decenas de metros alrededor del domo, aunque al parecer este domo pudo ser parcialmente erosionado en medio subacuático poco después de su emplazamiento.

Otro ejemplo de cuerpo intrusivo es el sill situado en el sector centromeridional del cauce de Riu Minderri (Sarrabus Centrooriental), entre Baccu Sa Tuppa y Baccu Perdaccia, que únicamente aflora enteramente en su sector superior. Se trata de un cuerpo holocristalino, muy masivo, que ha desarrollado un vistoso metamorfismo de contacto en los materiales siliciclásticos suprayacentes (en el cauce del río, en el sector comprendido entre Baccu Sa Tuppa y Baccu Perdaccia), así como un vistoso pseudogossan restringido al tramo superior del sill y a los materiales siliciclásticos adyacentes al contacto.

El ejemplo clásico del segundo tipo (pequeños domos parcialmente extrusivos con depósitos epiclásticos gruesos asociados) se encuentra en la localidad de Cuili Sa Gotti Sa Perda (inmediatamente al oeste de Rocca Arricelli). En esta zona existen diferentes cuerpos dómicos de sección elíptica y dimensiones del orden de 200-50 m por 100-30 m (en planta). Estos cuerpos aparecen

arracimados en los alrededores del citado Cuili, tienen un claro carácter intrusivo y presumiblemente convergen en profundidad. Junto a ellos afloran diferentes cuerpos de exhalitas silíceas, principalmente radicadas, y tanto los domos básicos como las exhalitas aparecen claramente controladas en su emplazamiento por la existencia de una fractura sinsedimentaria de dirección O50-ENE. Desde el punto de vista paleogeográfico domos y exhalitas ocupan un paleoalto subacuático que se extendía en la dirección de la fractura, sobre cuyas laderas se depositaron sedimentos siliciclásticos hacia el norte y hacia el sur.

En la vertiente norte existe, en las proximidades de los domos y a una cota topográfica ligeramente inferior a ellos, diferentes depósitos de brechas de intraclastos de rocas siliciclásticas, niveles de areniscas finas intercaladas entre las lutitas predominantes, y niveles con pliegues sinsedimentarios y bloques de una roca volcánica básica holocristalina, de análoga composición a la de los domos (basaltos alcalinos). Los materiales lutíticos en los que los domos se han emplazado presentan facies caóticas, con pliegues desordenados, brechas, discordancias, etc.; aparentemente toda esta deformación está originada por los domos al intruir sedimentos inconsolidados.

Los niveles de areniscas situados en el talud norte muestran pliegues sinsedimentarios; este carácter sinsedimentario queda manifiesto por la relativa ductilidad con la que se han desarrollado, por su disarmonía e independencia respecto al encajante lutítico, por la ausencia de direcciones dominantes en los estudios mesotectónicos realizados, por el estilo tectónico (pliegues muy abiertos, propios de condiciones muy superficiales) y por su carácter centrífugo (contemplados globalmente) con respecto a los domos intrusivos.

Los bloques tienen dimensiones variables, llegando a 0.5-1 m. de diámetro (véase fig. 149), con morfologías variables entre una esfera y un elipsoide de revolución, y oscilan entre un carácter subangular a un redondeamiento bastante bueno. Aparecen englobados en un conjunto de materiales lutíticos y localmente se pueden reconocer las evidencias de deformación generadas sobre el substrato en el momento de su emplazamiento (sedimentario).

Los domos presentan un marcado desarrollo de procesos de alteración hidrotermal que podemos clasificar de "stockwork básico", por analogía con los stockworks clásicos de los sulfuros masivos vulcanogénicos desarrollados sobre rocas ácidas. Este "stockwork básico" presenta una rica mineralización sulfurada, que será descrita en el apartado correspondiente.

En conjunto, podemos interpretar toda esta asociación de litofacies como el producto de la creación de un paleoalto relativo en la cuenca en dirección E-O como consecuencia del emplazamiento aún endógeno de una masa ígnea a poca profundidad;

desarrollo de una sedimentación siliciclástica con sentidos de aporte bilaterales (desde el paleoalto hacia el norte y hacia el sur), emisión de domos de morfología cilíndrica o troncocónica a partir del cuerpo principal que llegaron a aflorar sobre el fondo marino, deformando a los sedimentos más próximos y desplazando a los existentes en la parte más alta del talud.

Dos aspectos dignos de ser resaltados de los bloques es que presentan un tamaño de grano algo menor que el predominante en los domos de los que presumiblemente proceden, y que en general muestran una alteración y un desarrollo de la mineralización sulfurada mucho menor que los domos. Por otra parte, estos bloques no muestran ninguna de las características morfológicas de los pillow-lava o de los pillow-breccia (véase cap. 6.7.)

La ausencia de coladas de lava, o de fragmentos de colada sobre los taludes, unida a la viscosidad relativamente baja previsible en magmas básicos, hace pensar en que el ápice del



Fig. 149.- Bloques de lavas básicas intercalados en las lutitas del paleotalud norte de Cuili Sa Gotti Sa Perda (oeste de Rocca Aricelli, Sarrabus Central).

domo debió extruir prácticamente consolidado al exterior, y que los bloques englobados en los materiales siliciclásticos proceden del desmoronamiento del sector más externo del ápice del domo, lo que explicaría el tamaño de grano (sector enfriado algo más rápidamente, pero no vítreo) y el carácter subangular de algunos bloques, sólo parcialmente atribuible a procesos hialoclásticos. Los bloques redondeados pueden corresponder a zonas algo alteradas hidrotermalmente in situ en el mismo domo (sector más externo del "stockwork básico"?). Esta interpretación explica igualmente el reducido volumen de material epiclástico asociado a la emersión del domo sobre el fondo marino.

El ejemplo más característico de coladas vesiculadas relacionadas con actividad fisural es el de la potente intercalación básica situada inmediatamente al sur de Miniera Serra S'Illixi (confluencia de Riu Ollastu-Riu Pranu) (véase la fig. 219). Se trata de un cuerpo radicado sobre una fractura de dirección ND-SE en el sector de Rio Pranu más próximo a la confluencia con Rio Ollastu, que presenta un afloramiento elongado en planta de 1 Km de longitud aproximadamente. Este cuerpo tiene en el sector de radicación una morfología en sección de tipo hongo, con una potencia variable de 50-75 m. que se acuña hacia los márgenes hasta unos 10-20 m.

La característica fundamental de estas coladas es el presentar un carácter más o menos masivo en el afloramiento, y su alto contenido en vesículas. Las vesículas aparecen preferentemente en los sectores claramente extrusivos, y aunque en general tienen una morfología esférica (fig. 150 y 151), pueden tener una morfología elipsoidal o francamente aplastada debida exclusivamente a flujo magmático durante el proceso de desgasificación de las coladas. Por este motivo se alternan, vertical y lateralmente en el afloramiento las vesículas deformadas y no deformadas, en especial en los sectores de margen de las coladas. Las vesículas están sistemáticamente rellenas de cuarzo, sulfuros (principalmente pirita), etc.

En los sectores más próximos a la zona de radicación (ambas vertientes de Rio Pranu) se puede distinguir que el carácter aparentemente masivo de las coladas de hecho no lo es tanto, y que existen cuerpos de dimensiones métricas y morfología más o menos lingüidal, que reposan unos sobre otros con carácter más o menos excéntrico respecto a la fractura que ha controlado la emisión de las lavas en el medio submarino.

Con todo, no se puede decir que estas estructuras lleguen a ser pillow-lavas. Por otra parte, el medio submarino está suficientemente demostrado por la intercalación lateral de las lavas en una secuencia puramente marina (véase fig. 219); de hecho, el avance de las coladas en el medio subacuático llega a desplazar en el margen occidental a niveles de lilitas fosilíferas

ras inconsolidadas, plegándolas y produciendo estructuras análogas a los pliegues de slump que frecuentemente aparecen en ellas.

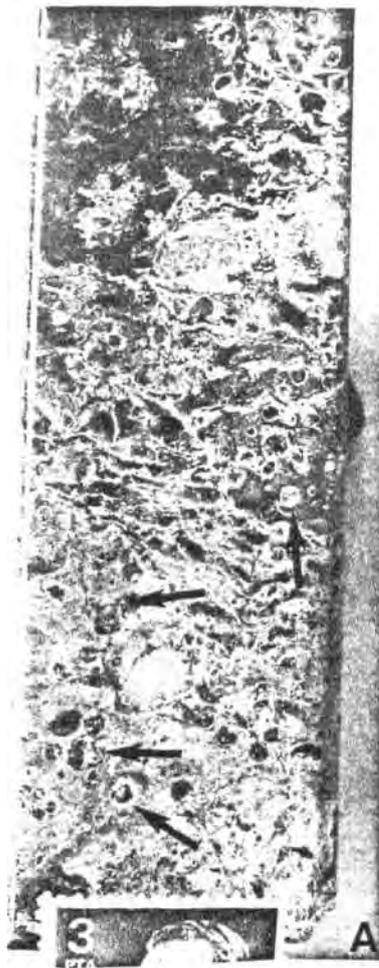
No obstante, en algunos sectores localizados, como en el sector superior de la secuencia de las coladas (cauce del Río Pranu, vertiente izda., sector más meridional del afloramiento) sí se puede reconocer la existencia de pillow-lavas. Se trata de pillows de 30-80 cm de diámetro, macizos, en un empaquetado compacto, y con presencia de fragmentos hialoclasticos de granulometría muy fina en los espacios intersticiales. Todas las características del afloramiento indican que se trata de pillows radicados entrelazados.

Otros ejemplos de pillows macizos seccionados, aislados en el seno de lava masiva (sills o coladas), aparecen a lo largo de la antigua "Strada mineraria", al este de Miniera Serra S'Ilixi (fig. 152). La existencia de estos pillows ampliamente subordinados en el seno de las coladas confirma que su existencia no es condición sine qua non en medio subacuático, y que, de hecho, podemos encontrar todos los términos medios en la tipología de facies del volcanismo básico submarino.

El mejor ejemplo de coladas de pillow-lavas está en Bruncu Su Tuvaraxiu (al SO de Genn'Areia, Sarrabus Centrooriental). Se trata principalmente de pillows masivos tubulares, radicados, de dimensiones variables entre varios metros y unos pocos cm de diámetro (figs. 153 y 154). Se observa la existencia de generación sucesiva de pillows a partir de otros mayores, con la formación de fracturas longitudinales y transversales en los pillows "padres" (véase cap. 6.7.4.). Asociadas a estas estructuras superficiales principales se pueden hallar otras como arrugas longitudinales y grietas de retracción, muy desarrolladas en algunos casos, ya que llegan a desembocar en la formación de zonas de hialoclastización incipiente (fig. 155).

Por lo que se refiere a las estructuras internas, aunque se trata predominantemente de pillows masivos con bordes vítreos bien desarrollados (con fracturas radiales, una "piel" desvitrificada bien desarrollada, etc.) hay que señalar que se han hallado núcleos escoriáceos y/o más o menos vítreos, así como cavidades centrales con restos de tabiques subhorizontales de lava, etc.

Como ya se indicó en la correspondiente parte teórica (cap. 6.7.3.) todas estructuras indican un estado de conservación excepcional que permite una correcta identificación de los pillows, de los sentidos de aporte de estos (hacia el sur-suroeste) a lo largo del paleotalud que ocupan, y de la polaridad de la secuencia litoestratigráfica. Este estado de conservación es igualmente otro criterio a añadir para excluir totalmente una



A



B

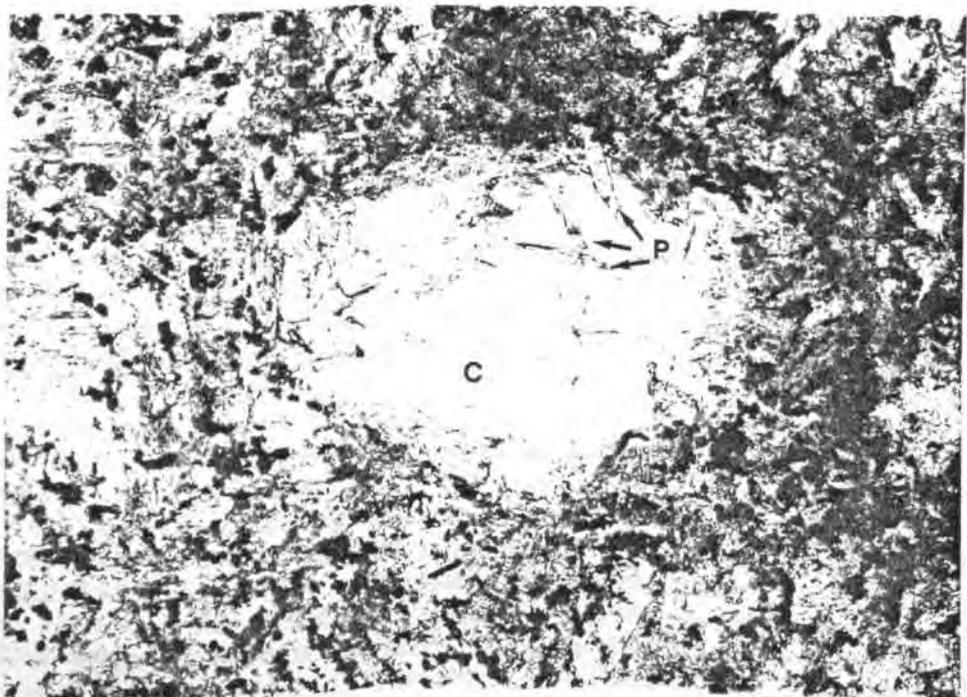


Fig. 150.- Ejemplos de coladas básicas vesiculadas.

A/ Detalle de una sección profundamente alterada hidrotermalmente, en la que no obstante aún se puede distinguir las vesículas rellenas de clinzoisita, anfíboles y sulfuros (flechas). B/ Detalle de las vesículas perfectamente esféricas (flechas). Este fragmento mide 2.5 x 4 cm. aprox.

Lajas pulidas, sector marginal (contacto con los materiales siliciclásticos) de las coladas situadas al sur de Miniera Serra S'Ilixí.

Fig. 151.- Detalle de textura holocristalina vesiculada en los basaltos alcalinos. Nótese que la vesícula presenta un borde principalmente ocupado por cristales idiomórficos aciculares de piroxeno augítico ("P"), mientras que el centro está ocupado principalmente por clinzoisita ("C"), poiquilítica respecto a unos pocos cristales de piroxeno idiomórficos aislados su seno. Sector situado al este de Miniera Serra S'Ilixí, en el cauce del Río Ollastu. Muestra SR-32, lámina delgada, luz paralela.

tectonización de estos materiales, hecho especialmente interesante si consideramos que están emplazados en una de las zonas que ha sido descrita como altamente tectonizada (véase caps. 7.2. y 7.5.).

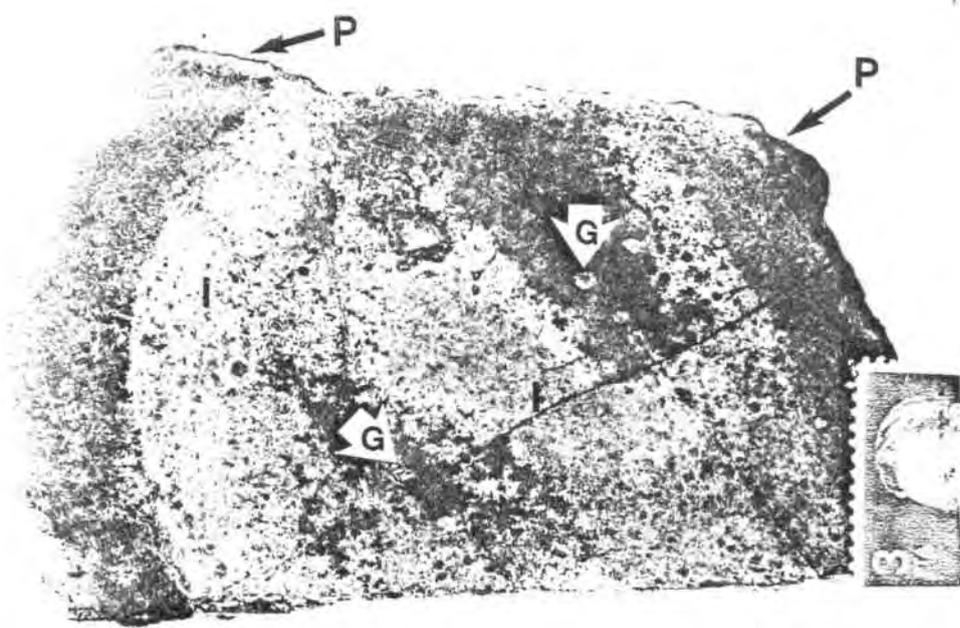


Fig. 152.- Sección pulida de un fragmento de pillow macizo de pequeñas dimensiones, procedente del sector al oeste de Serra S'Illixi (Strada minera, cauce del Riu Ollastu). Nótese la existencia de una piel externa (P) nitidamente remarcada por el cambio de color, un sector interno holocristalino (I) finamente vesiculado, y dentro de éste una mineralización sulfurada (en este caso concreto, de galena macrocristalina y esfalerita finamente diseminada: "G"). La piel externa presenta desarrollo de una textura microscópica vitroclástica auctóctona ("Shards" no explosivos) producto del enfriamiento rápido. Los sectores de color más oscuro en el interior del pillow son zonas caracterizadas por un desarrollo más acentuado de la alteración hidrotermal que podrían corresponder a cavidades internas del pillow (drenaje de la lava durante la formación del pillow) parcialmente rellenas en un segundo episodio (véase cap. 6.7.)

Fig. 153.- Sección transversal de una asociación de pillows tubulares radicados de grandes dimensiones, que aparecen entrelazados entre sí. Bruncu Su Tivaraxia, sector al SO de Rocca Arricelli.



Fig. 154.- Sección transversal de un pillow hueco, con un núcleo central escoriáceo. Bruncu Su Tuvaraxia, sector al SO de Rocca Arricelli.

Fig. 155.- Detalle de la génesis de hialoclastitas en un sector de borde externo de pillow, a expensas de la "piel" de este. El material rojizo-marronáceo que aparece intersticialmente entre los fragmentos hialoclasticos corresponde a antigua palagonita.

6.8.3.- Relaciones cronológicas y espaciales de las rocas básicas con el magmatismo ácido.

Las rocas volcánicas intermedias y básicas que hemos descrito pueden ser relacionadas cronológica y espacialmente en muchos casos con respecto a los domos ácidos principales.

Las relaciones de las rocas volcánicas ácidas del sector de Serra S'Ilixí con los domos ácidos y las "quarziti" son complejas, pero susceptibles de una buena correlación sector a sector. El extremo más meridional del domo de Bruncu Adamu intruye, como se ha indicado, en los cuerpos básicos intrusivos del sector SE de Su Zippiri-cauce del Riu Ollastu. Las coladas vesiculadas básicas de la vertiente sur del Riu Ollastu reposan sobre sedimentos que han sido intruídos por los pequeños domos ácidos de los alrededores de Miniera Serra S'Ilixí cuando aún no habían sufrido una litificación intensa (véase cap. 6.2.3.3.), de modo que los sedimentos, las coladas y los pequeños domos ácidos deben ser aproximadamente isócronos.

Los domos ácidos de pequeñas dimensiones intruyen en taludes siliciclásticos fosilizados por las "quarziti"; éstas por su parte aparecen asociadas espacialmente a la zona de raíz de las coladas básicas (Riu Ollastu-Canale S'Angassua), y representan de un modo aproximado su equivalente lateral en el sector de Su Zippiri. Por otra parte, en Su Zippiri las "quarziti" reposan directamente sobre el extremo meridional del gran domo ácido de Bruncu Adamu.

La consecuencia de todas estas relaciones espaciales entre los diferentes tipos de rocas volcánicas presentes en el sector de Bruncu Adamu-Serra S'Ilixí es que "grosso modo" existe una

isocronía entre todas ellas, o que por lo menos parecen corresponder al mismo episodio volcánico.

En el caso de los pequeños domos de Cuili Sa Gotti Sa Perda, la relación cronológica con el domo de Rocca Arricelli es clara: el domo de Rocca Arricelli es claramente posterior. El control tectónico de los domos del Cuili Sa Gotti y los diques ácidos del sector de Serra Is Carradoris es el mismo, ambos tipos de rocas ocupan paleoaltos relativos, y los materiales siliciclásticos depositados en los taludes de los citados paleoaltos son aproximadamente isócronos con las rocas volcánicas y entre sí, ya que se interdigitan.

De modo que podemos concluir que los diques ácidos y los domos básicos controlados por las fracturas E-O son aproximadamente sincrónicos. Los cuerpos intrusivos básicos situados al norte y noroeste de Cuili Sa Gotti, que intruyen en sedimentos estratigráficamente infrayacentes aparentemente corresponden al mismo episodio magmático. En las proximidades de Cuili Perdunoro (junto al cauce del Riu Ollastu) algunos de estos cuerpos básicos de pequeñas dimensiones son a su vez intruidos por los "porfidi grigi" intrusivos existentes en el sector.

Los domos básicos del sector de Nicola Secci parecen ser aproximadamente isócronos con el gran domo ácido de Rocca Arricelli, tanto por su emplazamiento litoestratigráfico como por ser fosilizados localmente por los materiales de la Unidad Detrítica del Superior (véase caps. 5.3., 5.7. y 7.5.), posteriores al emplazamiento del gran domo de Rocca Arricelli. En consecuencia, los domos de Nicola Secci son aproximadamente los equivalentes temporales (de composición básica) de los pequeños domos ácidos del sector de Baccu Sa Meliana (véase cap. 7.5.).

Las coladas de pillow-lavas de Bruncu Su Tivaraxiu son ligeramente posteriores al domo de Genn'Argiolas, o incluso simultáneas al periodo final de su emplazamiento. Además, no hay que olvidar que están asociados espacial y temporalmente a otras rocas volcánicas ácidas, tanto dentro de un mismo afloramiento continuo (sector más occidental de Bruncu Su Tivaraxiu) como en las inmediaciones (las "quarziti" de Sa Punta S'Ilixisola, véase caps. 6.4. y 7.5.).

Los cuerpos existentes en el sector de cresta que va de Bruncu Sa Mola a Bruncu S'Ollasteddu (SO del domo ácido de Monte Tronu, Sarrabus Occidental) presentan tanto quimismo ácido como básico, y son isócronos aproximadamente al emplazamiento del domo ácido en el sector de Monte Tronu (véase cap. 7.4.).

En resumen, en la práctica totalidad de los sectores estudiados en detalle se observa que los diferentes tipos de rocas volcánicas presentes son más o menos isócronos independientemente de su quimismo básico o ácido, alcalino o calcoalcalino,

con las excepciones lógicas de los sectores en los que pueden reconocerse dos o más episodios magmáticos sucesivos algo separados en el tiempo.

6.8.4.- Conclusiones sobre el paleovolcanismo básico del Sarrabus.

Podemos concluir que los diferentes afloramientos comentados resumen muy bien la mayoría de tipologías posibles (cap. 6.8.2.) de interacción entre magmas de composición básica, materiales siliciclásticos sólo parcialmente litificados y medio subacuático, por lo menos en ambiente subacuático relativamente somero, y consecuentemente ofrecen una gran información sobre las variables condiciones ambientales que se dieron en cada situación.

Las conclusiones que podemos extraer sobre la cuenca paleozoica mediante el estudio del paleovolcanismo básico son semejantes a las extraídas en el caso ácido (véase cap. 6.6.), cuanto menos por lo que se refiere al carácter subacuático del medio, el carácter somero de los cuerpos intrusivos, la escasa columna de agua suprayacente, etc. Esto es lógico, ya que hemos visto que en la mayoría de los afloramientos las rocas básicas coexisten con rocas ácidas en las proximidades.

La principal diferencia entre el volcanismo básico y el ácido es que este último es volumétricamente mucho más importante, y que dada la mayor viscosidad de los magmas ácidos ha desarrollado aparatos de tipo domo, que han creado irregularidades importantes en la paleotopografía de la cuenca condicionando directamente la sedimentación de los materiales siliciclásticos circundantes. Este tipo de influencia habría sido previsiblemente menor en el caso del volcanismo básico, en condiciones de paridad en el volumen de magma emitido.

Por el contrario, desde el punto de vista de la geoquímica la presencia de volcanismo básico alcalino (véase cap. 6.9.) sin duda señala una variación cualitativa importante en las condiciones geotectónicas reinantes. Sin embargo, esta variación es de difícil interpretación, ya que como hemos visto existen evidencias de coexistencia del volcanismo ácido subalcalino y el básico alcalino (cap. 6.8.3.).

6.9.- Caracterización geoquímica de las rocas volcánicas del Sarrabus, e implicaciones geotectónicas.

6.9.1.- Características geoquímicas de las rocas volcánicas paleozoicas sardas.

Existe poca información sobre la composición química de las rocas volcánicas estudiadas en este trabajo. DI SIMPLICIO et al. (1974) señalaron la existencia de un volcanismo ácido calcoalcalino en los materiales paleozoicos de la isla de Cerdeña, que debería ser aproximadamente contemporáneo tanto en los productos intrusivos como en los extrusivos y comprender el lapso de tiempo comprendido entre el Ordovícico Superior-Silúrico Inferior. Por otra parte, estos autores distinguen también la existencia de un volcanismo básico de carácter alcalino, presente en diferentes afloramientos de la isla, afloramientos que ellos consideran a título de hipótesis más o menos isócronos y atribuibles al Silúrico. Esta distinción entre dos ciclos volcánicos sucesivos, uno ácido y otro básico, es la que se ha mantenido hasta la actualidad.

Por lo que se refiere al ciclo ácido, estos autores señalan que aparentemente tiene las características de un volcanismo de origen crustal tardiorogénico, relacionándolo a título de hipótesis con la "discordanza Sarrabese" propuesta por Calvino en sus trabajos, pero matizan que habría que añadir nuevos datos además de los procedentes del quimismo de las rocas para confirmar el carácter tardiorogénico del magmatismo (op. cit., p. 1060). El vulcanismo básico, por el contrario, sería de un claro origen subcrustal y estaría relacionado con una situación geotectónica general de carácter distensivo.

LEHMANN (1975) realizó análisis de unas pocas muestras escogidas del sector de Brecca (Gerrei meridional), pero no ofrece observaciones de especial interés desde el punto de vista de la caracterización de los magmas.

COCOZZA & MINZONI (1977) sin aportar nuevos datos geoquímicos, realizan la siguiente clasificación del volcanismo intrapaleozoico: 1/ "Porfiroidi" del sector centro-septentrional de la isla, acumulados en ambiente enteramente subaéreo, de edad pre-Caradoc, al menos en parte constituídos por ignimbritas, propias de un ambiente distensivo, y atribuibles al ciclo assintico. 2/ Riolitas y "andesitas" subaéreas (pero asociadas a tufitas subacuáticas o al menos híbridas), de edad post-Caradoc y pre-Silúrico, asociadas a movimientos distensivos y/o ligeramente generadores de pliegues, atribuibles (al menos cronológicamente) al ciclo caledónico. 3/ Rocas básicas propias de un volcanismo submarino de edad Silúrica (no distingue si alcalinas o subalcalinas), relacionadas con un contexto distensivo, que pueden ser

interpretadas tanto como productos pre-orogénicos del ciclo hercínico como en relación con el caledónico.

GARBARINO et al. (1980) ofrecen por primera vez datos geoquímicos que muestran que en el sector central de la isla los términos basálticos corresponden a dos trends de diferenciación, el alcalino (ya conocido) y otro de carácter subalcalino, más concretamente calcoalcalino.

MEMMI et al. (1982, 1983) abundan en el modelo propuesto por DI SIMPLICIO et al. (1974) de dos ciclos volcánicos (ácido-ordovícico-crustal/básico-silúrico-subcrustal) que interpretan en los mismos términos geotectónicos que los citados autores. Aportan nuevos datos geoquímicos, incluyendo tres análisis de rocas ácidas del Sarrabus, que dentro del diagrama SiO₂ contra Nb/Y de WINCHESTER & FLOYD (1977) quedan dentro del campo de las dacitas, en las proximidades del límite con las andesitas. Hay que señalar la presencia de términos más básicos en el volcanismo ordovícico-calcoalcalino del sector central de la isla (no hay datos referidos al Sarrabus) que llegan hasta el campo de composiciones de los basaltos de margen de placa (según el diagrama Ti-Zr-Y de PEARCE & CANN, 1973; véase en MEMMI et al., 1983).

Estos autores interpretan el volcanismo ordovícico en términos de un magmatismo tardiorogénico que implica en su actividad también a la corteza continental (margen continental activo o colisión entre dos placas continentales) más que como un arco-isla volcánico relacionado con zona de convergencia de placas oceánicas análoga a los ejemplos cenozoicos de este tipo (op.cit. p. 91). El magmatismo alcalino silúrico sería por el contrario la primera manifestación magmática del ciclo hercínico, y estaría concentrado en las zonas internas del orógeno, en el norte de la isla ("internal trough" sensu COCOZZA 1972) que serían las sometidas a un mayor adelgazamiento cortical acompañando de intensa subsidencia y una importante actividad distensiva.

CALDERONI et al. (1984) ofrecen igualmente nuevos análisis sobre las rocas ácidas del Gerrei Meridional (y del centro de la isla de Cerdeña) concordantes en líneas generales con las interpretaciones de DI SIMPLICIO et al. (1974) y GARBARINO et al. (1980).

GARBARINO et al. (1984) señalan el carácter calcoalcalino del volcanismo ácido del centro de la isla (incluyendo datos de algunas muestras del Sarrabus de un claro carácter dacítico), y distinguen la presencia de dos grupos de rocas básicas, uno constituido por basaltos calcoalcalinos y el otro formado por basaltos alcalinos de intraplaca (op.cit., p. 212), en base al empleo de los diagramas clasificatorios de los elementos considerados inmóviles (CANN, 1970; PEARCE & CANN, 1973; WINCHESTER & FLOYD, 1977). Las características de la distribución de los valores de la razón Y/Nb confirman esta apreciación, con un grupo

de muestras con valores por debajo de 1 y otro con valores iguales o superiores a 4. Algunos de estos datos habían sido ya recogidos en GARBARINO et al. (1982).

BARCA et al. (1984) reproponen el modelo de evolución magmática del paleozoico sardo de DI SIMPLICIO et al. (1974), sin aportar nuevos datos por lo que se refiere a la geoquímica de las rocas volcánicas, pero insistiendo en la existencia de un periodo orogénico de edad caledoniana en Cerdeña.

FERRARIS (1985) y GIOBBI et al. (1986) confirman con nuevos datos procedentes de rocas ácidas ("porphyroids") situadas inmediatamente al norte de San Vito (Gerrei Suroriental) el carácter calcoalcalino, predominantemente riolítico, del volcanismo ácido, en plena coincidencia con los datos ofrecidos por DI SIMPLICIO et al. (1974) y MEMMI et al. (1982). Estas autoras señalan también la existencia de estructuras de tipo domo y coladas piroclásticas, y la ausencia de evidencias de esquistosidad en las ignimbritas, que no obstante pueden mostrar un carácter físil en el afloramiento debido a la recristalización de las pumitas.

MINZONI (1985) no ofrece nuevos datos geoquímicos, pero interpreta con un punto de vista geodinámico nuevo los datos disponibles sobre el magmatismo paleozoico de toda la isla de Cerdeña. Este autor señala que el magmatismo ordovícico de toda la isla ya muestra bimodalidad (no sólo ácido-básita sino calcoalcalina-alcalina), que la tectónica acompañante es moderadamente compresiva en el Iglesias (fase Sarda) y distensiva (fase Sarrabese) en la faja centro-meridional de la isla. Posteriormente, durante el Silúrico toda la isla de Cerdeña estaría homogéneamente afectada por una tectónica distensiva y un magmatismo básico submarino alcalino. El modelo geotectónico propuesto por este autor para explicar esta asociación de trends de diferenciación magmática y la particular tectónica acompañante es la existencia de un "Rifting transcurrente" durante el ordovícico, mientras que durante el Silúrico el comportamiento sería totalmente distensivo. MINZONI (1985) descarta totalmente la existencia de fenómenos orogénicos de edad caledoniana.

MINZONI (1986 a) reitera el modelo anterior, matizando además que el volcanismo calcoalcalino debe ser interpretado en un contexto no orogénico con un régimen de alto flujo (térmico) en (procedente de) el manto, relacionado con una situación distensiva crustal en un ambiente de tipo rifting (op.cit., p. 55). MAZZUCHELLI & MINZONI (1986) dan noticia de la existencia del hallazgo de nuevas rocas básicas alcalinas de edad pre-Caradoc/Caradoc en el sector central de la isla.

MANGOLD (1988) ofrece nuevos datos sobre el vulcanismo ácido del Gerrei meridional, que muestran el carácter calcoalcalino y

el predominio de los términos riolíticos y riodacíticos, pero incluyen muestras de dacitas y algunas andesitas.)

En resumen, podemos indicar que por lo que se refiere al sector objeto de nuestro estudio la totalidad de los autores coincide en señalar que el volcanismo ácido corresponde a un trend de diferenciación de tipo calcoalcalino, y que existe además en el paleozoico sardo un volcanismo básico (no caracterizado geoquímicamente en el Sarrabus hasta este trabajo) en el SE de la isla de Cerdeña) correspondiente a un trend alcalino.

6.9.2.- Información disponible sobre la geoquímica de las rocas volcánicas del Paleozoico del Sarrabus.

Los escasos datos disponibles con anterioridad a este estudio señalan como hemos visto la existencia de un volcanismo ácido calcoalcalino, correspondiente a los "porfidi bianchi e grigi" descritos en los trabajos de Calvino. A la espera de un estudio petrológico sistemático de los materiales volcánicos estudiados en el sector del Sarrabus (en avanzado curso de realización), hemos concentrado buena parte de nuestros esfuerzos en el estudio de las manifestaciones básicas, dado que la información disponible respecto a su quimismo era prácticamente nula. Además, se han analizado algunas muestras de las rocas volcánicas ácidas procedentes de diferentes afloramientos repartidos a lo largo del Sarrabus, para confirmar el carácter calcoalcalino y su presunta homogeneidad composicional.

Han sido analizados los contenidos en los elementos mayores, así como el contenido en los elementos trazas considerados más inmóviles (Nb, Y, Zr, etc.). Los resultados obtenidos han sido proyectados sobre diferentes diagramas para proceder a su estudio y a la clasificación de las rocas.

Ofrecemos como resumen la fig. 156, en la que se han proyectado los datos sobre los diagramas de WINCHESTER & FLOYD (1977). En ella se observa en conjunto que los materiales calcoalcalinos están bien representados, incluyendo tanto los términos ácidos (riolitas, riodacitas y dacitas) como las andesitas e incluso en alguna muestra aislada los basaltos subalcalinos. Esta presencia de términos básicos calcoalcalinos deberá ser confirmada, pero en principio parece fiable y es coherente con los resultados obtenidos por GARBARINO et al. (1980, 1984) en el centro de la isla. Por el contrario, la existencia de una muestra en el campo de las riolitas alcalinas puede atribuirse a procesos de alteración postformacionales.

Por lo que se refiere a la existencia de procesos de alteración, la comparación de los diagramas SiO₂ contra Nb/Y y Zr/TiO₂ contra Nb/Y de WINCHESTER & FLOYD (1977) sugiere la

existencia de procesos de silicificación en las rocas correspondientes al trend calcoalcalino: en el segundo de estos diagramas hay pocas riolitas y muchas más andesitas que en el primero.

La presencia de los términos calcoalcalinos básicos es lógica, si tenemos en cuenta la íntima relación espacial y cronológica de muchos afloramientos de "porfidi grigi" con estas rocas básicas (véase caps. 6.8., 7.1., 7.2., etc.), además del hecho de que algunos autores (por ej., el mismo MANGOLD, 1988) ya habían indicado la presencia de rocas algo más básicas (andesíticas) dentro de las calcoalcalinas en el Gerrei suroriental, inmediatamente al norte del sector que hemos estudiado. Desde un punto de vista petrográfico se observa también en la mayoría de domos ácidos una gradual evolución desde términos riolíticos (en las zonas marginales) hacia términos sensiblemente más básicos, clasificables petrográficamente (al menos) como andesitas en los sectores centrales de los domos.

En la fig. 156 además de las rocas calcoalcalinas resalta la existencia de una agrupación de muestras en el campo de los basaltos alcalinos. Estas muestras corresponden a diferentes afloramientos de rocas básicas, tanto sills como coladas y domos (sector al este de Miniera Serra S'Ilix; Cuili Sa Gotti Sa Perda; Riu Minderrí entre Baccu Sa Tuppa y Baccu Perdaccia; sector al oeste de la confluencia Riu Ollastu-Riu Minderrí; etc.). Es razonable pensar que la prosecución del estudio geoquímico permitirá confirmar la presencia de basaltos alcalinos en otros afloramientos petrográficamente análogos a los ya analizados.

La existencia de estos basaltos alcalinos es de interés, ya que puede ofrecer información sobre el contexto geotectónico en el que se desarrolló este magmatismo. Para aclarar este aspecto se han proyectado los datos sobre otras gráficas que han sido empleadas en la discriminación de los contextos geotectónicos de rocas de composición basáltica. La gráfica Ti/Zr de PEARCE & CANN (1973) muestra que las rocas han sufrido un enriquecimiento en Zr (y probablemente también en Ti), motivo por el que las proyecciones caen fuera de los campos propios de los diferentes ambientes geodinámicos. El empleo del diagrama triangular Ti/Zr/Y propuesto por los mismos autores muestra una concentración de las muestras en el campo D, correspondiente a los basaltos de intraplaca o WPB (fig. 157).

Los términos subalcalinos más básicos proyectados en el diagrama Ti/Zr de PEARCE & CANN (1973) muestran un comportamiento diferenciado de los basaltos alcalinos, cayendo dentro del campo correspondiente a los basaltos calcoalcalinos; aparentemente en estos casos se puede excluir definitivamente la existencia de un enriquecimiento en Ti. Por el contrario, al pretender proyectar las mismas muestras en el diagrama triangular Ti/Zr/Y

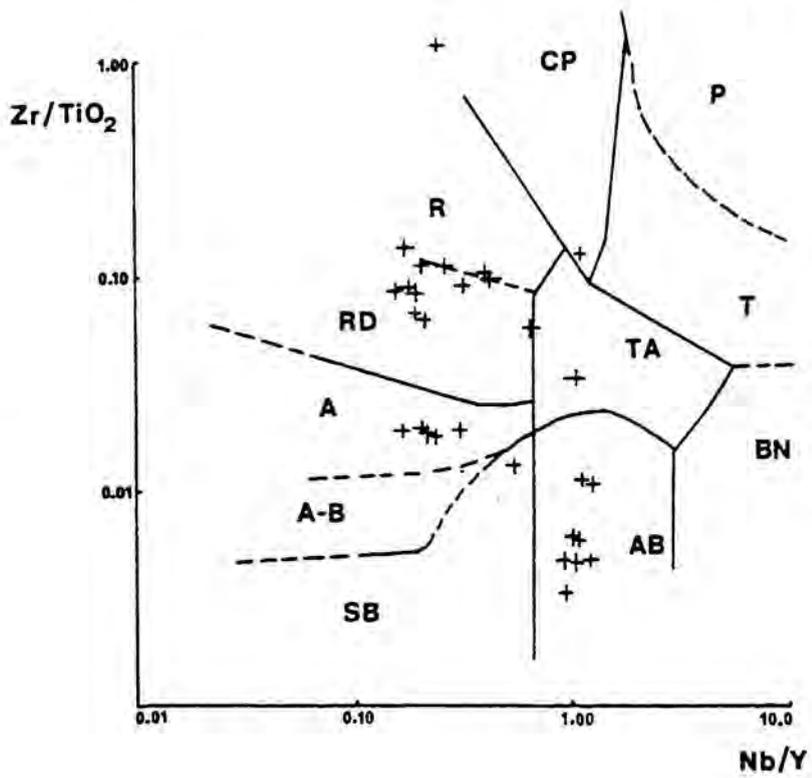
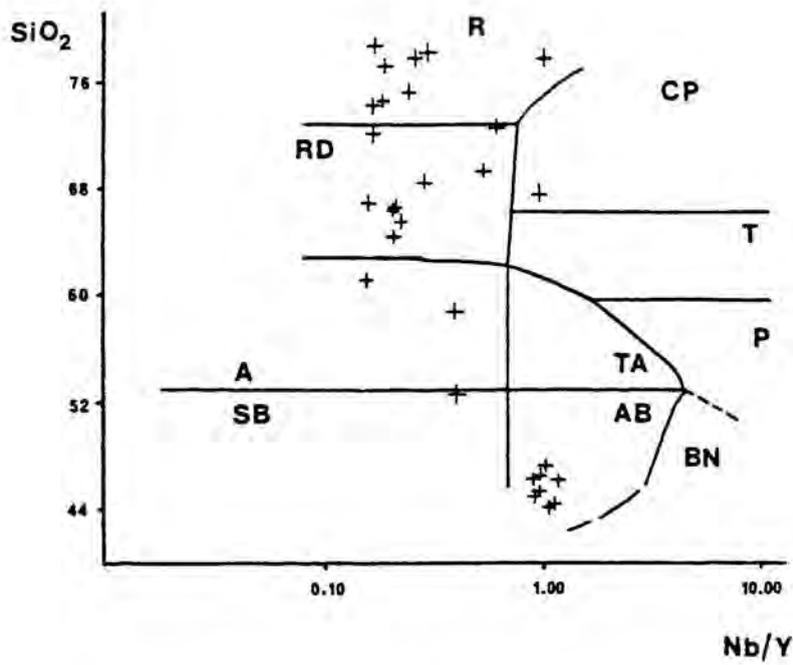


Fig. 156.- Clasificación de las rocas volcánicas del Sarrabus.
 a/ diagrama SiO₂ / Nb/Y, según WINCHESTER & FLOYD (1977).
 b/ diagrama Zr/TiO₂ / Nb/Y, según WINCHESTER & FLOYD (1977).
 Leyenda: R, riolita; RD riodacita y dacita; A, andesita; SB
 basalto subalcalino; DP, comendita y pantellerita; T, traquita;
 TA, traquiandesita; P, fonolita; AB, basalto alcalino; BN,
 basanita y nefelinita; A-B: Andesita basáltica.

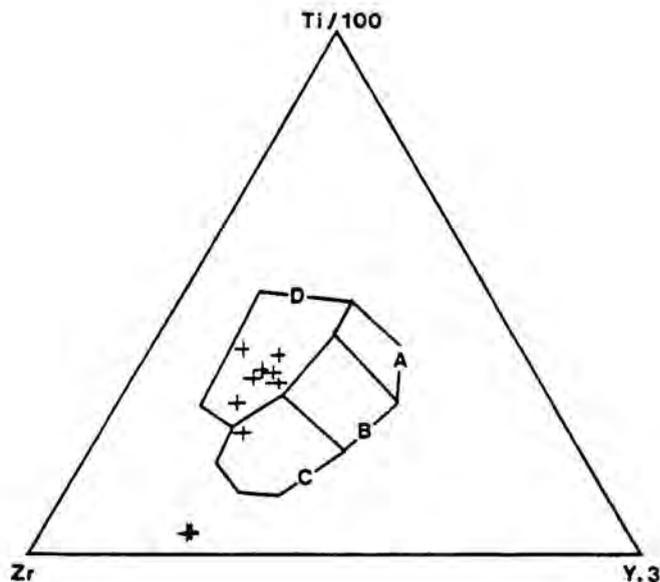


Fig. 157.- Diagrama triangular Ti/Zr/Y de PEARCE & CANN (1973) en el que se han proyectado los datos correspondientes a las rocas básicas del Sarrabus. (Nótese la existencia de dos muestras de rocas calcoalcalinas fuera de los campos normales de representación y véase la explicación en el texto).

Leyenda de los campos: A/ LKT; B/ OFB+LKT+CAB; C/ CAB; D/ WPB.
 LKT: Low-potassium tholeites. OFB: Ocean-floor basalts. CAB: Calc-alkali basalts. WPB: "Within-plate" basalts.

se observa con claridad la existencia de un notable enriquecimiento en Zr (véase la fig. 157). Es probable que este diagrama no sea aplicable al estudio de estas rocas algo más ricas en sílice, pero en todo caso el diagrama indica un comportamiento diferenciado del Ti y el Zr en las rocas calcoalcalinas más básicas.

El estudio de los piroxenos de las rocas basálticas permite en muchas ocasiones el determinar el contexto geotectónico en el que se han generado los magmas (NISBET & PEARCE, 1977; LETERRIER et al., 1982). Esto es debido a que la composición de los citados piroxenos varía en función de la composición de los diferentes magmas parentales, y en general los piroxenos se hallan bien preservados en las rocas; los fenocristales son mucho mejor indicadores que los microlitos, ya que no están afectados por fenómenos tales como el enfriamiento rápido del magma en el caso de los materiales efusivos.

Por este motivo hemos procedido a estudiar con la microsonda electrónica los piroxenos de algunos de los basaltos alcalinos (afloramientos al este de Serra S'Ilixí y Cuili Sa Gotti Sa Perda, en el Sarrabus central). Se trata tanto de muestras vesiculadas formando pillow lavas (Serra S'Ilixí) como de rocas masivas con texturas holocristalinas intergranulares.

La paragénesis presente en el seno de las vesículas difiere, cuanto menos cuantitativamente, de la presente en el seno de la roca masiva. Así, mientras en la roca hallamos piroxeno de composición augítica, hornblenda, feldespatos (andesina y feldespato potásico, siempre en pequeñas cantidades), clorita, clinozoisita y apatito, esfena, titanomagnetita y sulfuros, como accesorios, en las vesículas hallamos:

- una zona de margen, caracterizada por presentar cristales idiomórficos-subidiomórficos de piroxeno y opacos, localmente enriquecida en feldespato potásico y esfena.

- una zona interna, con clinozoisita y sulfuros (principalmente pirita) dominantes, y menor presencia del piroxeno (fig. 151); esporádicamente, con presencia de apatito, hornblenda, etc.

Por lo que se refiere al primer grupo de afloramientos, han sido estudiados los piroxenos de los sectores de la corteza externa y del interior de los pillows, para detectar posibles diferencias composicionales debidas a diferentes tasas de enfriamiento. Sin embargo, podemos señalar que existe una gran uniformidad en los resultados obtenidos de la totalidad de las muestras estudiadas, quizás atribuible en parte al relativamente escaso número de microanálisis realizados. El rasgo más notable de los piroxenos estudiados es su bajo contenido en Ti, quizás atribuible a la coexistencia de otros minerales titaníferos como

la esfena y la titanomagnetita, bien representados en las muestras estudiadas.

Así, si observamos la proyección de los datos sobre el diagrama Ti/Ca+Na de LETERRIER et al (1982) (fig. 158 b) la totalidad de las muestras aparecen muy concentradas alrededor de un punto en el campo correspondiente a los basaltos alcalinos; destaca enormemente el ya citado bajo contenido en Ti de los clinopiroxenos.

El empleo del diagrama triangular Ti/Mn/Na de NISBET & PEARCE (1977), aún teniendo algunas limitaciones permite mayores distinciones. En nuestro caso concreto la mayoría de las muestras aparecen concentradas en el campo G (fig. 158 a), correspondiente a los basaltos alcalinos de intraplaca, destacando de nuevo la relativa pobreza en Ti.

En resumen, la composición de los clinopiroxenos confirma que se trata de basaltos alcalinos de intraplaca.

6.9.3.- Implicaciones geodinámicas.

El estudio geoquímico ha permitido confirmar la existencia de rocas correspondientes a dos trends diferentes, uno calcoalcalino (donde predominan volumétricamente las rocas ácidas) y otro básico alcalino, propio de un ambiente de intraplaca. Es interesante apuntar aquí que las mineralizaciones asociadas a ambos tipos de volcanismo presentan paragénesis diferenciadas (véase caps. 15. y 20.).

Por lo que se refiere a los términos más básicos, el estudio parece apuntar también a la existencia de éstos en los materiales calcoalcalinos. Esta dualidad de trends en el volcanismo básico ya había sido reconocida previamente como vimos en el sector central de la isla por MEMMI et al. (1983) y GARBARINO et al. (1982, 1984), y un dato para la reflexión es el hecho de que es precisamente en estos trabajos en los que se ha realizado un estudio más sistemático y se ha trabajado con un número mayor de muestras para su análisis. Este hecho puede explicar perfectamente que estos cuerpos calcoalcalinos más básicos (volumétricamente bastante restringidos respecto a los equivalentes ácidos) hayan pasado bastante desapercibidos hasta la actualidad.

La interpretación de estos datos en términos geotectónicos no es fácil. En primer lugar, el estudio petrológico que estamos llevando a cabo está apenas comenzando, y de hecho no hemos tenido tiempo material de procesar toda la información disponible.

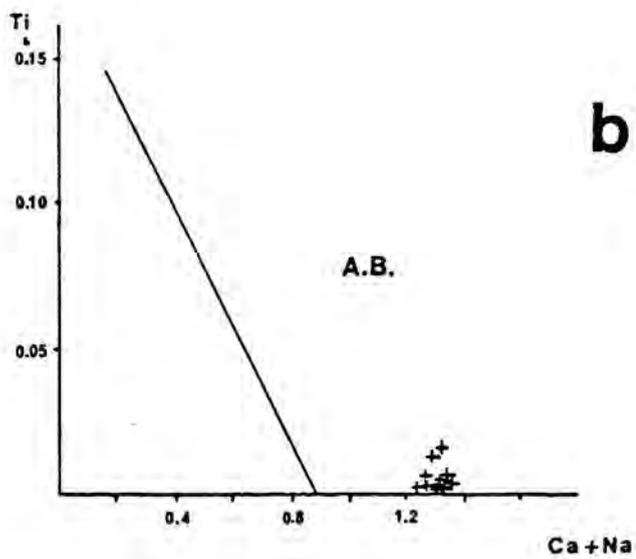
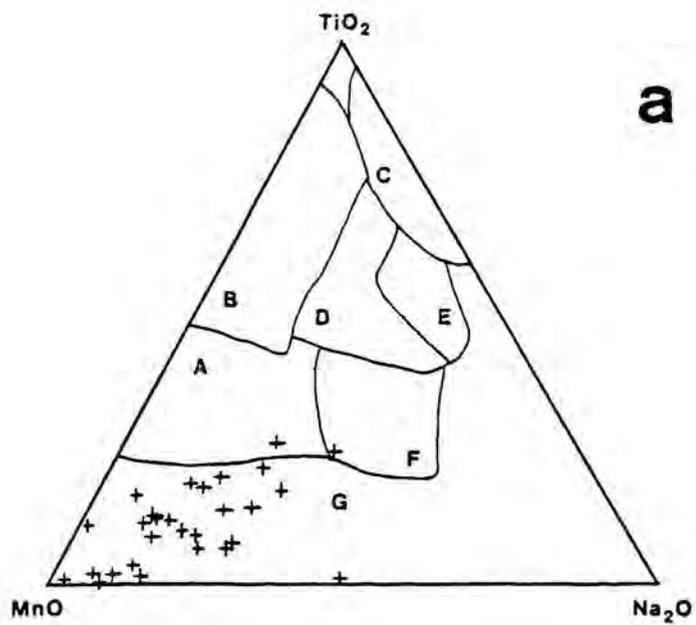


Fig. 15B.- Proyección de las composiciones de los clinopiroxenos presentes en los basaltos alcalinos.

a/ Diagrama triangular Ti/Mn/Na de NISBET & PEARCE (1977).
Leyenda de los diferentes campos: A.- VAB; B.- OFB; C.- WPA; D.- Todos los tipos; E.- VAB+WPT+WPA; F.- VAB; G.- WPA.

VAB: Volcanic-arc basalts; OFB: Ocean-floor basalts; WPA: Within plate alkali basalts; WPT: Within-plate tholeiitic basalts.

b/ Diagrama Ti/Ca+Na de LETERRIER et al. (1982). El campo AB corresponde a los basaltos alcalinos, en el otro campo aparecen representados el resto de basaltos.

En segundo lugar, las conclusiones extraídas de los estudios de paleovolcanismo y estratigrafía del Sarrabus Occidental permiten excluir totalmente el modelo geotectónico propuesto previamente desde el trabajo de DI SIMPLICIO et al. (1974) (periodo tarditectónico durante el ordovícico, basado en el trend de diferenciación calcoalcalino de los "porfidi grigi"), ya que sabemos positivamente que en diferentes sectores los domos ácidos son mucho más modernos, llegando a intruir en materiales datados paleontológicamente como pertenecientes (cuanto menos) al Devónico medio-superior (véase caps. 7.2., 7.3., etc.).

De hecho, disponemos de algunas dataciones absolutas obtenidas por el método del K-Ar sobre muestras de roca total de los materiales equivalentes a los domos ácidos del Sarrabus (CALDERONI et al., 1984) que merecen ser revisadas de nuevo. El conjunto de muestras analizadas por estos autores procede del sector central de la isla de Cerdeña, pero comprende algunas muestras del Gerrei meridional y oriental (sectores de Brecca y Monte Ordini) que pueden ser empleadas con prudencia a los efectos de comparación con los domos ácidos del Sarrabus Oriental. Las edades obtenidas fueron mucho menores a las esperadas en función de la situación de estas rocas en la secuencia estratigráfica paleozoica, motivo por el que se interpretó que las edades de las rocas habían sido rejuvenecidas. En algunos casos la disposición de las edades respecto a los afloramientos de granitoides tardotectónicos del orógeno hercínico, gradualmente más jóvenes conforme nos aproximamos a ellos, parece indicar que sería la intrusión de éstos la que habría causado el rejuvenecimiento (MACCIONI, nov. de 1987, com. personal).

Aunque estas observaciones son muy acertadas, sin embargo hay que señalar que en algunos casos el rango de edades obtenidas por estos autores (Devónico Superior-Carbonífero inferior; op.cit. p.271) no difiere excesivamente de las que podrían ser

las edades reales de los domos ácidos del Sarrabus Oriental, si atendemos a los datos de la geología regional (véase por ej. el cap. 7.2.). De este modo, no podemos excluir totalmente que las edades obtenidas sean aproximadamente las reales, en especial si tenemos en cuenta el rango de edades conocidas de los granitoides (DEL MORO et al. 1975). Obviamente, la realización de otras dataciones en los minerales indicativos de las muestras que han sido sometidas a análisis de roca total permitiría resolver el margen de incertidumbre que hoy por hoy puede quedar.

Por otra parte, en el SO de la isla de Cerdeña existen rocas básicas de carácter alcalino intercaladas en una secuencia de edad Ordovícico Superior o a lo sumo Silúrico inferior y otras rocas básicas calcoalcalinas de posible edad Siluro-Devónica (BECCALUVA et al., 1981) que tampoco parecen clasificables dentro del modelo propuesto por DI SIMPLICIO et al. (1974). Otro tanto podríamos decir de los datos que poco a poco van surgiendo del sector central (MAZZUCHELLI & MINZONI, 1986).

En resumen, el modelo de evolución del magmatismo intrapaleozoico válido hasta la actualidad para la mayoría de autores tiene ciertas contradicciones internas que habían pasado desapercibidas hasta la actualidad, en parte por un número relativamente escaso de datos geoquímicos y en parte por la aceptación implícita de un modelo de evolución simple, que en la práctica no lo es tanto. Por otra parte, el trabajo que hemos realizado se limita simplemente a dejar abierto el problema de la evolución magmática durante el Paleozoico, ya que carecemos de más datos y sería obrar a la ligera pronunciarse en ningún sentido. Además es improbable que un problema que afecta prácticamente a la evolución de la mayor parte de la "Cerdeña paleozoica" pueda resolverse exclusivamente con estudios en un sector relativamente pequeño como el Sarrabus.

El modelo geotectónico posible en el Sarrabus debe incluir la coexistencia espacial (y en ocasiones también temporal) de volcanismo alcalino básico de intraplaca propio de condiciones distensivas con volcanismo calcoalcalino (emplazado probablemente también en condiciones distensivas en numerosas ocasiones, véase caps. 7.2., 7.3., etc.). El modelo debe contemplar además la existencia de una prolongada actividad volcánica a lo largo del Paleozoico, aunque ésta obviamente no sea continua. El único modelo previamente expuesto en el paleozoico sardo que puede adaptarse mínimamente a estas condiciones es el de MINZONI (1985, 1986 a) e implica unas condiciones de rifting prolongado a lo largo de todo el Paleozoico en el ámbito sardo; estas conclusiones encajan plenamente con las expuestas en un avance del presente trabajo (GIMENO, 1985).

6.10.- "Conglomerato de Monte Narba".

El "Conglomerato de Montenarba" constituye una litofacies muy característica de difícil clasificación, ya que por una parte presenta características de algunas de las exhalitas silíceas y por otra parte su génesis está directamente relacionada con los procesos intrusivos someros, lo que le da también semejanzas con litofacies como las peperitas macro- y microglobulares.

Por este motivo y por su interés de cara a la comprensión de los fenómenos hidrotermales que han generado las mineralizaciones se ha realizado su descripción al final, una vez realizadas todas las demás.

6.10.1.- Información general sobre esta litofacies.

La definición de esta litofacies fue realizada por PARNISARI & TESTA (1920):

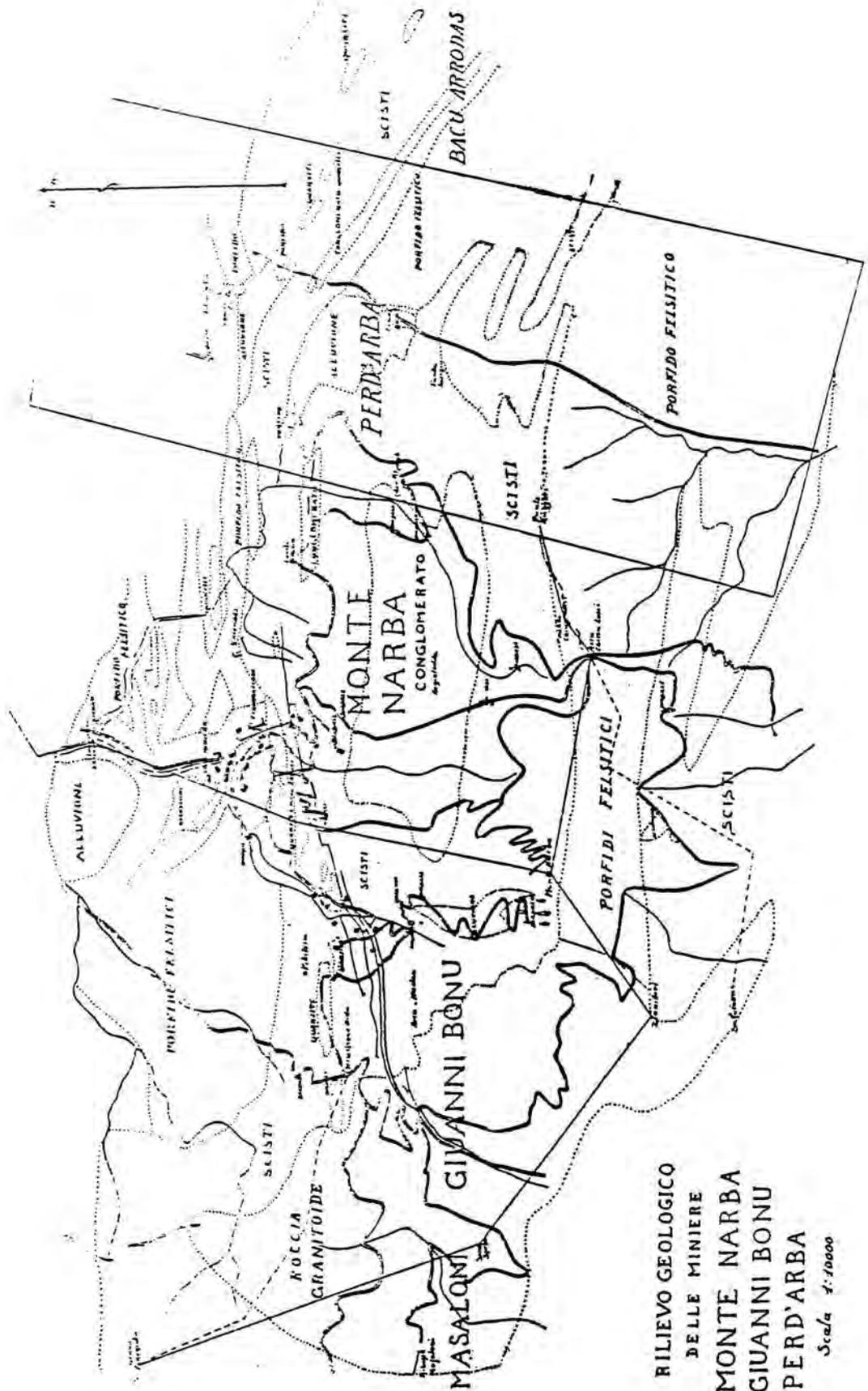
"Il conglomerato è monogenico a cemento siliceo, e parrebbe che gli elementi che lo costituiscono siano ciottoli calcarei silicizzati. Non presenta un carattere uniforme, parrebbe piuttosto che sia saltuariamente formato da grossi e piccoli elementi, sino a far passaggio insensibile a vera arenaria.

In molte località esso costituisce degli orizzonti ben definiti e potenti, ma generalmente è assai difficile distinguere-lo dallo scisto, specialmente quando è ad elementi minuti. Da quanto si è potuto constatare, parrebbe che esso si trovi sempre a Sud del giacimento mentre le quarziti sono sempre a Nord...

Il conglomerato vi occupa un posto importante come potenza ed estensione. Esso è stato riconosciuto anche in altre località, ad es. a Bacu Arrodas...".

En la cartografía (véase fig. 159) realizada por estos autores fue bien diferenciado el "Conglomerato" en el seno de la secuencia siliciclástica en el extremo oriental de la concesión de Montenarba (inmediatamente por encima de las labores trazadas en el extremo este del "Filone argentífero"), en la colina del sector sur de esta concesión (Punta Mallone) y en la concesión de Perd'Arba hasta alcanzar la zona de contacto de la de Baccu Arrodas. El primero y el último de los cuerpos citados tiene un carácter lineal en sentido este-oeste aproximadamente, y existen buenos afloramientos a lo largo de las pistas y caminos que recorren las antiguas concesiones.

TEICHMÜLLER (1931) indicó que los cantos del conglomerado eran principalmente de lidita y ya señaló (en su nota 10) que dado que los elementos clásticos aparecen claramente redondeados



RILIEVO GEOLOGICO
 DELLE MINIERE
 MONTE NARBA
 GIANNI BONU
 PERD'ARBA

Scala 1:10000

Fig. 159.- Cartografía litológica de las antiguas concesiones de Montenarba, Giovanni Bonu y Perd'Arba. Según PARNISARI & TESTA (1920).

e intercalados en areniscas con estratificación cruzada, no pueden de ninguna manera ser interpretados como una brecha tectónica.

Posteriormente CALVINO (1963) recogió en su cartografía la existencia de este "Conglomerato", interpretando que se trataba de un marcador de una transgresión silúrica en la cuenca paleozoica del Sarrabus. No obstante, Calvino señaló en sus diferentes trabajos que el "Conglomerato" aparecía en diferentes cotas estratigráficas en el seno de la secuencia siliciclástica, sugiriendo que podría marcar la existencia de paleorrelieves en la cuenca.

CARMIGNANI et al. (1982 c) aún sin hacer referencias explícitas al "Conglomerato" sitúan la existencia de planos de cabalgamiento en una clara coincidencia espacial con él, por lo que cabe deducir que en su reelaboración de la cartografía geológica del sector interpretan que la transgresión silúrica de CALVINO (1963) corresponde a una brecha de origen tectónico. Las conclusiones de nuestro trabajo permiten excluir la existencia de tectonización en el sector (véase el cap. 7.2.).

6.10.2.- Características de esta litofacies.

La morfología de los cuerpos de "Conglomerato" es la de unas intercalaciones de tendencia lineal en el seno de los materiales siliciclásticos; éstos buzan ligeramente hacia el sur en el sector considerado, y consisten en lutitas, areniscas y paquetes de brechas de intraclastos. Se pueden reconocer en ellos la existencia de estratificaciones cruzadas, fracturas sinsedimentarias de carácter lístrico y salto decimétrico, pequeñas discordancias intraformacionales y, más localmente, pequeños pliegues sinsedimentarios.

Los cuerpos de "Conglomerato" considerados en sección perpendicular a su longitud máxima constituyen un tránsito lateral y vertical muy local de los materiales siliciclásticos, dispuesto perpendicularmente a la dirección de paleoaporte de los sedimentos (del norte hacia el sur, en ese sector) y sin conti-

nidad lateral en dicha dirección. Presentan interdigitaciones con las brechas de intraclastos y las lutitas, y los márgenes de contacto entre el "Conglomerato" y los materiales siliciclásticos son difíciles de trazar. Esta descripción y la posible interpretación sinsedimentaria que de ella se deriva coinciden plenamente con las observaciones de TEICHMULLER (1931).

A simple vista el "Conglomerato" aparece principalmente constituido por clastos de chert de dimensiones muy variables (de 10 cm a pocos mm, con predominio de los de 1-5 cm), aparentemente embebido en una matriz (matrix-supported). En el detalle se observa que la matriz a su vez suele estar constituida por fragmentos de rocas siliciclásticas (de subredondeados a subangulosos) de unos pocos mm o cm, embebidos en fango lutítico y/o en cemento silíceo microcristalino.

Los clastos de chert presentan colores variados en la gama del gris claro al negro, con un cierto predominio por los tonos claros, y aunque pueden ser angulosos normalmente son subredondeados y en algunos casos presentan una sección más o menos elíptica que sugiere la existencia de aplastamiento. Los clastos supuestamente aplastados coexisten con otros claramente indeformados, y localmente aquellos se acomodan a la morfología de éstos, motivo por el que la deformación caso de existir sería sindeposicional (clastos blandos).

Esta descripción corresponde bastante bien a los cuerpos de "Conglomerato" situados en las proximidades de Riu S'Arenada-Cuilí Pitzianti, a techo de las labores sobre el "Filone argentífero".

En los afloramientos del sector de contacto de las concesiones de Perd'Arba y Baccu Arroddas presenta principalmente un carácter clast-supported y aparece encajado entre cuerpos verticalizados de lidita; localmente existe todo un tránsito gradual entre los niveles continuos de chert bandeado y paquetes de "Conglomerato". En los sectores de tránsito localmente se puede reconstruir el antiguo nivel de chert bandeado continuo a partir de los fragmentos, sólo ligeramente desplazados tras su brechificación. Todo el tránsito se desarrolla en unos pocos cm, con cuerpos de "Conglomerato" del orden de 30-50 cm de potencia intercalados en el seno de los cherts verticalizados.

Las texturas del "Conglomerato" al microscopio son muy variables. Por una parte, se puede reconocer la existencia de gran cantidad de fragmentos de chert, prácticamente de todos los tipos descritos previamente (véase el cap. 5.5.3.), asociados a fragmentos policristalinos de cuarzo hidrotermal, fragmentos de cristales de composición variada, fragmentos de rocas siliciclásticas, etc.

La naturaleza de los bordes de clastos y de los contactos entre éstos es muy variada. En primer lugar hay que señalar que el estado de preservación de los clastos, con bordes tanto redondeados como angulosos excluye la existencia de deformaciones tectónicas como milonitizaciones, etc. (véase la fig. 160), lo que está de acuerdo con las características macro y mesoscópicas descritas previamente.

Por el contrario, no es extraño el hallar contactos de tipo estilolítico entre diferentes fragmentos de chert, afectando incluso a clastos de chert con un marcado desarrollo de venillas de megacuarzo (véase fig. 161). Este tipo de vetas de cuarzo son de difícil interpretación, ya que podrían corresponder tanto a fracturillas sinsedimentarias rellenas de un cemento diagenético o tratarse de un precipitado hidrotermal previo a la formación del clasto.

Existen también clastos de bordes irregulares y poco definidos constituidos de una matriz predominantemente silícea criptocristalina, que podrían corresponder a una mesostasa riolítica desvitrificada análoga a la descrita en el caso de las peperitas microglobulares (véase cap. 6.2.3.4.), asociados localmente a parches cloritizados en el seno de la matriz (fig. 162).

Finalmente, por lo que se refiere a los fragmentos de clastos predominan ampliamente los clastos angulosos monocristalinos de cuarzo, pero también destacan por ser relativamente frecuentes los fragmentos de feldespato, en especial de albita y, en menor medida de feldespato potásico (véase las figs. 163 y 164). Durante el estudio con la microsonda electrónica se ha podido corroborar que los cristales presentes en la matriz corresponden, en orden de abundancia, a cuarzo, albita, clorita, y (ya con cantidades mucho menores) a titanomagnetita, esfena, feldespato potásico, apatito y calcita.

Los contactos entre la matriz microcristalina, predominantemente silícea y los cristales en general son netos, pero existen ejemplos de recristalizaciones y/o cementaciones complejas en los bordes de los granos, en especial en los silíceos. En conjunto, la pasta de fondo es en líneas generales bastante semejante a la mesostasa de un material riolítico de textura aplítica microcristalina (o a la de un chert microcristalino sin muchas impurezas), y en algunos casos hay cristalizaciones de feldespato potásico y de cuarzo en las que es indistinguible si se trata de clastos con un borde recristalizado o bien se trata de cristalizaciones autígenas en la matriz.

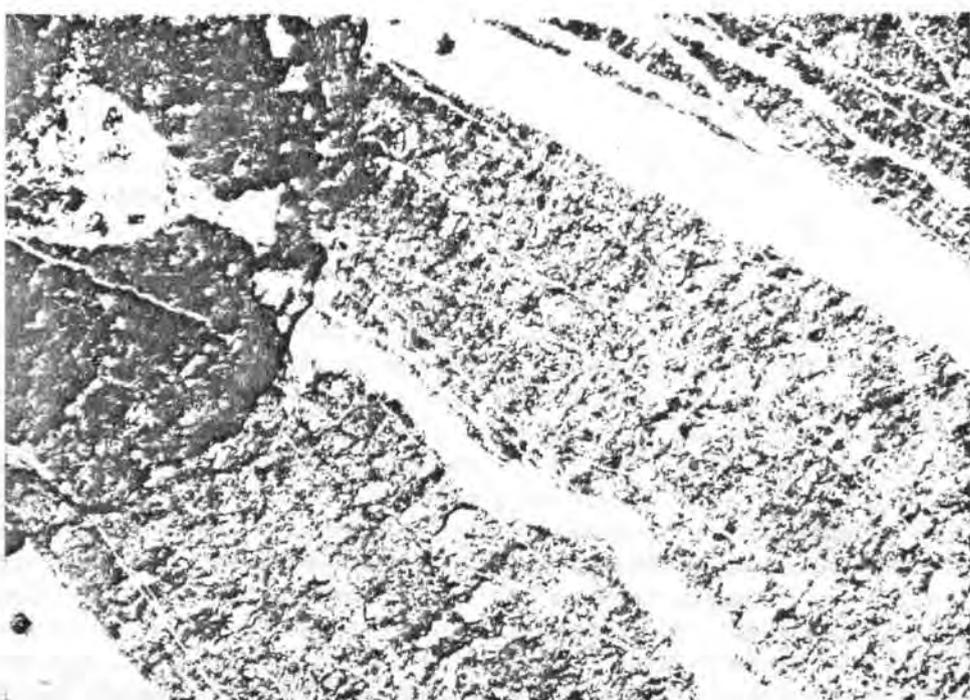
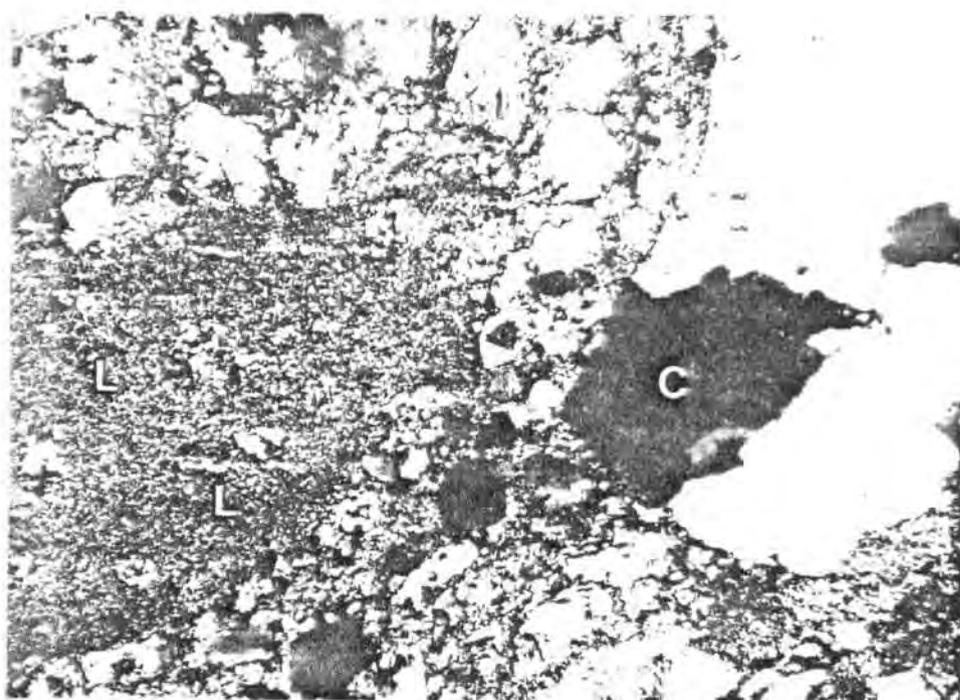


Fig. 160.- Clastos de lidita ("L") y de cuarzo policristalino hidrotermal ("C"), en una matriz microcristalina en la que destacan los fragmentos de cristales de cuarzo. Nótese la existencia de bordes angulosos en el clasto de cuarzo hidrotermal, y bordes redondeados en el clasto de lidita; las zonas blancas en éste corresponden a antiguos radiolarios recristalizados. "Conglomerato de Montenarba", localidad Riu s'Arenada-Cuili Pitzianti, lámina delgada, nicoles cruzados.

Fig. 161.- Contacto estilolítico entre dos clastos de chert (para explicación véase el texto). "Conglomerato de Montenarba", localidad Riu s'Arenada-Cuili Pitzianti, lámina delgada, nicoles cruzados.

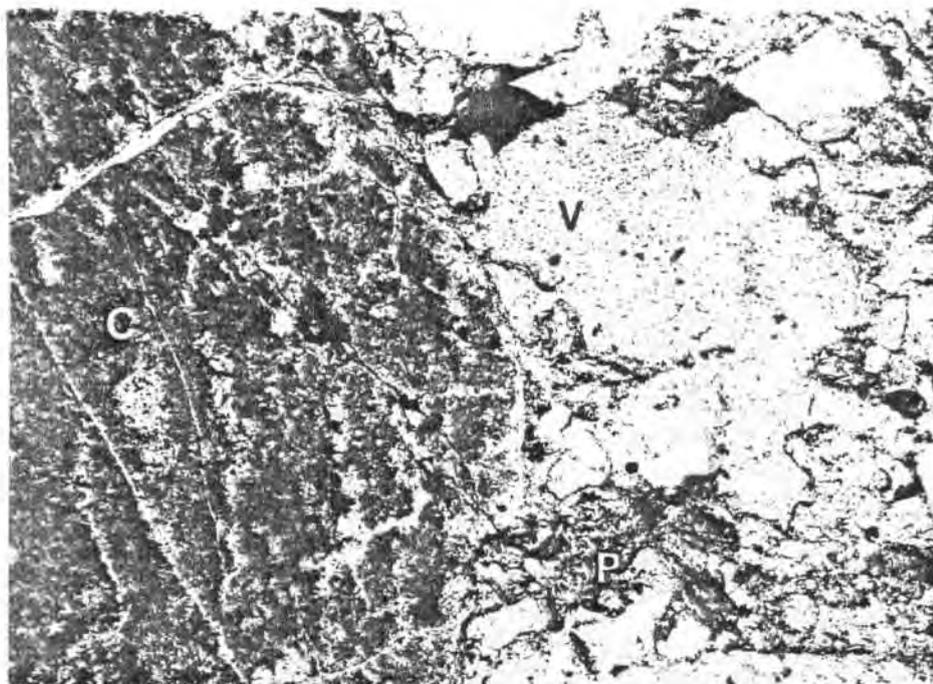


Fig. 162.- Clasto de chert ("C") de bordes irregulares y redondeados, asociado a un "chert blanco" microcristalino ("V"; mesostasa riolítica desvitrificada?). Nótese la presencia de abundantes fragmentos angulosos de cuarzo en la matriz microcristalina, así como la presencia de parches cloritizados en ésta ("P"). "Conglomerato de Montenarba", localidad Riu s'Arenada-Cuili Pitzianti, lámina delgada, nicoles cruzados.

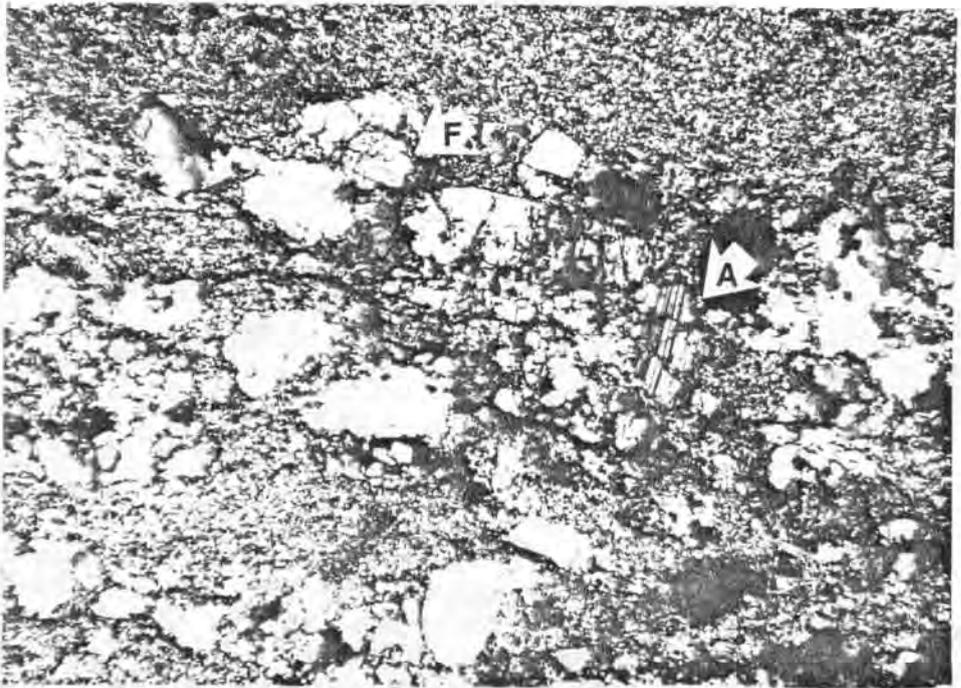
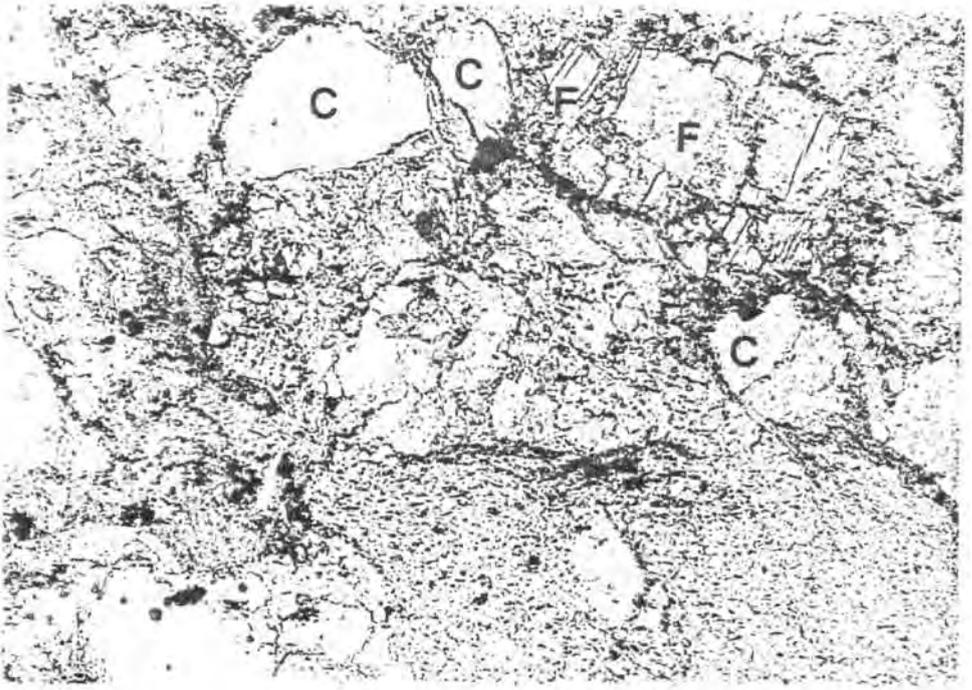


Fig. 163.- Cristales fragmentados de cuarzo ("C") y feldespato potásico ("F") en el seno de una matriz de cuarzo microcristalino. "Conglomerato de Montenarba", localidad Riu s'Arenada-Cuili Pitzianti, lámina delgada, luz paralela.

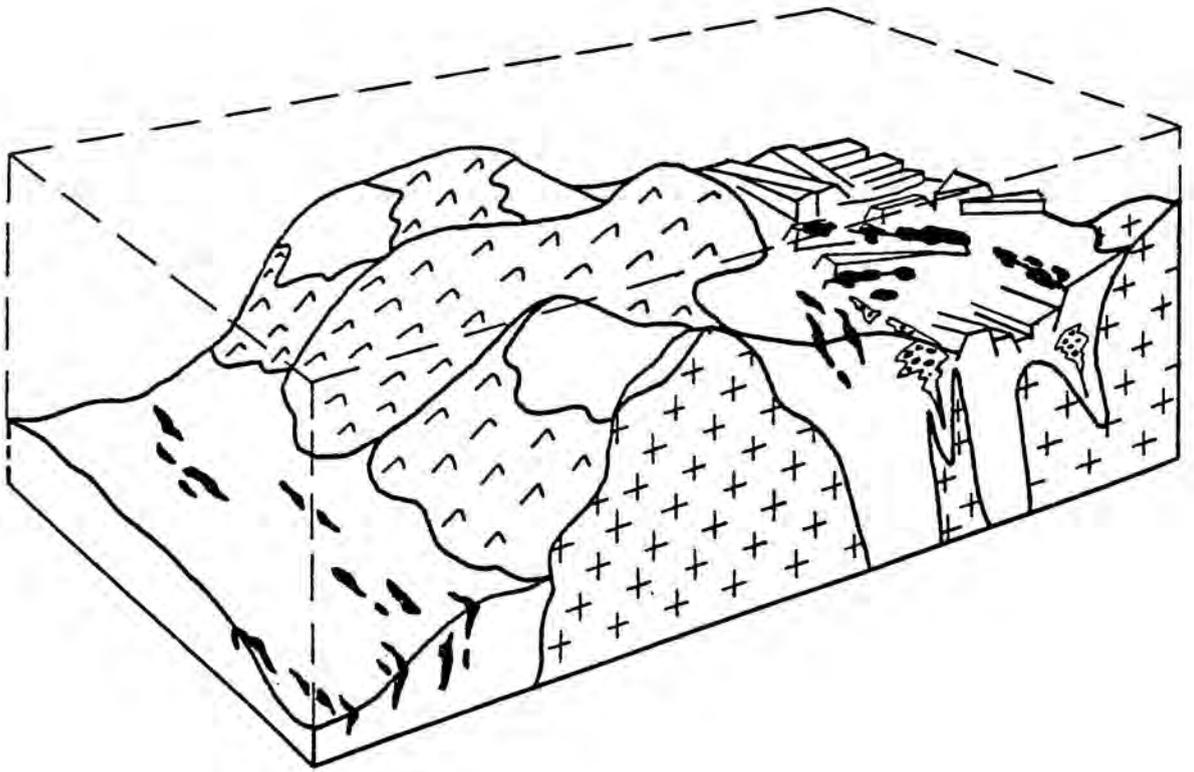
Fig. 164.- Cristales fragmentados de albita (con maclado polisintético, "A"), feldespato potásico ("F") y cuarzo en el seno de una pasta de cuarzo microcristalino. "Conglomerato de Montenarba", localidad Riu s'Arenada-Cuili Pitzianti, lámina delgada, nícoles cruzados.

6.10.3.- Interpretación genética.

La interpretación de estas litofacies aisladas de su contexto es difícil. Las características macroscópicas conducen fácilmente a la interpretación como un producto sinsedimentario, al menos por lo que se refiere a los tránsitos laterales y superior a los materiales siliciclásticos. Sin embargo, en los afloramientos en los que el "Conglomerato" no está asociado a cherts bandeados una génesis puramente sedimentaria no explica la procedencia de los clastos de esa composición, que como ha sido indicado pueden ser predominantes en el depósito.

El tránsito inferior hacia los filones hidrotermales, el claro control tectónico de los surcos sedimentarios en los que aparece restringido el depósito, y las características del tramo superior de los filones infrayacentes, con fenómenos de brechificación, sugieren la existencia de un control tectono-hidrotermal para el depósito. La presencia de clastos análogos a las peperitas microglobulares y la gran abundancia de cristales fracturados de claro origen magmático sugieren que la existencia de alimentación de este tipo de clastos se produjo "por ascensum" desde diques intrusivos someros, mediante la existencia de reacción entre magma y sedimentos inconsolidados embebidos en agua.

La existencia de afloramientos en los que se observa el tránsito entre los cherts bandeados verticalizados y los paquetes de "Conglomerato" sugiere que el fenómeno ha tenido una clara componente hidrotermal, si tenemos en cuenta la caracterización de los cherts como exhalitas silíceas relacionadas directamente con actividad hidrotermal en fracturas activas (véase cap. 5.5.). La existencia de cementaciones silíceas restringidas al cuerpo de



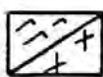
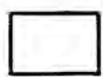
-  1
-  2
-  3
-  4

Fig. 165.- Relaciones espaciales entre domos y diques ácidos, depósitos de exhalitas silíceas y litofacies del tipo "Conglomerato de Monte Narba".

Leyenda: 1/ Domos y diques ácidos. 2/ Materiales siliciclásticos. 3/ Exhalitas silíceas. 4/ Litofacies del tipo "Conglomerato de Monte Narba".

"Conglomerato" y la textura general de la matriz silícea concuerda con esta interpretación.

En resumen, podemos pensar que la litofacies de tipo "Conglomerato de Montenaarba" es un producto de la interacción entre un campo hidrotermal, magmas ácidos en proceso de emplazamiento y un medio sedimentario activo principalmente siliciclástico, en el que además se acumulaba sedimento químico (silíceo), principalmente en forma de precipitados bandeados en el tramo final del conducto hidrotermal. La existencia de clastos de chert con microfósiles no es sino la confirmación de que el sistema hidrotermal tuvo una cierta continuidad en el tiempo, ya que representan la remoción de exhalitas procedentes del inmediato substrato.

Esta litofacies podría considerarse por lo tanto como un intermedio entre la litofacies con peperitas macroglobulares (cap. 6.2.3.4.) y los stockworks localmente brechificados de la base de los cuerpos de exhalitas radicadas (véase el cap. 5.5.), con la particularidad que el emplazamiento en el seno de los materiales siliciclásticos, la brechificación y la remoción selectiva de clastos puede ser directamente asociada a la existencia de explosiones de tipo hidrotermal.

El "Conglomerato de Montenaarba" constituiría por lo tanto un depósito formado durante una actividad explosiva más o menos esporádica de tipo "geiser" sobre el fondo de la cuenca, sin excluir que en algunos casos de menor desarrollo se hayan podido producir depósitos directamente en el seno del sedimento inconsolidado, en condiciones muy someras. La profundidad de la columna de agua suprayacente debió ser en todo caso muy somera. Esta interpretación explica también la existencia de diferentes cuerpos del tipo "Conglomerato" emplazados a diferentes niveles en el seno de la sucesión siliciclástica.

La existencia de depósitos característicos asociados a explosiones hidrotermales comienza a ser un fenómeno bien conocido tanto en ejemplos antiguos como modernos, y en la

mayoría de los casos estos campos hidrotermales son campos mineralizantes activos con precipitación de elementos como el Hg, As, Sb, Ag, W, etc. (NAIRN & WIRADIRADJA 1980; NELSON & GILES 1985; SILLITOE et al. 1985; HOLL 1985; HOLL & SCHENK 1988, etc.). La morfología de los depósitos originados suele tener una sección circular-elíptica, y tal vez esa sería la explicación que tendríamos que darle al cuerpo de Punta Mallone; de todos modos también se conocen ejemplos de depósitos longitudinales controlados por fracturas.

Una vez interpretado el proceso de génesis del "Conglomerato" podemos resumir en la fig. 165 la casuística hallada de relaciones entre los magmas ácidos intrusivos en condiciones someras y los depósitos de exhalitas.

De esta figura se puede extraer la conclusión de que para la existencia de depósitos asociados a explosiones hidrotermales del tipo "Conglomerato de Montenarba" es necesaria la existencia de una muy rápida transferencia de calor entre el magma en proceso de emplazamiento y el agua contenida en el sedimento, lo que implica una amplia superficie de contacto entre magma y sedimento. Una de las condiciones más favorables para que se produzca este hecho es la emisión de haces de diques de pórfido desde el cuerpo intrusivo principal ya que además de la efectividad en la transferencia de calor pueden crearse con facilidad sistemas hidrotermales más o menos confinados.

Por el contrario, la existencia de cuerpos intrusivos masivos parece favorecer la existencia tranquila de precipitados químicos de tipo exhalita, ya sea a techo del cuerpo (si es un criptodomo) o en sus márgenes, si es un domo ampliamente exógeno.