



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

**16.- Contribución de la
geoquímica isotópica**

16.- Contribución de la geoquímica isotópica al conocimiento de los yacimientos del "Filone argentífero".

16.1.- Consideraciones generales.

La geoquímica isotópica aplicada al estudio de yacimientos minerales ha experimentado una enorme evolución en los últimos 30 años. En la actualidad ya son muchos los equipos de trabajo que disponen de laboratorios bien dotados en este campo, y la ingente cantidad de artículos que continuamente aparecen en las revistas especializadas ha creado un cuerpo de doctrina para la interpretación de este tipo de datos. No obstante, a medida que se progresa en este tipo de estudios se conocen sus limitaciones, y se hace necesario el cotejar diferentes fuentes de información para extraer conclusiones válidas.

Aunque sea obvio, hay que recordar que la primera fuente de información que hay que consultar es un buen conocimiento de la geología del yacimiento, tal como se ha hecho en los estudios recientes sobre los yacimientos de tipo Mississippi Valley, sobre los Kuroko japoneses, etc. Este conocimiento de la geología es el que justifica el planteamiento del trabajo de geoquímica isotópica y su misma realización. Además, el desarrollo de los mismos estudios isotópicos han demostrado que es necesario trabajar con varios métodos analíticos sobre una misma muestra o un grupo de muestras para obtener resultados significativos. El empleo aislado de los datos del reparto isotópico del azufre, del oxígeno, del carbono, del estroncio o del plomo no ofrece ninguna información significativa (e incluso puede suministrar varias contradictorias), mientras que su empleo conjunto puede clarificar en gran medida cual fue el tipo de solución mineralizante, su temperatura y en gran medida su composición original.

A lo largo de nuestro trabajo no hemos podido disponer de los medios analíticos para llegar a cabo un estudio de estas características, ni de hecho se trataba de un aspecto imprescindible dentro de nuestros objetivos finales. A pesar de esto, hemos tenido la fortuna de que durante durante los últimos años diferentes equipos de investigadores han publicado trabajos sobre la geoquímica isotópica de los yacimientos existentes en el Sarrabus, de modo que en este capítulo procederemos a estudiar e interpretar la información disponible conjuntamente, a la luz de los datos procedentes en el resto de nuestro estudio y de la bibliografía especializada. Los datos comentados proceden principalmente de CORTECCI et al. (1987) y de MANGOLD (1988), y en menor medida de MASI et al. (1975) y MÖLLER et al. (1983).

El reciente trabajo de CORTECCI et al. (1987) es sin duda la más importante contribución al conocimiento isotópico de las

mineralizaciones del Sarrabus, y ofrece una masa de datos realmente importante que incluye análisis isotópicos de S (en sulfuros y baritina), de C (en carbonatos), de Sr (de calcitas, baritinas y roca encajante de las mineralizaciones) y de O (de calcitas y baritinas).

Sin embargo, a este trabajo se le pueden hacer dos objeciones principales: por lo que se refiere a la interpretación genética, se basa principalmente en la hipótesis propuesta por CHECCHI & DUCHI (1983), y por otro lado el excesivo número de mineralizaciones abarcadas impide que se proceda a un estudio sistemático de ninguna de ellas, habiéndose mezclado mineralizaciones claramente tardías (las contenidas en los granitoides) con las relacionadas con el volcanismo paleozoico. El modelo de CHECCHI & DUCHI (1983) ya ha sido ampliamente comentado (véase el cap. 7.2.). Sin embargo, la cantidad y calidad de los datos suministrados en el trabajo de CORTECCI et al. (1987), así como su exquisita descriptiva de las mineralizaciones estudiadas y de las líneas de razonamiento empleadas en su trabajo permite plenamente utilizarlos en una reinterpretación basada en la geología de los yacimientos.

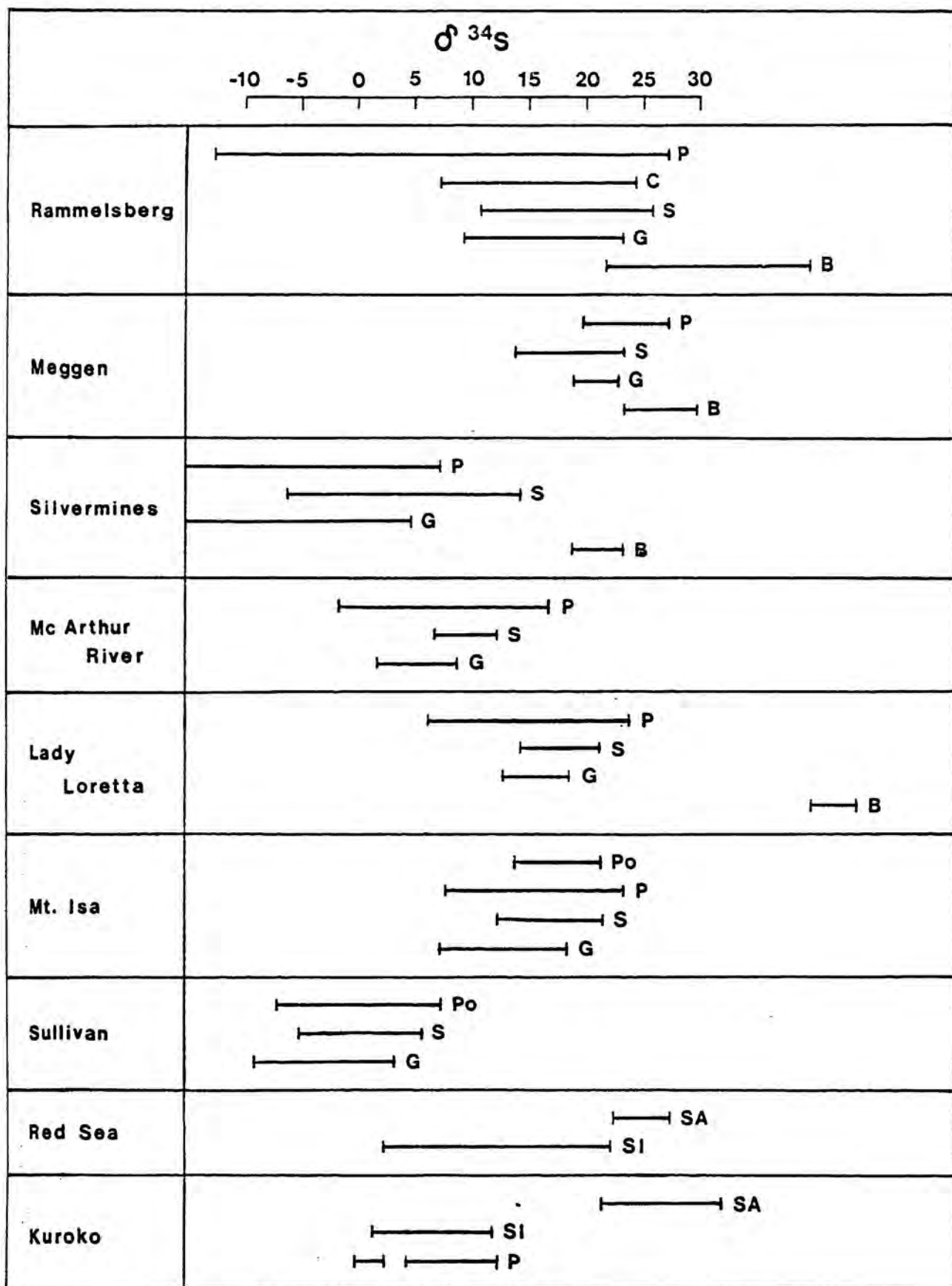
16.2.- Isótopos de azufre.

En las figs. 235 y 236 se expone una recopilación de datos de rangos de distribución de las relaciones isotópicas del S procedentes de yacimientos de tipo SEDEX (procedente de LARGE, 1983), de algunos yacimientos volcanosedimentarios, de algunos yacimientos de Au-Ag relacionados con volcanismo y de los yacimientos del Sarrabus. En este último caso hemos separado por una parte los yacimientos emplazados en el granito (claramente tardíos), por otra los yacimientos relacionados con fracturas de dirección N-S (Monte Is Crabus y Bruncu Molentinu), y en otros grupos el resto de los yacimientos existentes en los materiales paleozoicos, intentando clasificarlos según su distribución geográfica. Los datos del Sarrabus proceden principalmente de CORTECCI et al. (1987).

Fig. 235.- Rango de $\delta^{34}\text{S}$ en diferentes yacimientos de tipo SEDEX y vulcano-sedimentario. Los datos de los 7 primeros yacimientos proceden de la recopilación de LARGE (1982) y los 2 últimos de la de SCHROLL (1984).

$\delta^{34}\text{S}$

-10 -5 0 5 10 15 20 25 30



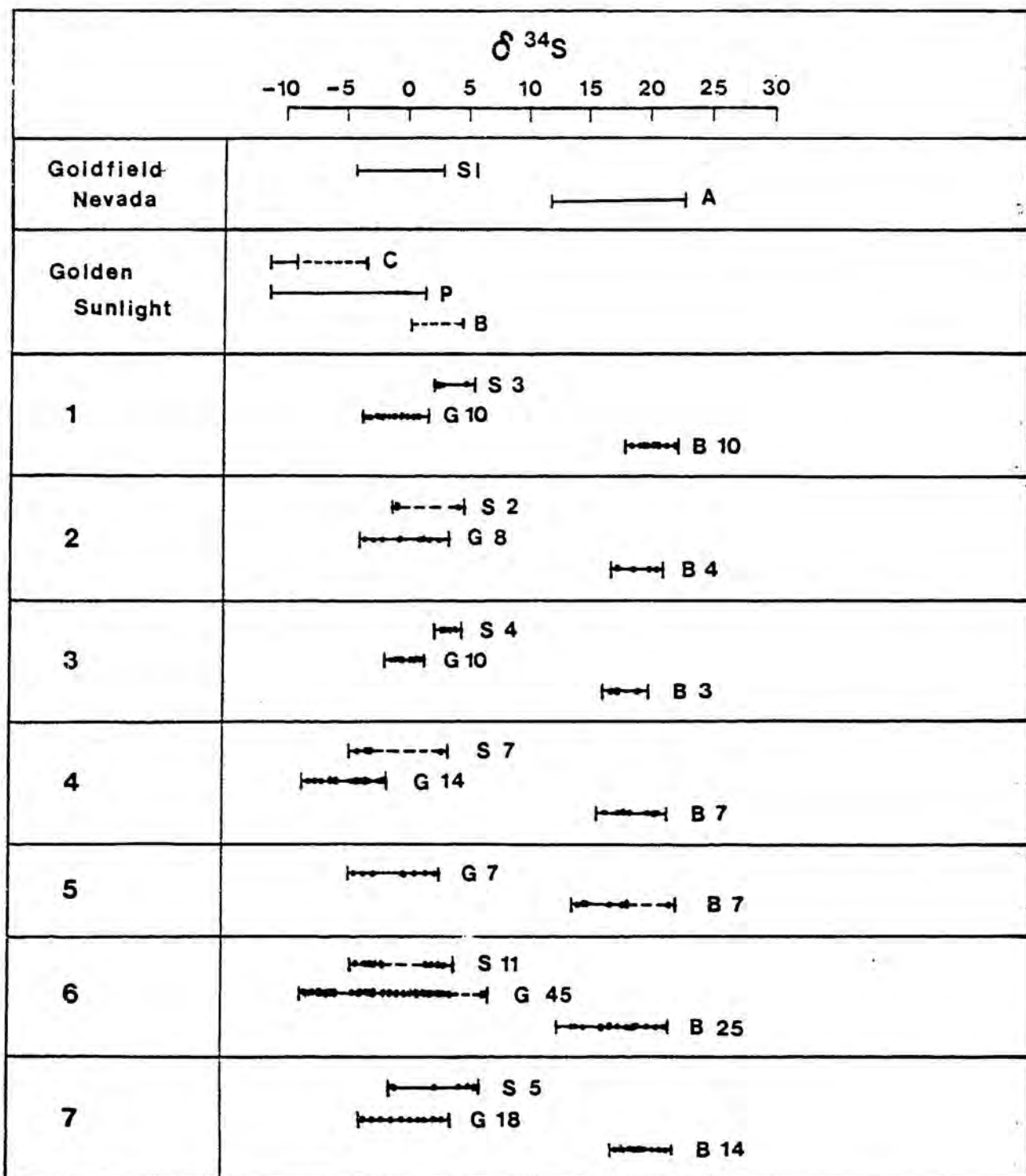


Fig. 236.- Rango de δ ^{34}S en yacimientos de Au-Ag y en los yacimientos del Sarrabus. Los datos de Goldfield proceden de JENSEN et al. (1971) y los de Golden Sunlight de PORTER & RIPLEY (1985). Los datos de los yacimientos del Sarrabus proceden de CORTECCI et al. (1987), y en menor medida de MÖLLER et al. (1983). Los yacimientos del Sarrabus estudiados por CORTECCI et al. (1987) han sido clasificados siguiendo los siguientes criterios: 1/ Yacimientos intragraníticos (Monte Genis, S'Ortu Becciu, Bruncu Sa Terra Mala, Casa Loi). 2/ Yacimientos controlados por fracturas de dirección N-S (Bruncu Molentinu, Monte Is Crabus). 3/ Yacimientos del Gerrei meridional: San Vito, Brecca, Su Cfunaxi, Monti de Forru. 4/ "Filone argentífero" al sur de Muravera: Monte Narba, Giovanni Bonu y Baccu Arrodas. 5/ Yacimientos del Sarrabus centro-occidental: Niccola Secci, Serra S'Illixi, Tacconis, Sa Terra Mala. 6/ Yacimientos de los grupos 3+4+5 (incluyendo los datos procedentes de MÖLLER et al., 1983). 7/ Yacimientos de los grupos 1+2. Los números indicados junto a los rangos de δ ^{34}S corresponden al número de análisis disponible.

Los ejemplos procedentes de otras regiones han sido escogidos por el carácter vulcanosedimentario-SEDEX de los yacimientos deducido en nuestro estudio sobre el Sarrabus, y por la mineralización argentífera que estos contienen.

El comportamiento del S por sí solo es poco indicativo, entre otros motivos ya que se conocen bastantes procesos naturales orgánicos e inorgánicos que intervienen normalmente en la formación de yacimientos minerales que afectan directamente a su fraccionamiento isotópico.

A pesar de esto, podemos señalar que en los yacimientos de tipo SEDEX se observa una tendencia desde valores negativos hacia valores positivos que coincide aproximadamente con la distribución espacial de las paragénesis epigenéticas o de stockwork hacia las francamente estratiformes singenéticas (LARGE, 1983; véase la fig. 235). Los sulfuros, principalmente concentrados en la zona de aporte ("feeder vent") del stockwork, o en las zonas más proximales de los cuerpos estratiformes de sulfuros masivos, presentan los valores negativos, pasando gradualmente hacia valores moderadamente positivos.

Los sulfatos presentan valores positivos moderadamente crecientes, existiendo un amplio margen de solapamiento entre ellos y los sulfuros. Dentro de éstos últimos, también se puede

distinguir un cierto relevo (con amplias zonas de solapamiento) entre las especies minerales, teniendo tendencia a valores más negativos la galena que la esfalerita; la pirita suele presentar un rango de distribución excesivamente amplio que imposibilita su interpretación, a menos que se clasifiquen previamente las muestras con criterios mineralógicos. Con todo, esta distribución sólo refleja una tendencia de comportamiento, y los valores son muy variables de un yacimiento a otro (véase la fig. 235).

Este comportamiento del azufre suele interpretarse dentro de un modelo simplista como la consecuencia de un aporte de azufre "profundo" de origen magmático-hidrotermal (valores negativos o próximos a cero) mezclado con azufre marino procedente de la cuenca de sedimentación (valores positivos del orden de 20-25 por mil). Por ej., este es el modelo que podemos hallar con ligeras modificaciones en LARGE (1983). Este tipo de interpretaciones ignora que de hecho buena parte del fluido hidrotermal puede proceder de la cuenca marina por infiltración, con las consiguientes mezclas de aguas. El estudio comparado de los valores isotópicos del azufre, el estroncio y el oxígeno permiten tener una idea aproximada de la temperatura del fluido mineralizante, y del eventual porcentaje de agua procedente de la cuenca marina presente en él (véase por ej.: FARRELL et al. 1978; OHMOTO & LASAGA, 1982; KUSAKABE & CHIBA, 1983; etc.).

Existen algunos ejemplos de yacimientos clásicos que presentan una evolución del fraccionamiento isotópico del azufre inversa a la que hemos descrito (valores positivos en la zona de efluencia hidrotermal, que evolucionan hacia valores negativos en las zonas distales. Un ejemplo típico de esta situación es la que ofrecen los yacimientos vulcanosedimentarios de la Faja Piritífera Sudibérica (LECOLLE, 1977). En este caso la interpretación posible es un enriquecimiento en isótopos pesados (desde valores próximos a cero) durante el ascenso en el campo hidrotermal, por fraccionamiento térmico, y un posterior empobrecimiento en medio sedimentario por la acción de los organismos bacterianos presentes en él (op.cit., p. 522).

En otros casos, la homogeneidad de los datos suministrados por la geoquímica isotópica (incluyendo los isótopos altamente dependientes en sus condiciones de fraccionamiento de la temperatura, como los del oxígeno) a lo largo de yacimientos claramente estratificados sugiere que la precipitación de las fases minerales tuvo lugar en forma de finas partículas en los conductos de alimentación (o zona epigenética del yacimiento), preservada en suspensión en el fluido hidrotermal y posteriormente fue expulsada y sedimentada en el medio marino. Esta podría ser una de las explicaciones de la homogeneidad isotópica de algunos de los yacimientos de tipo Kuroko del Japón, como el de Fukazawa (KUSAKABE & CHIBA, 1983), y de hecho fue prevista teóricamente en el modelo de yacimiento de tipo SEDEX propuesto por BERNARD et al. (1982).

Estos dos últimos ejemplos sirven para ilustrar que no se debe interpretar de un modo mecánico la información suministrada por la geoquímica isotópica, porque en la práctica cada situación es diferente. Sin embargo, sí que podemos establecer a "grosso modo" algunas algunas discriminaciones: las baritinas formadas en los yacimientos de tipo Mississippi Valley suelen estar más enriquecidas en isótopos pesados de S que las relacionadas con los SEDEX, siempre que tengamos en cuenta que casos como Rammelsberg confirman la regla por el lado de los SEDEX (véase fig. 235).

Hechas todas estas matizaciones, podemos señalar que la tendencia general mostrada en la fig. 235 es la antes indicada como general en los yacimientos de tipo SEDEX, incluyendo también los datos del Mar Rojo (mineralización subactual) y de los yacimientos miocenos de tipo Kuroko del Japón. La fig. 236 es la continuación de la anterior, y en ella aparecen además de los datos correspondientes a los yacimientos del Sarrabus los de dos yacimientos hidrotermales de Au-Ag de los U.S.A., relacionados genéticamente con la existencia de volcanismo. En estos dos yacimientos americanos se observa una tendencia a un reparto isotópico similar al indicado para los SEDEX, si bien hay que resaltar que se trata de yacimientos que carecen de expansiones estratiformes. En ellos los sulfuros presentan valores isotópicamente más bajos que los sulfatos, independientemente de que éstos puedan ser especies minerales diferentes de la baritina (alunita en el caso de Goldfield).

Los datos correspondientes a los yacimientos del Sarrabus han sido clasificados en función de criterios geológicos (fig. 236): 1/ datos procedentes de yacimientos intragraníticos, claramente tardíos respecto a la secuencia sedimentaria paleozoica; 2/ datos correspondientes a los filones de dirección N-S; 3-4-5/ datos procedentes de los yacimientos atribuibles a un ciclo mineralizante intrapaleozoico; 6/ datos de 3+4+5; 7/ datos de 1+2. En líneas generales el análisis de las distribuciones correspondientes a 6 y 7 es el que ofrece mayor información sobre las tendencias generales, ya que las líneas agrupan a un mayor número de datos y permiten visualizarlos rápidamente.

Tal como han señalado CORTECCI et al. (1987), la tendencia general que se observa en los isótopos de azufre de los yacimientos del Sarrabus es relativamente homogénea, con valores en general negativos próximos al cero para los sulfuros (predominio de un rango variable de -5 a +5 por mil), y valores alrededor del +20 por mil en el caso de las baritinas. Los valores en el caso de los sulfuros se solapan y deslizan gradualmente hacia valores positivos, siendo más bajos en el caso de las galenas que en el de las esfaleritas, hecho que en general también sucede en los yacimientos de tipo SEDEX (véase la fig. 235). Sin embargo, el tránsito entre sulfuros y sulfatos queda claramente marcado por

una zona sin valores con una amplitud del orden de 10 por mil, tal como queda claramente expresado en la fig. 236 (6 y 7). Comparando estas dos agrupaciones de datos se observa no obstante que los yacimientos atribuibles al ciclo vulcano-sedimentario paleozoico (6) presentan valores algo más bajos en el caso de los sulfuros (hasta -10 por mil) y un rango más amplio en el caso de los sulfatos, que llegan a valores inferiores a +15 por mil, mientras que los yacimientos cronológicamente posteriores (7) los valores siempre son superiores a +15 por mil.

La interpretación de estos datos no es fácil a priori. Una primera apreciación que podemos realizar que la mineralización estudiada se caracteriza por un claro predominio de los sulfatos (baritina) sobre los sulfuros; por lo tanto es lógico que concentremos nuestro interés preferentemente en la información suministrada por las baritinas.

Si comparamos los datos correpondientes a las baritinas con los suministrados en la bibliografía especializada para los sulfatos sedimentarios paleozoicos (CLAYPOOL et al., 1980) se observa que podrían corresponder a un precipitado formado a partir de agua marina en una cuenca devónica o del Carbonífero inferior (véase fig. 237). Sin embargo, este tipo de atribuciones no se realizan únicamente en base a los contenidos isotópicos del azufre, siendo necesario que la correlación sea también buena con los datos de $\delta^{18}O$. Al comprobar este otro tipo de datos isotópicos se observa que los valores de $\delta^{18}O$ son excesivamente bajos (existe un desfase del orden de 5 por mil) para poder justificar que las baritinas procedan por precipitación directa de agua marina durante del Devónico o el Carbonífero inferior.

Si consideramos la posibilidad de una edad más moderna de las mineralizaciones, los datos de $\delta^{34}S$ obtenidos en las muestras del Sarrabus son excesivamente altos para poder proceder de agua marina del Carbonífero Superior, del Pérmico, del Triásico, del Jurásico y del Cretácico. Una edad terciaria de los yacimientos parece totalmente descartada por todos los autores, de modo que parece improbable que éstos se hayan formado directamente a partir de agua marina. Como se verá más adelante, los datos isotópicos del Sr contenido en las baritinas ofrecen otro argumento adicional para excluir esta posibilidad.

Otro origen (sedimentario) posible del azufre contenido en las baritinas es un reciclaje. Un reciclaje por erosión subaérea de sulfatos del Devónico-Carbonífero inferior es altamente improbable, entre otros motivos porque no se conoce ninguna formación evaporítica de tal edad en el contexto geográfico que estudiamos.

CORTECCI et al. (1987) han propuesto un reciclaje a partir de los sulfuros contenidos en la secuencia paleozoica en forma de

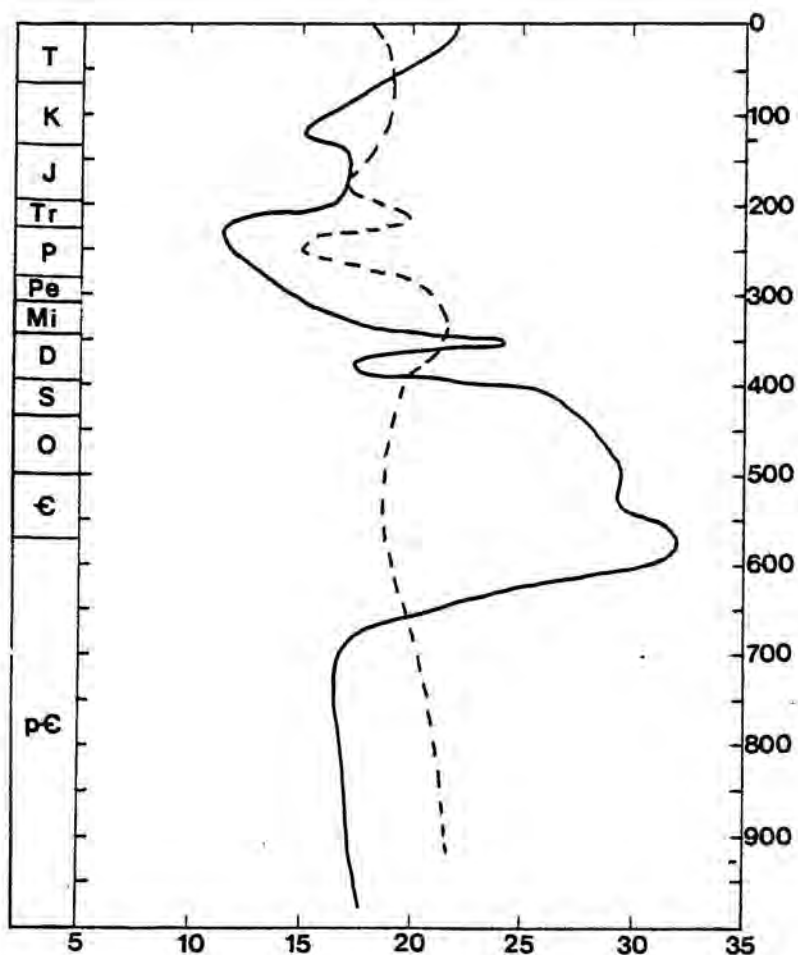


Fig. 237.- Modificación temporal de los valores de $\delta 34S$ y $\delta 180$ en sulfatos marinos (según CLAYPOOL et al. 1980, simplificada). Los valores en abscisas están expresados en tantos por mil, la línea continua corresponde a $\delta 34S$ y la discontinua a $\delta 180$. Las edades (en ordenadas) están expresadas en millones de años.

diseminaciones. Este reciclaje a priori es posible, pero implica un cambio generalizado del estado de oxidación del azufre. Esto no es un obstáculo insalvable, pero hay que matizar que los sulfuros citados no han sido suficientemente estudiados desde un punto de vista isotópico, y no deja de ser una hipótesis de trabajo basada en datos fragmentarios que acaso no representan suficientemente a la masa de azufre presente en los sedimentos. Con todo, hay que matizar aún que el reciclaje propuesto por los citados autores no se habría producido en un contexto exógeno, sino durante el desarrollo del metamorfismo y la tectónica hercínica. En contra de esta interpretación, basada en la hipótesis genética propuesta por CHECCHI & DUCHI (1983), está la misma morfología y textura de las mineralizaciones (véase cap. 15.1.) además del desarrollo de la historia geológica de la región, tal como ha podido ser reconstruido en esta tesis.

Dentro de la interpretación de los datos isotópicos del azufre realizada por CORTECCI et al. (1987) destaca el hecho de que se proponga un doble aporte, por una parte predominantemente sedimentario en el caso de la baritina (a partir de azufre reducido presente en la secuencia paleozoica en forma de sulfuros, como ha sido indicado) y un aporte predominantemente magmático para los sulfuros, cuya fuente estaría en los granitoides tardihercínicos.

Si tenemos en cuenta el desfase cronológico entre el supuesto metamorfismo hercínico y el emplazamiento de los granitoides tardotectónicos, esto presupone la generación de los yacimientos del tipo "Filone argentífero" por lo menos en dos episodios, y no explica porqué el segundo (la formación de los sulfuros, volumétricamente el menos importante) no afectó en algún modo las relaciones isotópicas del primero. Podríamos cuestionar seriamente otros aspectos, como si realmente los sulfuros y la baritina han alcanzado un equilibrio isotópico, pero parece más lógico tratar los problemas más simples y mayores que crea la interpretación genética de CORTECCI et al. (1987).

La morfología de los filones, bien conocida desde los trabajos de TRAVERSO (1890) y DE CASTRO (1890) consiste en cuerpos fundamentalmente baríticos (y silíceos) con un sector central (y con una clara distribución vertical) constituido por sulfuros, sulfosales y plata nativa. No se entiende cómo y/o porqué los fluidos cargados con azufre magmático procedente de los granitoides tardihercínicos habrían debido ir a emplazarse en el seno de una mineralización preexistente, y además sin afectar a ésta sustancialmente.

En nuestra opinión, las características morfológicas y texturales de las mineralizaciones del tipo "Filone argentífero", así como la geología de los materiales encajantes permiten interpretar los datos de la geoquímica isotópica dentro de un

modelo sensiblemente más sencillo, coherente con el resto de observaciones y más realista. Los yacimientos de tipo "Filone argentífero" se formaron en sistemas hidrotermales clásicos, en relación con el emplazamiento de los diques y domos ácidos ("porfidi grigi e bianchi"), siendo el aporte de azufre principalmente magmático (δ^{34S} próximo a cero por mil) y procediendo de las citadas rocas volcánicas, sin que se pueda excluir la existencia de pequeños porcentajes (por infiltración) de azufre desde la cuenca marina. La clara separación entre los contenidos isotópicos de los sulfuros y el sulfato se explica perfectamente en base a un fraccionamiento isotópico producido en el sistema hidrotermal.

OHMOTO & LASAGA (1982) han demostrado en sus estudios experimentales que en medio hidrotermal (y especialmente en medio ácido) a $T > 200$ °C los sulfatos primarios formados son mucho más pesados isotópicamente que los sulfuros con los que cocrystalizan debido al fuerte fraccionamiento existente entre las especies sulfuro y sulfato disueltas. Este comportamiento es aplicable a los medios naturales (OHMOTO & LASAGA, 1982) y, de hecho, en algunos casos puede ser empleado para distinguir entre sulfatos primarios (pesados isotópicamente, con valores del orden de δ^{34S} de +20 por mil) y sulfatos secundarios que formados a expensas de los sulfuros primarios conservan las relaciones isotópicas existentes en ellos (valores de δ^{34S} negativos próximos a cero, del orden de -5 por mil) (BETHKE, 1984).

En nuestro caso existen múltiples datos que justifican que las temperaturas de formación de los minerales han permitido la existencia de dicho fraccionamiento isotópico en el sistema hidrotermal: algunas de las paragénesis presentes, la misma termometría isotópica suministrada por CORTECCI et al. (1987), y los datos procedentes del estudio de las inclusiones fluidas existentes en los minerales (véase cap. 19). Esta interpretación del fraccionamiento isotópico en el seno del sistema hidrotermal simplifica extraordinariamente la génesis de las mineralizaciones: existe un único (o muy mayoritario) aporte de azufre magmático, la mineralización se produce en un único episodio, y no hay que invocar la existencia ni del metamorfismo ni de la tectónica hercínica, ni removilizar importantes stocks de S contenidos en los sedimentos paleozoicos para reconcentrarlos en un espacio físico muy limitado.

Como es lógico, una interpretación de fraccionamiento isotópico similar puede explicar la separación de los valores de δ^{34S} entre los sulfuros y las baritinas en el resto de yacimientos, si partimos de la base de que también se trata de yacimientos hidrotermales con un desarrollo de $T > 200$ °C.

16.2.- Isótopos de oxígeno.

Como ha sido señalado, los datos de δ 180 analizados individualmente tienen escaso valor. No obstante, por lo que se refiere al oxígeno presente en las baritinas se pueden extraer algunas conclusiones comparando los datos disponibles con la fig. 237. Ya ha sido señalado que los valores bajos en δ 180 que presentan las mineralizaciones del tipo "Filone argentífero" son incompatibles con una precipitación a partir de agua marina devónica, carbonífera e incluso silúrica; serían compatibles con una precipitación a partir de un agua pérmica. Si por otra parte consideramos las mineralizaciones intragraníticas, se observa también la existencia de valores de δ 180 bajos en una serie de muestras (procedentes de Monte Genis y S'Ortu Becciu).

Por consiguiente, si considerásemos exclusivamente los datos de δ 180 podría pensarse en una influencia de agua marina de edad pérmica en el caso de los yacimientos de tipo "Filone argentífero" y de algunos de los intragraníticos. Pero en tal caso, los contenidos de δ 34S son excesivamente altos tanto para una precipitación directa a partir del agua marina pérmica como para un origen magmático (entendiendo en este último caso que el agua no habría sufrido un fraccionamiento isotópico en el campo hidrotermal). Este hecho invalida la posibilidad de una precipitación de la baritina a partir de agua marina pérmica; en el caso particular de los yacimientos intragraníticos otros aspectos reafirman esta negativa, como la elevada variabilidad de los valores de δ 180 dentro de un mismo yacimiento.

Por lo que se refiere a los yacimientos intragraníticos, CORTECCI et al. (1987, p. 1606) han resaltado que los valores de δ 180 de algunas muestras (MG-6, SOR-3, etc.) coinciden bastante bien con los datos conocidos para los granitoides del Sarrabus (entre +8 y + 10.5 por mil, BROZZU et al., 1983), del mismo modo que los datos isotópicos correspondientes al estroncio (véase más adelante). Con todo, la variabilidad de los valores de δ 180 en los yacimientos afectados (unida a las consideraciones previas) sugiere la existencia de algún fraccionamiento del oxígeno en el medio hidrotermal.

MORTEANI et al. (1986) confirmaron en su trabajo en líneas generales el rango de valores de δ 180 descrito por BROZZU et al. (1983) para los granitoides del Sarrabus. El trabajo de estos autores pretendía clarificar el tipo y naturaleza de los procesos de alteración en granitoides, y por lo que se refiere al Sarrabus se concentró en el sector de los granitoides inmediatamente adyacentes a la plataforma siliciclástica paleozoica, en cuatro localidades distribuidas de este a oeste. Para alcanzar sus objetivos procedieron a un estudio isotópico del oxígeno en los granitoides (en roca total y en diferentes minerales aislados) y

al estudio de la distribución de las tierras raras sobre las mismas muestras.

Los resultados alcanzados por MORTEANI et al. (1986) son compatibles (si tenemos en cuenta los resultados isotópicos y los factores de fraccionamiento experimentalmente determinados) con dos procesos diferentes de alteración: 1/ interacción a baja temperatura (aprox. 100 °C) entre la roca ígnea y agua de procedencia meteórica (con δ 180 originariamente variable entre -4 y -7 por mil); 2/ interacción a alta temperatura (300-400 °C) entre la roca ígnea y fluidos de procedencia magmática (con δ 180 del orden de +6 y +10 por mil). Estos autores se decantan por la segunda posibilidad, en base a diferentes criterios:

- de tipo mineralógico: ausencia de desestabilización de las plagioclasas de los granitoides.

- de tipo isotópico: permanencia de la razón 87Rb/87Sr en las muestras analizadas.

- de tipo cinético e, indirectamente, por la presencia de mineralizaciones asociadas. Por nuestra parte podemos añadir que es obvio que (entre otros) los datos correspondientes a las inclusiones fluidas presentes en las mineralizaciones genéticamente relacionables con los granitoides abogan por la presencia de fluidos a una temperatura moderadamente alta, lo que también puede ser un argumento a favor de la segunda interpretación.

En resumen, los datos procedentes del trabajo de MORTEANI et al. (1986) también abogan indirectamente por la existencia de fluidos de origen magmático procedentes de los granitoides tardihercínicos relacionados con zonas de alteración próximas a las mineralizaciones intragraníticas.

Por último, aunque los análisis disponibles son muy escasos, existe otro grupo de mineralizaciones caracterizadas por un rango de δ 180 más amplio, llegando valores francamente más altos (del orden de +17 y +18 por mil). Se trata tanto de mineralizaciones intragraníticas (Bruncu Sa Terra Mala, Casa Loi) como de otras contenidas en los materiales siliciclásticos paleozoicos, tanto atribuibles al tipo "Filone argentífero" (Sa Terra Mala) como no atribuibles a dicho tipo (Bruncu Molentinu); no se dispone de datos de Monte Is Crabus). Estos valores altos de δ 180 no pueden ser atribuidos en principio ni a los granitoides hercínicos ni a la existencia de influencia de agua marina. El posible significado de estas mineralizaciones será comentado más adelante.

Por lo que se refiere a los contenidos de δ 180 de las rocas volcánicas ácidas contenidas en la secuencia paleozoica carecemos de datos. Es significativo, no obstante, que la totalidad de los datos disponibles (16 análisis correspondientes a 7 localidades) para mineralizaciones del tipo "Filone argentífero" presenten

valores comprendidos entre +9.3 y +11.8 por mil, con una buena concentración de los valores alrededor de +10 por mil. Estos valores sugieren un aporte magmático a partir de un cuerpo con una composición original similar a la conocida para los granitoides del Sarrabus, pero los contenidos isotópicos del Sr de las baritinas (véase más adelante) permiten excluir tal procedencia. Se puede avanzar, a título de hipótesis, que los contenidos de $\delta^{18}O$ de las rocas volcánicas ácidas intrapaleozoicas probablemente deben tener valores similares a los de los granitoides.

CORTECCI et al. (1987) ofrecen igualmente varios análisis de las calizas existentes en la cuenca siliciclástica (fig. 238). Estas calizas muestran en general una buena correlación con los valores de $\delta^{13}C$ registrados en la bibliografía para carbonatos silúricos y devónicos. Sin embargo, los valores de $\delta^{18}O$ son sensiblemente más bajos de los esperados, diferencia que estos autores atribuyen al metamorfismo hercínico. En nuestra opinión es más probable que se trate de una modificación sedimentario-diagenética; en todo caso las posibles causas de la modificación de los valores de $\delta^{18}O$ son muy variadas (O'NEIL, 1987). No obstante, se pueden señalar algunas de las más probables.

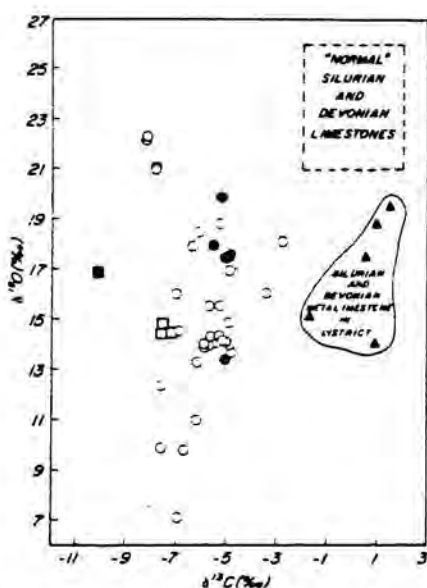


FIG. 6. Carbon and oxygen isotope composition of calcite from the ore deposits within black shale (O; this work and Masi et al., 1975), metasandstone (□), porphyroid (●), and granitoid (■). Isotopic compositions of metalimestone in the district are shown by full triangles. Isotopic field of most Silurian and Devonian limestones (data from Veizer and Hoefs, 1976) also shown.

Fig. 238.- Datos isotópicos de las calcitas del Sarrabus-Gerrei (según CORTECCI et al., 1987).

En primer lugar, muchas de las calizas pelágicas analizadas son calizas nodulares o "griotte" de facies condensadas y muestran claras evidencias de una cementación precoz polifásica, en ambiente superficial. Además, presentan un abundante contenido en fragmentos esqueléticos, con claras evidencias de sustitución de carbonatos precoces por fases más estables como calcita (véase cap. 5.6.2.2.). Este tipo de diagénesis puede alterar los valores de δ 180 sin modificar excesivamente los valores del carbono, y parece la más probable causa de la anomalía descrita por CORTECCI et al. (1987).

En segundo lugar, los carbonatos están emplazados en una secuencia con abundantes intercalaciones volcánicas y epiclásticas. La alteración de baja temperatura de material volcánico en el océano produce minerales con altos valores de δ 180; dentro de un sistema más o menos cerrado, este hecho se compensa con la disminución de los valores de δ 180 en el agua intersticial del sedimento (O'NEIL, 1987, p. 92), y esta agua al interaccionar con los materiales carbonáticos en una fase diagenética más o menos avanzada puede bajar sensiblemente los valores de δ 180 en éstos.

Los datos correspondientes a las calcitas de ganga de los yacimientos son comentados con los isótopos de carbono.

16.4.- Isótopos de estroncio.

CORTECCI et al. (1987) analizaron los contenidos isotópicos de baritinas, calcitas y rocas de caja de las mineralizaciones. Estos análisis fueron efectuados para complementar el resto de datos isotópicos y aportar nuevos criterios para la interpretación de la naturaleza de los fluidos mineralizantes. El número de muestras analizadas fue más reducido que en el caso del azufre, y la elección de éstas se realizó atendiendo al criterio de representar el máximo de yacimientos posibles. Los datos obtenidos quedan recogidos en las figs. 239 y 240.

La fig. 239 clasifica los datos analíticos en función de la litología encajante que predomina en cada mineralización. Los datos correspondientes a las baritinas son especialmente interesantes de cara a la clarificación del origen de los fluidos mineralizantes; por el contrario, el número de análisis correspondiente a las calcitas es demasiado pequeño y los resultados obtenidos demasiado dispersos como para que podamos tomarlos en consideración.

Por lo que se refiere a las mineralizaciones contenidas en lutitas negras ("black shales") estos datos excluyen de un modo claro la precipitación de la baritina a partir de agua marina

TABLE 3. Strontium Isotope Composition of Barites and Calcites from the Sarrabus-Gerrei Mining District

Sample no.	Description ¹	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 1σ	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr
Host rock: Black shale					
SS-2	<i>Vein of calcite</i> in barite with galena, Serra S'Illixi deposit	0.7132 ± 4	n.d. ²	352	
	<i>Barite</i> from same sample	0.7117 ± 4	n.d.	5,348	
NS-2	<i>Barite</i> with galena, Nicola Secci deposit	0.7117 ± 2	5.2	13,407	0.0011
BAM-3	<i>Calcite</i> , barite, and galena assemblage, Baccu Arroddas deposit	0.7170 ± 7	n.d.	236	
	<i>Barite</i> from same sample	0.7124 ± 2	n.d.	4,824	
MNGB-5	<i>Barite</i> with galena, Monte Narba-Giovanni Bonu deposit	0.7122 ± 2	n.d.	8,209	
MNGB-10	<i>Calcite</i> with sphalerite from the above deposit	0.7168 ± 6 ³	6.1	28.7	0.619
STM-2	<i>Barite</i> , Sa Terra Mala deposit	0.7123 ± 2			
Host rock: Sandstone					
T-1	<i>Barite</i> with galena, Tacconis deposit	0.7118 ± 2	4.7	13,836	0.001
BM-4	<i>Barite</i> , sphalerite, and quartz assemblage, Bruncu Molentinu deposit	0.7128 ± 2	n.d.	3,548	
BM-7	<i>Barite</i> , galena, fluorite, and quartz assemblage from the above deposit	0.7126 ± 2	9.2	15,510	0.0017
ISC-2	<i>Calcite</i> , galena, sphalerite, fluorite, and quartz assemblage, Is Crabus deposit	0.7134 ± 2	0.2	78.9	0.0065
Host rock: Porphyroid					
B-1	<i>Barite</i> , Brecca deposit	0.7130 ± 2	3.2	7,878	0.0012
MD-2	<i>Calcite</i> with galena, Monti de Forru deposit	0.7188 ± 3	0.0	79.8	
RSL-4	<i>Calcite</i> with sphalerite, Su Lionaxi deposit	0.7143 ± 2 ³	1.5	56.6	0.077
Host rock: Granitoid					
MG-1	<i>Barite</i> with quartz, Monte Genis deposit	0.7111 ± 2	5.4	16,147	0.001
MG-6	<i>Barite</i> with galena and quartz from the above deposit	0.7110 ± 4	5.1	16,996	0.0009
SOR-3	<i>Barite</i> with galena and sphalerite, S'Ortu Becciu deposit	0.7103 ± 4	n.d.	5,713	
BSTM-4	Pale pink <i>barite</i> , galena, sphalerite, and quartz assemblage, Bruncu Sa Terra Mala deposit	0.7131 ± 1			
CL-1	Pale pink <i>barite</i> with quartz, Casa Loi deposit	0.7128 ± 2	n.d.	7,552	

¹ Analyzed minerals are italicized; see Appendix for a more detailed description of the specimens

² Rb and Sr concentrations of the calcites from samples MNGB-10 and RSL-4 were determined by isotopic dilution, but by X-ray fluorescence in the other minerals; Rb was not detectable (n.d.) by this latter method, the detection limit of which is about 3 ppm

³ Recalculated values at the presumed time of mineralization (304 m.y. ago; see text) are 0.7141 and 0.7140, respectively

Fig. 239.- Composición isotópica del estroncio de baritinas y calcitas del Sarrabus-Gerrei. Según CORTECCI et al. (1987).

TABLE 4. Strontium Isotope Composition of Country Rocks from the Sarrabus-Gerrei Area

Sample no.	Description	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} + 1\sigma$	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
1040	<i>Porphyroid</i> , outcrop to the north of the Brecca ore deposit, Gerrei	0.7544 ± 2	258	90	8.43
1771	<i>Porphyroid</i> , outcrop to the north of San Vito, on the road between San Vito and Villasalto, Gerrei	0.7521 ± 3	202	79	7.42
2192	<i>Porphyroid</i> , outcrop to the northwest of San Nicolò Gerrei, Gerrei	0.7368 ± 3	219	132	4.80
1049	<i>Porphyroid</i> , outcrop of Punta Serpeddi, Sarrabus	0.7226 ± 4	178	263	1.96
1051	<i>Porphyroid</i> , adjacent to sample 1049	0.7224 ± 3	169	251	1.96
2180	<i>Porphyroid</i> , about 30 m from sample 1049	0.7209 ± 3	152	247	1.78
ISC-1	<i>Metasandstone</i> , Is Crabus ore deposit (San Vito Formation)	0.7451 ± 5	125	60	6.05
BAM-16	<i>Metalimestone</i> (Silurian), hanging wall of the Baccu Arroddas ore deposit, dark gray in color	0.7178 ± 3	64	109	1.70
SG-4	<i>Black shale</i> with graptolites (6.7 wt % organic carbon), undisturbed outcrop near Armungia	0.7207 ± 3	134	276	1.41
SG-5	<i>Black shale</i> (9.8 wt % organic carbon), tectonic breccia of the Villasalto overthrust, Su Suergiu stibnite-scheelite mine, Villasalto	0.8200 ± 5	115	13.3	25.20
MNGB-4	<i>Black shale</i> , Giovanni Bonu locality; sample is low in organic matter	0.7254 ± 4	236	183	3.75

Rubidium and strontium concentrations were determined by isotopic dilution; analyzed minerals are italicized

Fig. 240.- Composición isotópica del estroncio de la roca de caja de algunas mineralizaciones del Sarrabus-Gerrei. Según CORTECCI et al. (1987).

durante el Fanerozoico (op.cit., p. 1598), ya que los resultados obtenidos de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son mucho mayores que el rango de 0.7067-0.7092 registrado en la bibliografía especializada. Los contenidos isotópicos de los granitoides tardihercínicos están en un rango de 0.7085-0.7105 (DEL MORO et al. 1975; M.BARBERI in BROTZU et al. 1983) lo que en opinión de CORTECCI et al. (1987, p. 1599) también excluye un origen magmático del estroncio contenido en estas barritinas a partir de dichos granitoides.

En realidad, los datos isotópicos del Sr disponibles excluyen para la totalidad de barritinas analizadas un origen a partir de agua marina durante el Fanerozoico, lo cual es coheren-

te con los datos correspondientes al δ 180 y el δ 34S antes expuestos.

CORTECCI et al. reconocen una tendencia similar a la observada para las mineralizaciones contenidas en las lutitas negras en el resto de las muestras, excepto en tres (en op.cit., p.1599 sorprendentemente se citan 4) comprendidas en un rango de $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de 0.7103-0.7111, que podrían mostrar un aporte parcial de Sr a partir de los granitoides tardihercínicos.

Un hecho especialmente significativo es la buena correlación entre el contenido de algunas muestras de rocas volcánicas ácidas paleozoicas (citadas como "porphyroids", fig. 240) y los contenidos presentes en las baritinas: "In an $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ vs. $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ plot, the data points of the porphyroid rocks analyzed in the present work fit an isochron yielding a date of 365 ± 10 m.y. and an initial ratio $87\text{Sr}/86\text{Sr} = 0.7121 \pm 0.0005$ " (op.cit. p. 1600) (véase fig. 241).

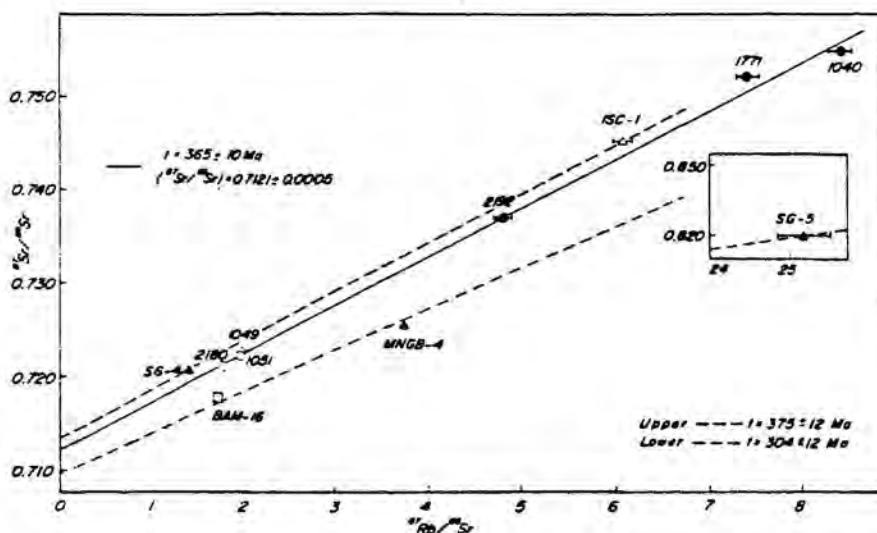


FIG. 4. Whole-rock isochrons through country rocks of the Sarrabus and Gerrei areas. Solid line = isochron through porphyroid rocks from Sarrabus (O) and Gerrei (●). Dashed lines = isochrons through metasedimentary rocks, i.e., upper line is through black shale sample SC-4 (▲) and metasandstone sample ISC-1 (Δ), and lower line is through metalimestone sample BAM-16 (□) and black shale samples (▲) MNGB-4 and SG-5 (this latter is shown in the insert). For sample identification see Table 4. Analytical uncertainties greater than ± 0.06 in the $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ ratios are shown by bars.

Fig. 241.- Isócronas de los materiales paleozoicos del Sarrabus-Gerrei, según CORTECCI et al. (1987). Para explicación véase el texto.

Dado que estos autores interpretan estos datos dentro de la secuencia paleozoica clásicamente aceptada desde los trabajos de Calvino en la región, consideran que la citada edad es una edad rejuvenecida, y que la mayoría del estroncio radiogénico existente en los sedimentos paleozoicos fue incorporado durante el Devono-Carbonífero, probablemente como consecuencia de procesos de alteración, y posteriormente fue heredado por las baritinas en el momento de su formación como en el caso del azufre.

En nuestra opinión, estos datos muestran una clara relación genética entre el volcanismo y las mineralizaciones del tipo "Filone argentífero", que contribuyen a acrecentar el número de datos de todo tipo existentes en ese sentido.

Siguiendo con esta misma línea interpretativa, un detalle interesante a matizar en las conclusiones expuestas por CORTECCI et al. (1987) es que de hecho los datos isotópicos no son tan homogéneos como pudiera parecer. Esto se puede observar si recogemos junto con los datos analíticos del estroncio con los del oxígeno obtenidos para las mismas muestras (véase la fig. 242):

muestra	$87\text{Sr}/86\text{Sr}$	$\delta 18\text{O}$
SS-2	0.7117	10.2
NS-2	0.7117	10.8
BAM-3	0.7124	10.1
MNGB-5	0.7122	10.3
T-1	0.7118	10.7
B-1	0.7130	9.9
STM-2	0.7123	14.2
BM-4	0.7128	17.4
BM-7	0.7126	13.4
BSTM-4	0.7131	18.8
CL-1	0.7128	14.8
MG-1	0.7111	14.5
MG-6	0.7110	11.9
SOR-3	0.7103	11.8

Fig. 242.- Véase explicación en el texto.

Los datos analíticos recogidos en esta tabla han sido clasificados siguiendo criterios geológicos. Las muestras que van de la SS-2 a la B-1 corresponden a las contenidas en materiales paleozoicos y atribuibles a un ciclo mineralizante singenético. La muestra STM-2 también corresponde a una mineralización emplazada en materiales paleozoicos, pero constituye una anomalía dentro de la tendencia general expresada por las anteriores. Las muestras BM corresponden a la mineralización contenida en materiales paleozoicos pero controlada estructuralmente por fracturas N-S, aparentemente tardías, y las últimas cinco muestras corresponden a filones intragraníticos, es decir indudablemente tardías respecto a los materiales sedimentarios y volcánicos paleozoicos.

Las primeras seis muestras presentan valores extraordinariamente semejantes, tanto por lo que se refiere al Sr como al O, a pesar de proceder de yacimientos muy alejados entre sí, y de tratarse de una sola muestra por yacimiento, lo que podría hacer pensar en una discutible representatividad. Es obvio que el contenido isotópico del Sr ha de ser relacionado genéticamente al volcanismo ácido paleozoico, a la vista de los resultados analíticos expuestos previamente. Ya ha sido indicado precedentemente que las todas las muestras de baritina en las que se ha analizado el contenido en δ 180 que corresponden a mineralizaciones del tipo "Filone argentífero" (un número muy superior a las que fueron analizadas en el caso del Sr) presentan una notable uniformidad isotópica por lo que se refiere al oxígeno.

Las muestras correspondientes a Bruncu Molentinu (BM) aparentemente presentan un mismo origen isotópico por lo que se refiere al Sr, pero los valores de δ 180 son netamente diferentes; quizás este desacuerdo sea atribuible a diferencias en la temperatura de los fluidos mineralizantes, o quizás a un origen inicialmente diferente del oxígeno. Esta diferenciación dentro de los yacimientos contenidos en la secuencia paleozoica coincide una vez más con la impresión que podemos extraer de los estudios geológicos realizados. La muestra STM-2 es muy semejante a las BM, y a falta de mayores precisiones tendríamos que interpretarla junto con ellas.

Dentro de las muestras procedentes de yacimientos intragraníticos se observa de nuevo la existencia de diferencias. Las tres últimas muestras tienen un contenido isotópico de Sr que permite interpretar, en la línea de lo señalado por CORTECCI et al. (1987) como influencia directa de los granitoides tardihercínicos; como ha sido comentado anteriormente esta influencia parece reflejarse igualmente en los valores de δ 180. Por el contrario, las dos muestras precedentes (BSTM-4 y CL-1) son extremadamente semejantes a las BM-4, BM-7 y STM-2.

En resumen, podemos pensar en tres episodios mineralizantes principales:

- Un primer episodio intrapaleozoico, relacionado con el vulcanismo paleozoico, caracterizado por δ 180 alrededor de +10 por mil, y razones $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de 0.7117-0.7125 aprox.

- Un segundo episodio intragranítico, relacionado genéticamente (y presumiblemente cronológicamente) con el emplazamiento de los granitoides tardihercínicos y caracterizado por δ 180 alrededor de +12 por mil, y razones $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de 0.7103-0.7111.

- Un tercer episodio distribuido espacialmente en todos los materiales aflorantes, caracterizado por δ 180 sensiblemente mayores a los precedentes, aproximadamente comprendidos entre +14 y +18 por mil, y con razones $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ en general algo mayores a las del primer episodio, del orden de 0.7126-0.7131.

Esta clasificación obviamente es simplista, y está necesitada de posteriores comprobaciones añadiendo un volumen considerable de análisis y, en especial, estudiando sistemáticamente con la geoquímica isotópica algunas de las mineralizaciones que parecen más representativas de los diferentes tipos.

La disposición cronológica propuesta entre el segundo y tercer episodios aquí enumerados no se basa únicamente en la sucesión que parece más lógica desde el punto de vista de la geología regional, sino que como ha sido señalado parece avalada por ser postgranítica y no tener una aparente relación con el Sr procedente del granito, cosa que sí veíamos en el segundo caso. Por otra parte, el estroncio presente en esta tercera mineralización no tiene un origen claro, aunque se puede suponer que proceda del de la primera generación, posteriormente modificado en sus relaciones isotópicas en el seno de los sistemas hidrotermales. En este caso el estroncio no debería proceder necesariamente de los domos ácidos, ya que los datos disponibles indican que los materiales sincrónicos sedimentados en la cuenca analizados tienen relaciones isotópicas similares (véase fig. 240), hecho que en nuestra opinión refleja la influencia directa del vulcanismo en la sedimentación siliciclástica. Este tercer episodio de mineralización podría ser bastante más moderno que los precedentes.

16.5.- Isótopos de carbono.

Los datos correspondientes a las calizas han sido comentados en el apartado de isótopos de oxígeno. Por lo que se refiere a las calcitas de los yacimientos, los datos proceden de MASI et al. (1975) y de CORTECCI et al. (1987) (véase la fig. 238). Según estos últimos autores los valores del δ 13C pueden ser interpre-

tados en el sentido de que con compatibles con una procedencia magmática del carbono. Este hecho es muy coherente con la distribución de las calcitas en la zonación de paragénesis presente en los yacimientos de tipo "Filone argentífero" (véase los caps. 15.1. y 20.1.). Los datos de $\delta^{18}O$ muestran una amplia dispersión que imposibilita su interpretación, y por lo que se refiere a los de la composición isotópica del estroncio sucede algo parecido.

16.6.- Isótopos de plomo.

Los datos de isótopos de plomo proceden del trabajo de MANGOLD (1988), quien analizó diferentes galenas procedentes de yacimientos del sudoeste y el sureste de la isla. Los datos fueron interpretados por este autor dentro del modelo ("two stage model") de la evolución isotópica del plomo terrestre de STACEY & KRAMERS (1975). Los resultados obtenidos de la aplicación de este modelo son aceptablemente buenos si el plomo es de origen magmático, o de origen sedimentario homogéneamente distribuido (modelos de tipo "N"). La eliminación de plomo radiogénico por lixiviación parcial produce valores irreales, con edades del modelo menores que la de la mineralización (modelo de tipo "J"). Por el contrario, se puede obtener una edad del modelo mayor que la edad real de la mineralización si ésta pasa de las condiciones geoquímicas superficiales a la corteza inferior, y de ahí sucesivamente vuelve a la corteza superior, o bien por movilización del plomo de los feldespatos hacia plomo en las menas sin adición de plomo radiogénico (tipo "B") (SCHROLL 1984).

Por lo que se refiere al Sarrabus-Gerrei los datos obtenidos por MANGOLD (1988) son los siguientes (fig. 243):

<u>Edad (m.a.)</u>	<u>Yacimiento</u>
400 (Silúrico Sup.)	Baccu Locci, Tacconis, Funtana Raminosa.
360 (Devónico medio)	Monte de Forru.
320-340 (Carbonífero Inferior)	Monte Narba, Baccu Arroddas Serra S'Ilixì.
275 (Carbonífero Sup.)	Brunco Ventura, Baccu Monte Lora.
240 (Pérmico Superior)	Brunco Molentinu.

Aunque este tipo de dataciones deben ser muy prudentemente evaluadas dentro de su contexto geológico, ofrecen una dimensión temporal nueva digna de ser tenida en cuenta. En líneas generales, el resto de los datos de la geología regional y de la geoquímica isotópica permiten suponer que estamos dentro de un modelo de tipo "N".

Los yacimientos de Baccu Locci, Funtana Raminosa, Monte de Forru, Bruncu Ventura y Baccu Monte Lora quedan fuera del área que hemos estudiado, motivo por el que no nos extendremos en su comentario. Baste decir que estos datos parecen coherentes con el modelo singenético que proponemos para los yacimientos del tipo "Filone argentífero", y que la novedad más significativa dentro de esta interpretación sería la inclusión de Baccu Locci.

Por lo que se refiere al resto, el rango de edades es en general coherente en cada caso con la geología de los yacimientos, resaltando la clara separación entre los del grupo Monte Narba-Baccu Arroddas-Serra S'Ilixì del de Bruncu Molentinu. La edad obtenida para Bruncu Molentinu excluye una relación con los granitoides tardihercínicos.

Uno de los rasgos más destacables de los datos obtenidos es el carácter secuencial de éstos, por lo que se refiere a los intrapaleozoicos. En principio este carácter es coherente con la anisocronía que puede deducirse del estudio geológico realizado, en el caso de los yacimientos relacionados genéticamente con el volcanismo paleozoico. Con todo, la edad obtenida para el yacimiento de Serra S'Ilixì (e incluso para Monte Narba y Baccu Arroddas) parece excesivamente moderna y digna de revisión. No hay que olvidar que el número de muestras analizado es muy escaso, y que en principio no ha permitido evaluar la posible existencia de lixiviaciones parciales.

16.7.- Conclusiones.

El análisis crítico de los datos de geoquímica isotópica disponibles nos hacen proponer una interpretación sensiblemente diferente de la ofrecida por CORTECCI et al. (1987).

Sucintamente, éste es el modelo interpretativo:

- Los yacimientos de tipo "Filone argentífero" entendidos en sentido amplio (incluyendo otras mineralizaciones de carácter singenético respecto a los materiales volcánicos y sedimentarios paleozoicos que las contienen) se han formado en relación directa con el volcanismo, con una principal contribución de azufre, estroncio y posiblemente oxígeno magmático. Las mineralizaciones se han formado en sistemas hidrotermales a temperaturas moderadamente elevadas (mayores de 200 °C) en condiciones muy someras, lo

que se traduce en la morfología principalmente filoniana reconocida; esto es esencialmente válido para las antiguas minas de plata del sur de Muravera, que son claramente secantes respecto a las estructuras sedimentarias reconocibles.

Este modelo no excluye que existan localmente expansiones claramente estratiformes, como las que de hecho han sido reconocidas en nuestro estudio yacimentológico, que si son estudiadas en su día mediante técnicas isotópicas ofrecieran complicaciones respecto a lo que ahora conocemos. Podemos adelantar que la principal modificación será mayor contribución de S, O, etc. de origen supergénico (marino, meteórico, etc.).

Los sistemas hidrotermales están directamente condicionados por la evolución tectono-sedimentaria y magmática de la cuenca, de modo que a la luz de los datos existentes es razonable suponer que existen varios episodios mineralizantes, o dicho de otro modo, que una misma situación yacimentológica favorable se ha repetido con ligeras variantes sucesivamente en la cuenca paleozoica.

- Existe un segundo tipo de mineralizaciones, intragraníticas, presumiblemente relacionadas cronológicamente con los granitoides tardohercínicos ya que el S, el Sr y (en parte) el O proceden de ellos. Sin embargo, la variabilidad observada en los valores de δ 18O indica que presumiblemente en los niveles más superficiales de los yacimientos (o en cierto momento de la evolución de éstos) ha existido un aporte de O de origen supergénico (en ambiente continental?). Se trata también de mineralizaciones hidrotermales desarrolladas en un sistema con temperaturas superiores a los 200 °C.

- Existe finalmente un tercer tipo de mineralizaciones ubicuamente emplazadas en todos los materiales, tardías, que aparentemente reciclan S y Sr del primer episodio, y que tienen un O de origen hoy por hoy desconocido pero atribuible en principio a un medio supergénico, probablemente también continental. Estas mineralizaciones también se han formado en sistemas hidrotermales similares a los anteriores, pero sin una influencia magmática directa; indirectamente los focos térmicos que originaron los sistemas hidrotermales pudieran tener alguna relación con el volcanismo pérmico, bien manifestado en toda la isla (FONTANA et al. 1982). Cuando aparecen en el seno de los materiales siliciclásticos paleozoicos aparecen principalmente controlados por fracturas de dirección N-S, totalmente ajenas al desarrollo de la cuenca paleozoica, y presentan un notable halo de alteración hidrotermal asociado.

La nueva interpretación de los datos isotópicos que proponemos:

- Explica la génesis de las mineralizaciones del tipo "Filone argentífero" en un único episodio (entendiendo esta unicidad para cada yacimiento y no en el sentido de que todos sean isócronos).

- Explica los valores de δ 180 y la composición isotópica del estroncio hallados en las baritinas de los yacimientos singenéticos paleozoicos y de los yacimientos relacionados genéticamente con el volcanismo.

- Explica igualmente la distribución de δ 34S en el resto de los yacimientos, claramente separada en dos grupos según se trate de sulfuros y sulfatos. En concreto, es aplicable a los yacimientos puramente intragraníticos, claramente posteriores al eventual climax metamórfico y tectónico hercínico.

- Es coherente con la morfología macroscópica de las mineralizaciones y con sus texturas (cocristalización de sulfuros y sulfatos a pesar de sus diferencias en δ 34S, sin necesidad de varios aportes de S).

- Es coherente con las relaciones entre el vulcanismo ácido paleozoico y las mineralizaciones, tanto desde una perspectiva geológica regional (estricta proximidad, control estructural de las mineralizaciones en la proximidad de los domos) como desde el de la geoquímica isotópica (aporte único de S magmático procedente de los domos, coincidencia en los valores isotópicos del Sr, etc.)

- Es coherente, en la medida de lo posible, con las edades obtenidas mediante la geoquímica isotópica del plomo.

- Permite diferenciar, en la medida de lo posible, las mineralizaciones del "Filone argentífero" de las restantes, y dentro de éstas perfila la existencia de al menos dos grupos de mineralizaciones diferentes.

**17.- Contribución de la
geoquímica de tierras raras**

18.- Otros datos geoquímicos

**19.- Contribución de las
inclusiones fluidas**

17.- Contribución de la geoquímica de las tierras raras contenidas en las fluoritas al conocimiento de los yacimientos del tipo "Filone Argentífero".

Diferentes autores han estudiado en los últimos años el comportamiento de las tierras raras (y en particular los lantánidos) durante la cristalización de la fluorita, tanto desde un punto de vista teórico y/o sobre fluoritas sintetizadas artificialmente como en mineralizaciones naturales. El objeto final de estos estudios es el obtener información sobre la composición y el eventual origen de los fluidos mineralizantes.

Estos estudios parten de la posibilidad de analizar actualmente en muchos laboratorios con la precisión suficiente los contenidos de estos elementos presentes en las fluoritas naturales, y del hecho comprobado de que los elementos de la familia de los lantánidos presentan coeficientes de partición muy elevados a favor de las fluoritas y muy próximos entre ellos, con un ligero aumento desde el lantano al lutecio. Se acepta que el espectro de los lantánidos en las fluoritas será muy próximo a espectro de la solución mineralizante (GRAPPIN et al. 1979).

Lamentablemente, aún no existe un cuerpo de doctrina suficientemente consolidado referido a la aplicación de estos estudios de geoquímica de lantánidos en las fluoritas. Podemos señalar la existencia de dos escuelas europeas, la alemana y la francesa.

La escuela alemana ha empleado diferentes variogramas, y en particular el variograma Tb/La-Tb/Ca, para la distinción de fluoritas de origen hidrotermal, fluoritas sedimentarias y fluoritas cristalizadas en el seno de pegmatitas. En este sentido podemos citar el trabajo de MOLLER et al. (1976), en el que se estudiaron fluoritas procedentes de diferentes mineralizaciones de 13 distritos, en el que las fluoritas correspondientes al Sarrabus-Gerrei (distrito 11) caen justamente en el centro del campo hidrotermal (véase la fig. 244).

Los autores de la escuela francesa han partido de una concepción sensiblemente más compleja del problema, estudiando la morfología del espectro de los lantánidos e intentando relacionarla con las morfologías de los espectros de las posibles rocas-madres del fluido hidrotermal, y con las previsibles modificaciones del quimismo del fluido mineralizante durante su residencia en el sistema hidrotermal.

En esta línea, GRAPPIN et al. (1979) estudiando mineralizaciones del sector noroeste del Macizo Central Francés han distinguido tres principales tipos de espectros, caracterizados respectivamente por:

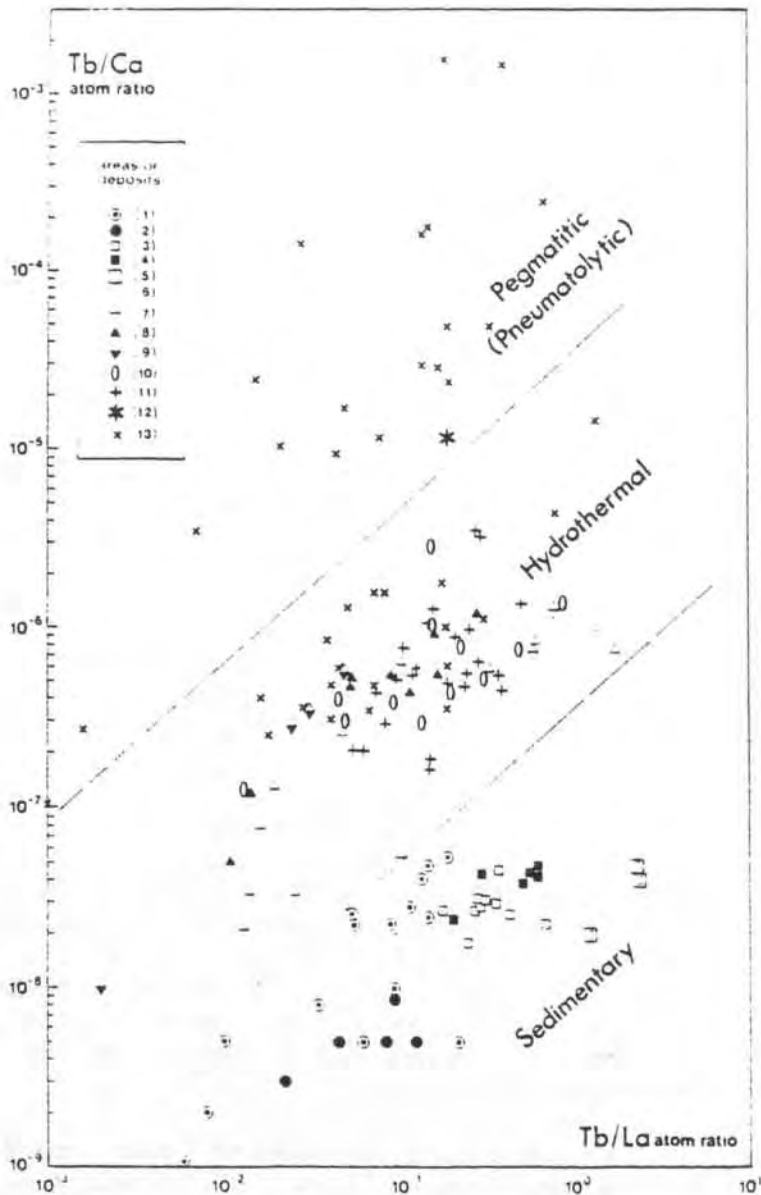


Fig. 244.- Clasificación genética de las fluoritas de diferentes distritos empleando la razón Tb/Ca / Tb/La. Las fluoritas del Sarrabus-Gerrei están representadas con el símbolo nº 11, y aparecen en el centro del campo hidrotermal. (Extraído de MOLLER et al. 1976).

- Tipo I: presencia de una anomalía negativa del Eu respecto al resto de los elementos del espectro, razones La/Sm elevadas y relativamente constantes, y razones Tb/Lu bajas y relativamente constantes.

- Tipo II: presencia de una ligera anomalía positiva en Eu, y razones La/Sm y Tb/Lu variables.

- Tipo III: presencia de una marcada anomalía positiva en Eu, razones La/Sm bajas y relativamente variables, y razones Tb/Lu elevadas y variables.

La existencia de diferentes tipos de espectros dentro de una misma mineralización puede ser interpretado como la presencia de varios fluidos mineralizantes de procedencias diversas, o como el producto de ambientes geoquímicamente muy diferenciados dentro de un mismo filón (por ej., en el caso de que los diferentes espectros aparezcan estratificados dentro del sistema hidrotermal, y con un campo de variación relativamente gradual entre ellos).

MANGOLD (1988), además de confirmar los resultados de MOLLER et al. (1976) ha realizado estudios sobre los espectros de lantánidos de diferentes fluoritas procedentes del SE de Cerdeña, y en concreto de unas pocas muestras correspondientes al "Filone argentífero". En concreto, algunas de las muestras analizadas por este autor atribuibles al "Filone argentífero" corresponderían al tipo I (anomalías negativas en Eu), mientras que otras corresponden con claridad al tipo III. Es significativa la existencia de espectros del tipo III y el tipo I en Bruncu Molentinu, y dentro de estas mismas mineralizaciones de dirección N-S la presencia del tipo I en Is Crabus.

La interpretación de todos estos datos no es simple. Si analizamos en primer lugar los variogramas simples utilizados por los autores de escuela alemana, está claro que representan una simplificación del problema y sólo pueden ser indicadores de tendencias.

Una comparación crítica con la evolución del cuerpo de doctrina de geoquímica isotópica relacionada con yacimientos minerales desarrollado en los últimos 30 años nos permite plantear las siguientes cuestiones elementales: ¿qué sucede cuando hay mezcla de fluidos de diferentes composiciones simultánea o anteriormente al momento de precipitación de la fluorita?, ¿se puede llegar a alguna conclusión en este tipo de casos?, ¿qué sucede con los fluidos de origen hidrotermal que precipitan en medio sedimentario?, ¿y en el caso de los yacimientos diagenético-sedimentarios con importantes procesos de sustitución asociados?, etc.

Las muestras analizadas por MOLLER et al. (1976) pueden ser interpretadas como fluoritas hidrotermales típicas por su disposición en el variograma. Sin embargo, esto no es en sentido estricto muy significativo, ya que este hecho era unánimemente aceptado en el momento en el que fueron muestreadas, y cabe pensar en que lo fueron como ejemplo típico de fluoritas hidrotermales. Simplemente, podemos indicar que muestran una distribución coherente con lo que cabía esperar de ellas. Por otra parte, en el citado trabajo no están indicadas en detalle las localidades de procedencia, lo que impide una ulterior elaboración de los datos.

Los espectros que nos ofrece MANGOLD (1988) aportan más información, ya que indican con claridad que la mineralización de fluorita corresponde a un proceso hidrotermal caracterizado por varios episodios, en el curso de los cuales la composición del fluido hidrotermal ha variado. Sin embargo, el número de muestras estudiadas sobre los yacimientos objeto de nuestro estudio es excesivamente bajo para que podamos aventurar más interpretaciones, en especial si tenemos en cuenta que carecemos de datos sobre la morfología de los espectros de tierras raras de las rocas que previsiblemente han aportado la mineralización.

En concreto, sería muy interesante disponer de espectros de los domos y diques de "porfidi grigi" (roca total y feldespatos aislados, en cuanto la alteración hidrotermal de éstos puede liberar el F y el Ba presente en las mineralizaciones del tipo "Filone argentífero") y de los cuerpos de basaltos alcalinos, así como de las diferentes mineralizaciones de fluorita asociadas espacialmente a ellos.

18.- Otros datos geoquímicos de interés.

MÖLLER et al. (1983) analizaron el contenido en Ga y Ge de esfaleritas de diferentes yacimientos del Sarrabus centrooriental, con el objeto de interpretar estos datos conjuntamente con los procedentes de isótopos estables, tierras raras en fluoritas de las mismas mineralizaciones y datos de microtermometría de inclusiones fluidas de las mismas fluoritas.

El planteamiento del citado trabajo fue puramente geoquímico, aceptando como premisa previa que el modelo genético de las mineralizaciones era el expuesto por SCHNEIDER (1970), es decir que el stock metálico era de carácter singenético, y posteriormente había sido reconcentrado en los cuerpos filonianos durante el emplazamiento de los granitoides tardihercínicos.

El establecimiento de los contenidos en Ga y Ge en las esfaleritas fue realizado como indicador de la eventual existencia de removilizaciones de las mineralizaciones, e interpretado directamente en función de los resultados de microtermometría de inclusiones fluidas en fluoritas disponibles en ese momento. Otro tanto podría decirse de los datos de isótopos estables y de las razones Tb/La en las fluoritas, que aparecen únicamente en una gráfica de distribución espacial difícilmente interpretable por un lector ajeno al estudio realizado.

En base a los datos de las inclusiones fluidas estos autores deducen la existencia de una migración de elementos centrífuga desde el sector de Montenarba, que sería producida por el emplazamiento de los granitoides tardihercínicos; como se ve esta conclusión confirma la premisa de la que se partía. Sin embargo, la zonación de salinidades y temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas generalizada implícitamente por MÖLLER et al. (1983) para la totalidad de yacimientos del Sarrabus ha sido ampliamente desmentida por los trabajos de BELKIN et al. (1984) y MANGOLD (1988) (véase el cap. 19.).

La interpretación de los datos de tierras raras en fluoritas realizada por MANGOLD (1988) también apunta a un modelo hidrotermal policíclico (véase cap. 17.) y los datos de geoquímica isotópica actualmente disponibles permiten excluir una intervención de los granitoides tardihercínicos en la formación de las mineralizaciones filonianas (véase cap. 16.). Por lo tanto, la interpretación de MÖLLER et al. (1983) ha sido ampliamente superada, aunque el valor objetivo de los datos suministrados permanezca y pueda ser sometido a reinterpretaciones con más información de la que nosotros disponemos (localidades, listados de datos detallados, tipos de mineralización analizada, etc.).

Por su parte MANGOLD (1988) ha realizado con medios analíticos mucho más rutinarios un muestreo litogeoquímico de las columnas litológicas que encajan las mineralizaciones (analizando Pb, Zn, Cu, Ni, Cr, V, Sr, Ba y F); este estudio está concentrado en el sector de contacto entre el Gerrei y el Sarrabus. El resultado de este estudio es que no se observa la existencia de zonaciones metálicas, presencia de preconcentraciones o aparición de elementos claramente trazadores de las mineralizaciones ni en los alrededores de éstas ni en los materiales paleozoicos que las encajan; MANGOLD (1988) resalta que ni tan siquiera el F muestra una aparente relación selectiva con las rocas volcánicas paleozoicas.

Este resultado aparentemente negativo no deja de ser coherente con la morfología de las mineralizaciones de tipo "Filone argentífero" (véase el cap. 15.) y consecuentemente con el modelo genético deducible (véase caps. 20 y 21).

En efecto, la existencia de anomalías geoquímicas en el seno de la secuencia sedimentaria en yacimientos vulcanogénicos o de tipo hidrotermal-sedimentario sólo tiene razón de ser en tres casos, a saber:

- La existencia de mineralizaciones predominantemente estratiformes, es decir, en los casos en los que los fluidos hidrotermales mineralizantes hubieran alcanzado el fondo marino, de modo que los los trazadores serían evidentemente los más estables en las nuevas condiciones físico-químicas (los que habrían precipitado más tarde).

- En el caso de que los fluidos hidrotermales hayan viajado ampliamente a lo largo de la secuencia encajante (lo que requiere una gran permeabilidad de ésta).

- En el caso de que existan aureolas de alteración muy importantes, asociadas al desarrollo de los yacimientos hidrotermales (en este caso las anomalías geoquímicas primarias pueden ser tanto positivas como negativas).

En nuestro caso está claro que las mineralizaciones han sido principalmente filonianas, y que las estratiformes son excesivamente reducidas para haber originado importantes dispersiones geoquímicas primarias en los sedimentos siliciclásticos. No parecen existir evidencias de prolongada circulación de fluidos a través de la secuencia sedimentaria, y por lo tanto la eventual existencia de anomalías geoquímicas debería aparecer principalmente en el seno de los domos y diques ácidos alterados hidrotermalmente, y ser restringidas espacialmente en el seno de los materiales siliciclásticos incluso en los sectores que como Giovanni Bonu-Montenarba corresponden a sistemas hidrotermales maduros.

Por esto no es de extrañar que en el restringido estudio litogeoquímico (intentando muestrear todo tipo de litologías y representando toda la zona de tesis) que se ha realizado podamos confirmar en líneas generales la impresión de MANGOLD (1988) de que no existen grandes aureolas de dispersión geoquímica primaria en los materiales paleozoicos.

Sin embargo, esto no quiere decir que no se hayan hallado notables concentraciones de algunos elementos, sino que dichas concentraciones aparecen en rocas en las que macroscópicamente ya se puede sospechar o directamente reconocer la existencia de mineralizaciones. Constituyen ejemplos notables de este hecho las mineralizaciones de sulfuros contenidas en el seno de las vulcanitas básicas (véase el cap. 15.4.), algunas muestras de sectores apicales de domos igualmente mineralizadas en sulfuros y naturalmente las diferentes anomalías asociadas al seno de las exhalitas silíceas.

Como corolario del limitado trabajo litogeoquímico que hemos realizado como apoyo al objetivo general de prospección de la tesis podemos trazar las normas generales para un estudio más detallado.

La principal conclusión es que la prospección litogeoquímica no puede ser indiscriminada ya que la mayor parte de las litofacies presentes en la zona estudiada (y singularmente las silici-clásticas) carecen de interés de cara a la localización efectiva de mineralizaciones de dimensiones económicas, y otros medios de prospección como la geoquímica de sedimentos, el estudio fotogeológico e incluso la misma prospección a martillo serían más aconsejables en términos de economía, efectividad y rapidez.

Sin embargo, el empleo de la reconstrucción paleogeográfica desarrollada en la cuenca permite elegir los emplazamientos a priori más favorables para el hallazgo de nuevas mineralizaciones explotables (intercalación de fracturas sinsedimentarias, presencia activa de volcanismo e hidrotermalismo asociado, abundancia de pequeños indicios no explorados en labores antiguas, etc.) y el modelo metalogenético desarrollado permite concentrar los esfuerzos en el estudio de litofacies especialmente atractivas.

Existen tres posibilidades de investigación especialmente interesantes como prosecución natural de esta tesis. En primer lugar, un estudio sistemático de exhalitas silíceas (tanto en sectores mineralizados como en otros totalmente estériles) permitirá el establecer un modelo de trazadores efectivos generalizable en una segunda fase al estudio de los 5 ó 6 enclaves con exhalitas potencialmente mineralizados en profundidad localizados en el sector estudiado.

En segundo lugar, el estudio del grado de alteración (litogeoquímica combinada con caracterización mineralógica de las alteraciones) en las rocas volcánicas ácidas debería permitir el reconocer las diferencias entre sectores que han generado paragénesis pobres (Ba-F-Pb) de los que han sido intensamente lixiviados hasta ofrecer las paragénesis ricas (véase caps. 15. y 20.).

Finalmente, el estudio de los basaltos alcalinos es interesante tanto por lo que se refiere a la caracterización de los "pseudoskarns" como por las modificaciones paragenéticas y en trazadores que pueden proporcionar (piénsese por ej. en las exhalitas silíceas asociadas espacialmente a este volcanismo) respecto a los dos estudios precedentes. Estos tres estudios litogeoquímicos monográficos están en curso, habiéndose completado ya buena parte del muestreo necesario a lo largo de 1988.

19.- Contribución del estudio de las inclusiones fluidas al conocimiento de los yacimientos del tipo "Filone Argentífero".

La información procedente de las inclusiones fluidas procede de cinco trabajos, los de VALERA (1974 b), MASI et al. (1975), MÖLLER et al. (1983), BELKIN et al. (1984) y MANGOLD (1988).

VALERA (1974 b) realizó un estudio de carácter general sobre las inclusiones fluidas contenidas en las fluoritas de 31 mineralizaciones sardas, entre las que incluyó muestras procedentes de los yacimientos de Giovanni Bonu-Montenarba, Tacconis, Nicola Secci, Serra S'Ilixi y Sa Terra Mala. El estudio se limitó a un reconocimiento morfológico de los principales tipos de inclusiones, y al establecimiento de las temperaturas de homogeneización. Las inclusiones halladas eran bifásicas (líquido-vapor).

Los resultados obtenidos en las inclusiones fluidas primarias de las mineralizaciones citadas mostraban temperaturas de homogeneización variables en el rango de 80-140 ° C, correspondiendo los valores más bajos a Sa Terra Mala y Serra S'Ilixi. Desde el punto de vista morfológico VALERA (1974 b) citaba la existencia de cristales negativos en Serra S'Ilixi. En el trabajo de MASI et al. (1975) se comparan las temperaturas deducibles del estudio de los isótopos del O (de cuarzos y calcitas) con las obtenidas para las inclusiones fluidas de las fluoritas de Sa Terra Mala, Serra S'Ilixi y Monte Narba, obteniendo valores semejantes a los antes citados.

En el trabajo de MÖLLER et al. (1983) aparecen algunos de los datos sobre inclusiones fluidas procedentes de varias Tesis de Diplomatura de alumnos de la Universidad Libre de Berlín que fueron recopilados posteriormente en el trabajo de MANGOLD (1988). Al tratarse de un informe previo, algunas de las conclusiones extraídas parecen totalmente desmentidas por los datos posteriormente adquiridos (véase el cap. 18. y el comentario del trabajo de MANGOLD (1988) más adelante).

El trabajo de BELKIN et al. (1984) está dedicado específicamente al estudio de las inclusiones fluidas contenidas en las fluoritas de seis mineralizaciones del Sarrabus; cuatro de ellas corresponden al tipo "Filone argentífero", tal como ha sido definido en el cap. 15. (Serra S'Ilixi, Tacconis, S'Arcu Mannu y Su Casteddu), otra encaja directamente en los granitoides tardihercínicos y la sexta corresponde a Is Crabus, mineralización filoniana de dirección N-S claramente tardía aflorante en el extremo norte de la zona que hemos estudiado.

Todas las inclusiones halladas eran predominantemente líquidas, acuosas, y sufrieron homogeneización en la fase

líquida. Se trataba de inclusiones monofásicas (líquido) bifásicas (líquido y vapor) y trifásicas (líquido, vapor y cristales hijos de NaCl). No se hallaron otras cristalizaciones además de la halita, pero las temperaturas de congelación indicaban la existencia de otros componentes disueltos. En este trabajo se determinaron las temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas (T_h °C), la temperatura de comienzo de fusión del hielo o temperatura eutéctica (T_e °C) y la temperatura de fusión del último cristal de hielo (T_m -ice °C).

Las mineralizaciones de Serra S'Ilixì y Su Casteddu, y en menor medida las de Tacconis y S'Arcu Mannu contenían inclusiones primarias. Las inclusiones primarias ocupan principalmente los planos de crecimiento cúbicos, y en el caso de Serra S'Ilixì son relativamente frecuentes las inclusiones primarias en forma de cristales tetraedrales negativos.

En el caso de Serra S'Ilixì se observó la existencia de hielo metaestable a temperaturas elevadas (incluso a +5.3 °C), hecho relacionable con la ausencia de partículas en suspensión; la existencia de un fluido mineralizante tan "limpio" excluye un origen supergénico directo para los fluidos mineralizantes. La presencia de hielo metaestable impide realizar cálculos de las salinidades de las inclusiones, pero BELKIN et al. (1984) estimaron una salinidad aproximada del 0.5 % equivalente de NaCl para esta mineralización, ya que normalmente el hielo metaestable sólo aparece en soluciones extremadamente diluidas (op.cit. p. 413).

El resto de las inclusiones fluidas primarias (Su Casteddu, Tacconis, S'Arcu Mannu) eran moderadamente salinas o muy salinas. En la fig. 245 se aprecia claramente que las T_e muestran un amplio rango entre los valores de -25 y -56 °C, es decir valores muy por debajo de los -20.8 °C correspondientes al eutéctico del sistema NaCl-H₂O. Esto implica que existían otros iones en solución, y entre los iones usuales en este tipo de sistemas hidrotermales sólo el Ca²⁺ parece capaz de proporcionar valores tan bajos. La salinidad oscilaría entre el 4 y el 20 % equivalente de NaCl, llegando a alcanzar valores entre el 24-30 % en algunas inclusiones que muestran la existencia de cristales hijos de halita.

Las temperaturas de homogeneización obtenidas en las inclusiones primarias muestran un rango de variación notable entre los 90 y los 158 °C. Destaca la existencia de temperaturas de homogeneización menores en las mineralizaciones de Su Casteddu y Tacconis. De todos modos, no se trata de temperaturas de captura de los fluidos mineralizantes, ya que en ausencia de geobarómetros independientes no han podido ser realizadas las correcciones de presión. Estos autores señalan también la ausencia de fenómenos de ebullición.

- ◆ Serra S'Illici
- ▲ Su Casteddu
- Tacconis

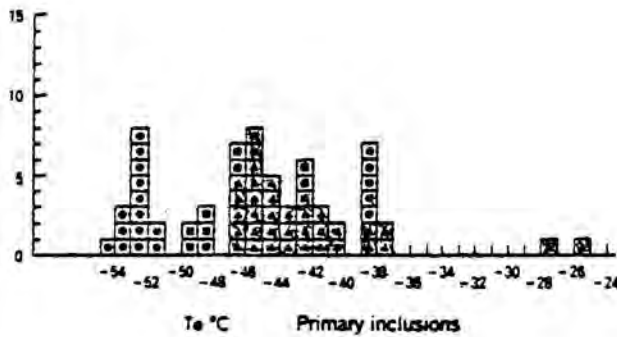
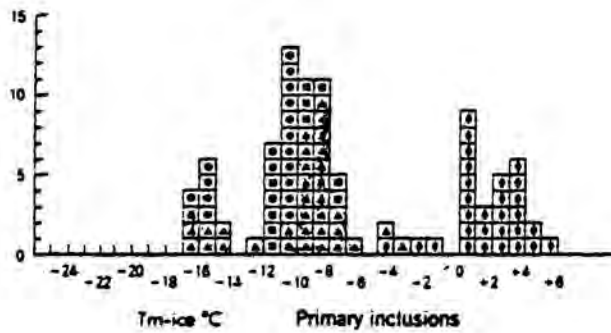
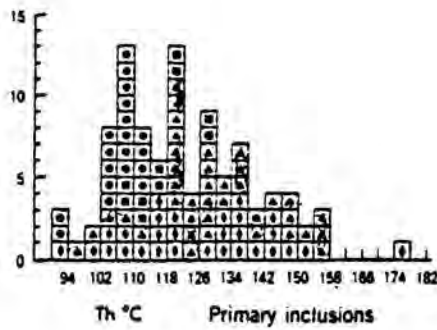


Fig. 245.- Histogramas de los datos microtermométricos de inclusiones fluidas primarias de algunos yacimientos del Sarrabus (según BELKIN et al., 1984).

BELKIN et al. (1984) intentan explicar la génesis de los diferentes yacimientos conjuntamente. La presencia de fluidos de salinidades muy diferentes en las inclusiones fluidas podría explicarse según estos autores como el producto de mezcla de varias soluciones mineralizantes de diferentes salinidades. El hecho de que no exista una gradación entre las Tm-ice de Serra S'Ilixi y la hallada en los otros tres yacimientos con inclusiones primarias sería un obstáculo a esta interpretación.

La existencia de un fluido extremadamente "limpio" en Serra S'Ilixi es hipotéticamente referida a la existencia de un proceso filtrante del fluido original a su paso por rocas permeables, apuntando hacia un modelo de mineralización "per descensum" en el caso de este yacimiento. En las otras cinco mineralizaciones contempladas en el trabajo se sugiere la existencia de una mezcla de agua magmática procedente de los leucogranitos hercínicos con agua salina connata, meteórica o marina.

MANGOLD (1988) ha completado el conocimiento que se tenía de las inclusiones fluidas de las fluoritas del Sarrabus con un extenso estudio en el que ha calculado y/o recopilado los datos correspondientes a Th y Tm-ice para las mineralizaciones de Monte Gennis, S'Arcu Mannu, Masaloni, Tacconetta, Montenarba, Bruncu Su Mulloni, Bruncu Molentinu, Baccu Arroddas, S'Arcilloni y Nicola Secci en el Sarrabus, además de los de Silius, Baccu Monte Lora, Bruncu Ventura, Monte Cardiga, Monte de Forru, Perdeattu, Cuili Mussu en el Gerrei y el de Monreale ya en el Campidano (véase la fig. 246).

En sus conclusiones este autor señala considerando globalmente todas estas mineralizaciones la existencia de tres episodios mineralizantes:

- Un primer episodio, caracterizado por salinidades del orden del 20 % equivalente en NaCl, y Th en un rango de 70-300 g C.

- Un segundo (subordinado al primero), caracterizado por salinidades del orden del 30 % equivalente en CaCl₂, y Th en un rango de 70-130 g C.

- Un tercer episodio (igualmente subordinado al primero), caracterizado por salinidades del orden del 5,8 % en NaCl, y Th en un rango de 90-280 g C.

Consideradas individualmente, destacan la existencia de elevadas Th en Montenarba, Baccu Arroddas, Nicola Secci, S'Arcu Mannu, Masaloni y S'Arcilloni, y la existencia de varios episodios mineralizantes de salinidades diferenciadas para un mismo depósito (véase los diagramas Th/Tm en la fig. 247).

Lokalität	Flüssigkeitseinschlüsse				Morphologie d. FE	Bitumenhaltig TK isotrop TK anisotrop	● ⊙ ○	Nr.
	n	T _h (°C)	T _m (°C)					
Bruncu su Mulloni	p	19	108-164	-37 - 0				43
	s	15	122-191	-7 - -2				
Baccu Arrodas	p	97	97-289	-22 - -3			●	24
	s	21	109-280	-17 - -4		Ts 280	⊙	
Monte De Forru	p	102	89-295	-54 --10			●○	10
	s	38	105-261	-18 --11		Ts 115, 320	⊙	
Cuili Mussu	p	11	113-140	-15 --14				18
	s	24	129-143	-14 --6.5				
Min. Silius	p	62	84-184	-34 - -4			●	51
	s	56	94-192	-18 --0.1			⊙	
Monte Genis	p	87	77-290	-53 - -4			●⊙	46
	s	34	79-249	-17 - -5		Ts 120, 151, Ts 178, 251, 259	●	
Monte Narba	p	54	66-165	-31 --18			⊙	28
	s	7	121-178	-19 --14				
Nicola Secci	p	90	82-239	-25 --0.5			○	36
	s	19	115-186	-15 --2.5				
Perdeattu	p	42	98-144	-38 --6.7			●○	16
	s	5	119-139	-6 --4.5			⊙	
s'Arcu Mannu	p	53	67-245	-51 --13			●	38
	s	9	104-130	-13 --11		Ts 132	○	
Tacconetta	p	51	94-155	-45 --13			●○	34
	s	11	96-147	-11 --16		Ts 89, 120, 131	⊙	
Baccu Monte Lora	p	27	109-193	-6.3 --3				17
Masaloni	p	11	104-281	-6.5 --2.8				23
Monreale	p?	26	135-205	-6.5 --5			○	54
s'Arcilloni	s	18	78-196	-20 --10				33
Bruncu Ventura	s	6	89-149	-6 --4.5				5
Monte Cardiga	p	15	94-199	-6 --1.8				55

Tab. 2: Zusammenstellung der mikroskopischen und mikrothermometrischen Daten.

p=primär, s=sekundär, n=Anzahl der gemessenen FE, Th=Homogenisierungstemperatur, Tm=Schmelztemperatur, Tk=Tochterkristall, Ts=Schmelztemperatur von Tk in °C; die Nummern beziehen sich auf Abb.5+7.

Fig. 246.- Síntesis de los datos microscópicos y microtermométricos disponibles sobre las inclusiones fluidas contenidas en las fluoritas de las mineralizaciones del Sarrabus-Gerrei (según MANGOLD, 1988)

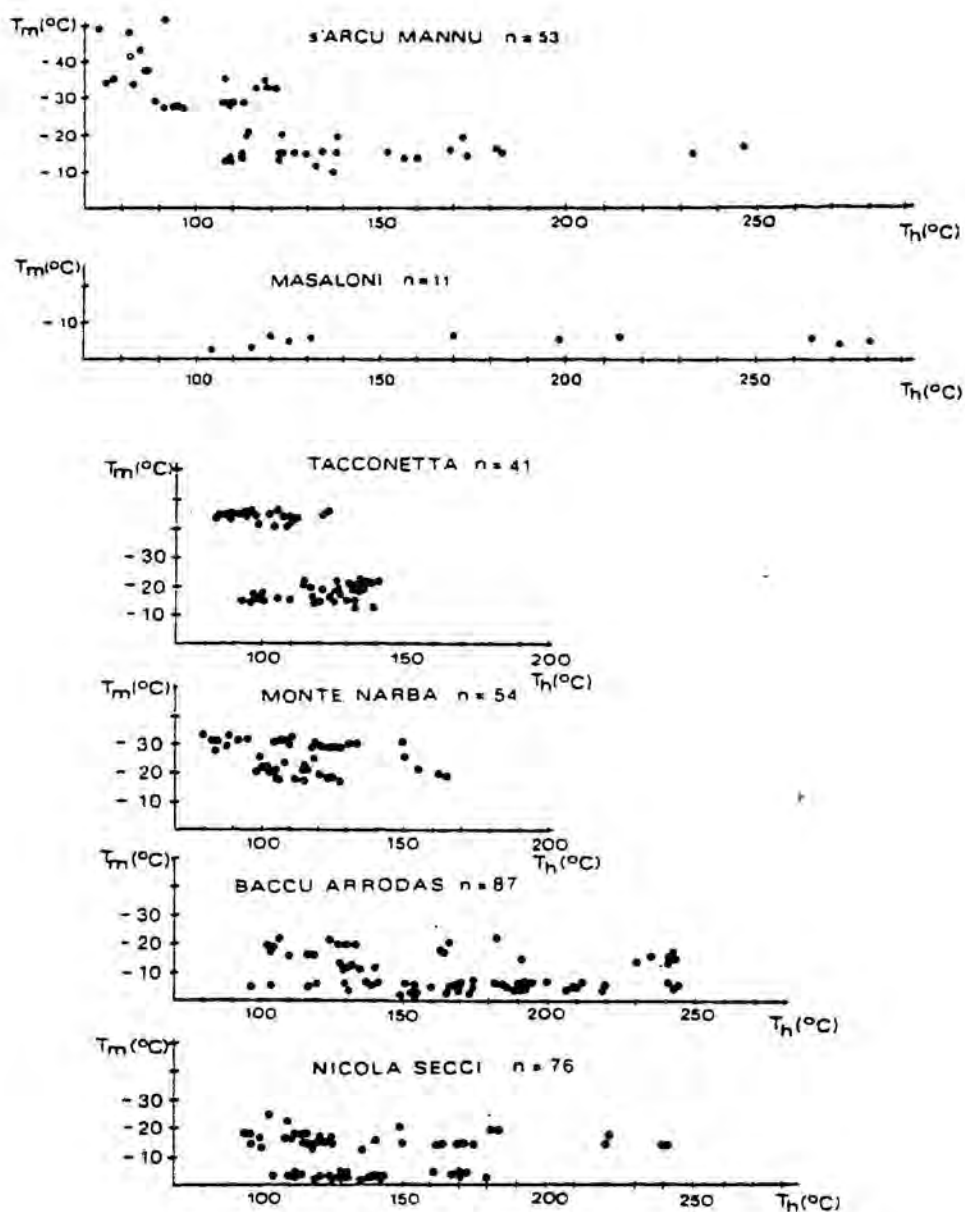


Fig. 247.- Proyecciones T_m/T_h de algunas mineralizaciones de fluorita del Sarrabus (véase explicación en el texto). (Según MANGOLD, 1988).

El análisis detallado de todos estos datos sobrepasa ampliamente el objeto de nuestro estudio. Sin embargo, es interesante resaltar una serie de hechos que por su relación con las características generales de la mineralización pueden contribuir a esclarecer su génesis.

La existencia de sistemas hidrotermales con un relleno pluriepisódico queda plenamente confirmada por los datos procedentes del estudio de las inclusiones fluidas de la fluorita. El rango de temperaturas obtenido encaja bien con el deducible de las paragénesis y con los procedentes de los estudios isotópicos de galena y esfalerita cocrystalizadas (véase CORTECCI et al. 1987).

La relativa variedad de los datos obtenidos confirma que de hecho cada sistema hidrotermal es singular, y diferente de los demás. La existencia del ión Ca^{+2} es coherente con la existencia de calcita en los tramos inferiores de los sistemas hidrotermales, y puede ser hipotéticamente relacionada a la alteración de los feldespatos existentes en los domos ácidos. Este dato encajaría bien con el origen endógeno del C contenido en las calcitas (véase el cap. 16.5.).

Finalmente, la existencia de fluidos hidrotermales "limpios" en Serra S'Ilixí (y presumiblemente en otras mineralizaciones, a tenor de los datos recogidos en MANGOLD, 1988) parece más coherente con la existencia de fluidos de origen magmático que con un filtrado de fluidos supergénicos, especialmente si tenemos en cuenta (véase el cap. 16.) que los datos procedentes de la geoquímica isotópica excluyen con claridad la existencia de una relación genética de las mineralizaciones con los granitoides tardihercínicos y con S de origen marino y/o reciclado en medio supergénico.

**20.- Conclusiones finales sobre
los procesos metalogenéticos
en el Sarrabus**

20.- Conclusiones finales sobre los procesos metalogenéticos en el Sarrabus durante el desarrollo de la cuenca sedimentaria paleozoica.

20.1.- Conclusiones sobre el "Filone argentífero".

20.1.1.- Consideraciones sobre la morfología de los yacimientos.

La primera puntualización a realizar sobre el "Filone argentífero" del Sarrabus es que contrariamente a la opinión sostenida desde finales del siglo pasado no se trata de un único filón continuo de dirección E-O, esporádicamente mineralizado y extendido a lo largo de unos 35 Km desde los alrededores de Dolianova hasta el Mar Tirreno.

Ya se comentó (cap. 14) que el principal motivo que indujo a los antiguos prospectores a tal suposición fue la continuidad de la mineralización en el Sarrabus Oriental, entre las antiguas minas de Masaloni y Baccu Arroddas. Sin embargo, como ha sido descrito detalladamente:

- Tal continuidad de hecho no existía originariamente entre Masaloni y Giovanni Bonu, ni entre Montenarba y Baccu Arroddas. Este hecho ya fue señalado por TRAVERSO (1881).

- En estas mineralizaciones del sector oriental de hecho la mineralización no consistía en un único filón, sino en dos o tres acompañados de multitud de pequeños filoncillos.

- La mineralización argentífera no está restringida a una dirección E-O, ni tan siquiera en la zona oriental. El ejemplo más evidente es la mineralización claramente NW-SE de Masaloni. Los autores antiguos atribuían la variación de las direcciones de los filones al desplazamiento de la dirección del filón (considerándolo como hemos visto como una unidad de 30-35 Km de longitud) E-O por la acción de hipotéticas fracturas. El trabajo desarrollado en toda la cuenca demuestra por el contrario la existencia de una densa red de fracturas sinsedimentarias intrapaleozoicas (véase cap. 11) con las que sistemáticamente coincide el trazado de los filones, tanto en las direcciones generales como estrictamente en su disposición geográfica (véase fig. 251).

Los autores antiguos clasificaron sistemáticamente los filones en diferentes tipos según sus direcciones (por ej., DE CASTRO, 1890). El estudio realizado demuestra que tal clasificación es sumamente artificial, con numerosas excepciones, y debe desterrarse definitivamente.

Igualmente, los autores antiguos atribuyeron un gran valor a las "quarziti" como metalotecto de las mineralizaciones. Esta observación estaba basada empíricamente en la estrecha relación espacial entre esta litofacies particular y las mineralizaciones, y tenía un cierto sentido. Sin embargo, la interpretación de este valor en términos de competencia de las litologías respecto a la fracturación (TRAVERSO, 1890) no tiene ningún fundamento físico, porque en tales condiciones la roca que albergaría a las mineralizaciones sería la más rígida y frágil, es decir, la "quartzite", mientras que sistemáticamente se observa que las mineralizaciones aparecen en proximidad a las "quarziti", pero principal o exclusivamente en el seno de las rocas siliciclásticas.

Existen numerosos puntos de contacto entre las "quarziti" y las mineralizaciones argentíferas filonianas, y los contactos son de diferentes naturalezas. Existen casos en los que la "quartzite" secciona claramente al filón (por ej., Montenarba, Masaloni, sector este de Serra S'Illixi, etc.), lo que indica su posterioridad respecto a éste, y otros en los que está mineralizada (galena, pirita, indicios de plata, etc.) análogamente a éste.

En este último caso, la mineralización suele aparecer siguiendo las líneas de flujo magmático de la "quarziti" (por ej., Serra Masenzias, al este de Masaloni; vertiente oeste de Bruncu Mitza di Rosa al sur de Tuviois, etc.), lo que puede explicarse como una mineralización singenética (o al menos sin-enfriamiento de la roca) en algunos casos, y como una sustitución preferencial por niveles de mineralogía particular en otros. Todo indica que han sucedido ambos procesos de mineralización.

También existen algunos casos en los que el filón encaja directamente en la "quarziti", pero son raros y en general el filón rápidamente disminuye de espesor y se esteriliza hasta desaparecer. Alguna observación de este tipo podría haber inducido a TRAVERSO (1890) a postular un control litológico-tectónico para las mineralizaciones.

La coincidencia espacial entre los filones argentíferos y las "quarziti" se explica fácilmente, si consideramos que éstas en la mayor parte de los casos son cuerpos intrusivos emplazados "en caliente" (véase cap. 6.4.), motivo por el cual siguen las directrices de la tectónica de fractura de la cuenca paleozoica y se emplazan preferentemente en las zonas más distensivas, mientras que por su parte los fluidos hidrotermales también son drenados hacia la superficie por las zonas de fractura que presentan un comportamiento distensivo en el momento de formación de los filones.

En consecuencia, la presencia de "quarziti" no implica la existencia de filones argentíferos, aunque pueda ser un buen indicio de la existencia en un momento dado de la historia

geológica de la cuenca de las condiciones favorables (tectónica distensiva, magmatismo) a la formación de los sistemas geotermales que pueden llegar a originar los filones.

Los autores antiguos aceptan también monolíticamente la existencia de los filones al sur de las "quarziti", aunque obviamente conocían y en ocasiones citan vistosas excepciones (por ej., en Montenarba). En este sentido, una conclusión elemental muy interesante desde el punto de vista de la prospección de nuevos yacimientos es que muchos posibles indicios interesantes situados al norte de las "quarziti" han podido ser descartados por "prejuicios metalogenéticos" a partir de un cierto momento (aceptación del control "a sur" por parte de las "quarziti") que podemos situar aproximadamente hacia el 1890.

Otra interesante implicación metalogenética de las "quarziti" es que en los sectores en los que constituyen un cuerpo ígneo intrusivo han desarrollado frecuentemente mineralizaciones y/o reconcentraciones de mineralizaciones precedentes (es decir, skarns y skarnoides, sensu EINAUDI et al., 1981) en el encajante, principalmente constituidas por pirrotina, con otros minerales como esfalerita, calcopirita, niquelina, etc. Se pueden observar magníficos ejemplos en afloramiento de este tipo de mineralizaciones (por ej., en el sector inferior de Baccu Arrodas, en la ladera inferior de Marrullerisi); por otra parte este tipo de concentraciones minerales eran bien conocidas en la época de explotación de las minas: "Al contatto con le quarziti si hanno importanti ammassi di pirrite magnetica" (TRAVERSO, 1909, p. 24.)

20.1.2.- Consideraciones sobre la edad de los filones.

En líneas generales, ha existido un acuerdo más o menos general en considerar a los filones argentíferos del Sarrabus como posteriores a los granitoides tardihercínicos desde los tiempos de TRAVERSO (1890). El origen de tal hipótesis parte de un curioso equívoco que no ha sido denunciado hasta la actualidad, y que será comentado a continuación.

TRAVERSO (1890) aceptó las ideas generales recogidas en los trabajos previos del Prof. Lovisato, según las cuales las rocas de textura porfídica del Paleozoico del sector central de Cerdeña eran posteriores a los granitoides tardihercínicos, adaptándolas al Sarrabus. En el sector central de Cerdeña existe una amplia representación de rocas subvolcánicas y efusivas estefanienses y pérmicas, algunas de las cuales son efectivamente muy similares por sus condiciones de formación, yacimiento y textura (desde el punto de vista volcanológico: domos, coladas riolíticas, ignimbritas, etc.) a las rocas porfídicas ácidas intrapaleozoicas del Sarrabus.

En aquellos tiempos nadie se planteó la posibilidad de más de un episodio volcánico análogo durante el paleozoico, aunque en honor a la verdad DE CASTRO (1890) no compartió el error de Traverso, distinguiendo bastante claramente la cronología relativa entre "porfidi grigi" del Sarrabus y las "microgranuliti" (los granitoides tardihercínicos).

Sin embargo, S. Traverso conocía perfectamente por el desarrollo de las labores mineras en profundidad que con una relativa frecuencia los filones estaban encajados en los "porfidi grigi" (Giovanni Bonu, Tuviois, S'Arcilloni, Serra S'Ilixì, ...), y por lo tanto tendrían que ser posteriores a dichos "porfidi". En consecuencia, siguiendo un silogismo clásico, si los filones argentíferos eran posteriores a los "porfidi grigi", y éstos eran posteriores a las "microgranuliti" o granitoides tardihercínicos, los filones tendrían que ser posteriores a estos últimos. El único problema a esta conclusión es que la segunda premisa del silogismo era falsa.

En concreto, Stefano TRAVERSO (1890, p.39) interpreta y no describe cuando dice: "Ma il fatto che il nostro giacimento attraversa le rocce granitoidi, nonché porfidi e porfirite, si deve ritenere posteriore ..."; para poco después proseguir con la acotación de edades, mostrándonos claramente su línea de razonamiento: "per la struttura e la disposizione delle ganghe e dei minerali, osservammo che il lavoro di riempimento delle fratture non fu costante e senza interruzioni. Ma altro movimento deve essersi prodotto posteriormente al primo con riapertura della frattura iniziale in parte già mineralizzata, specialmente in galena, creando nuovi vuoti meno continui e regolari, che si prestarono ad una mineralizzazione di seconda formazione, essenzialmente argentifera. Questo ulteriore lavoro di concrezione più lento e tranquillo, crederei considerarlo liassico od infraliassico, non avendo esso riscontro nella formazione giurese. In questo intervallo di tempo si formarono pure le fratture ed i filoni N.S. e N 20° E. e specialmente che, sebbene attraversino gli E.O., non li credo però di molto ad essi posteriori."

Posteriormente, su hermano Gian Battista, en la obra que más ha influido a los prospectores posteriores (TRAVERSO, 1909), acepta y cita íntegramente la interpretación genética y cronológica de Stefano, aunque sin embargo le desmienta en otros sectores del trabajo, señalando que la mineralización argentífera desapareció totalmente al entrar las labores mineras de la Miniera Giovanni Bonu en la microgranulite del sector de Masaloni: "Nelle microgranuliti il filone principale si riduce ad un complesso di piccole venete sparpagliate di natura argilosa con quarzo. Ricompare solo più a ponente verso Masaloni il filone con riempimento baritico" (TRAVERSO, 1909, p. 52).

Los informes detallados de la Rivista del Servizio Minerario durante el periodo 1888-1897 también describen detalladamente (y en general, con descripciones más secas y rotundas) en diferentes ocasiones la esterilización de las labores al entrar en intrusiones graníticas, al igual que numerosos informes de prospectores que tuvieron acceso a las labores subterráneas, hoy inaccesibles, hechos que concuerdan plenamente con la totalidad de observaciones que hemos podido recoger en los afloramientos. Esta esterilización implica no sólo la desaparición de la plata, sino la desaparición de filón entero, seccionado por la intrusión, de modo que no cabe otra interpretación que la posterioridad del granito respecto al filón.

Existen, no obstante, en el trabajo de TRAVERSO (1890) dos referencias (op.cit., pp. 22 y 31) de la existencia de mineralización de Ag nativa (en los esquistos) al contacto o en las proximidades de rocas ígneas, citadas como "granulite" (en Masaloni). La información contrastada (Rivista del Servizio Minerario y documentación inédita de compañías mineras) confirma que esta referencia corresponde a un dique de pórfido grigio (véase fig. 214).

En los granitoides existen numerosas mineralizaciones filonianas constituidas por galena, fluorita, baritina, cuarzo, etc.; pero no se conoce en ningún caso la mineralización argentífera con las características paragénesis (Ag,As,Sb,Ni.Co, etc.) asociadas; la existencia de estas mineralizaciones puede haber confundido a S.Traverso, pero ni las paragénesis ni la geoquímica isotópica (véase caps. 15.1., 16, etc.) son las características de los filones argentíferos. Los granitoides podían haber asimilado y reciclado parte de la plata existente en los filones, reconcentrándola en nuevas mineralizaciones, pero no existe ninguna evidencia de que esto haya sucedido en algún caso.

20.1.3.- Implicaciones del paleovolcanismo.

A lo largo de la primera parte de la tesis, y en especial en los trabajos de paleovolcanismo, se ha señalado con claridad las radicales novedades que el estudio ha aportado por lo que se refiere al estudio de la geología regional. El reconocimiento de diferentes cuerpos ácidos (y básicos) individuales, tanto intrusivos como parcialmente extrusivos, trastoca todos los conceptos precedentes referidos a sucesiones litoestratigráficas y correlaciones. Otro tanto puede decirse de la existencia de diferentes episodios de paleovolcanismo, en especial por lo que se refiere a los términos ácidos.

Por lo que se refiere a las mineralizaciones, ha podido demostrarse la sistemática coincidencia espacial (y temporal) entre volcanismo activo y mineralizaciones, y muy en especial en

el caso de las mineralizaciones del tipo "Filone Argentífero". En este tipo los filones aparecen confinados en los márgenes laterales de los domos de dimensiones kilométricas, o bien preferentemente en el tramo apical de los domos de estas dimensiones exclusivamente endógenos (criptodomas). En este último caso la mineralización filoniana encaja principalmente en los tramos siliciclásticos suprayacentes al domo, desapareciendo rápidamente en zonas de alteración hidrotermal de carácter lineal en el sector más externo de éste. Más raramente, existen mineralizaciones en sectores centrales de domos fragmentados por fracturas en dirección, coincidiendo con dichas fracturas (por ej., sector NW de Tuviois).

Por lo que se refiere a la distribución de las mineralizaciones, en un mismo domo pueden hallarse mineralizaciones en varios de sus flancos, y/o en su tramo apical. Ello implica que tramos ricos de los diferentes filones argentíferos asociados a un mismo domo pueden presentar una disposición original a diferentes cotas, independientemente de la existencia o no de enriquecimientos supergénicos a posteriori.

Esta observación, basada estrictamente en la morfología de los diferentes domos y las mineralizaciones observadas sin entrar aún a considerar los orígenes de éstas, contrasta fuertemente con la concepción clásica de la génesis supergénica de las mineralizaciones argentíferas ricas expresadas por los autores de finales del XIX e inicios de este siglo.

TRAVERSO (1909) recoge muy bien esas ideas cuando señala (op.cit., pp. 74-76) que la mineralización en los filones del sector oriental cesaba rápidamente en profundidad, e indicando que en el caso concreto de las mineralizaciones del Sarrabus central (como Tacconis y Nicola Secci) aún no habiéndose reconocido suficientemente la mineralización no podía esperarse gran cosa de ella ya que en Tuviois, a mayor altura sobre el nivel del mar, ya se sabía fehacientemente que desaparecía. Es bueno recordar aquí que esta reflexión procede de G.B. Traverso, el Director de las minas de la Società de Lanusei y máxima autoridad en su momento sobre el tema; la importancia de esta reflexión durante (y después de) la época de explotación de las minas fue muy grande.

Las aparentes anomalías a este control paleotopográfico de las mineralizaciones eran explicadas en la época como producto de juegos de fracturas tardías, con subidas y bajadas relativas de bloques.

El no haber contemplado los domos como cuerpos ígneos individuales y consecuentemente, el desconocimiento de su anatomía privó a los investigadores de valiosísimas informaciones de cara a la prospección de nuevas mineralizaciones; no se consideró, por ej., la posibilidad de la intrusión simultánea de

diferentes domos escalonados a diferentes niveles, fenómeno que como hemos visto (por ej., véase cap. 7.1.) debió ser relativamente frecuente, y aún menos la posibilidad de la estrecha asociación espacial entre cada uno de los domos y posibles mineralizaciones.

De hecho, la concepción clásica reflejada por TRAVERSO (1909) ha llegado íntegramente a nuestros días, como se puede comprobar en el trabajo de VALERA (1974 a), quien aporta a la hipótesis clásica una interesante innovación cual es la consideración de la posible incidencia del mar eoceno como importante agente colaborador en una mayor incidencia de los fenómenos de mineralización supergénicos ("per descensum"): "Come esempio richiamiamo il caso del "Giacimento Argentifero del Sarrabus": a Tuvois (persistenza del mare eocenico presumibilmente limitata) la massima profondità raggiunta dalle mineralizzazioni argentifere rispetto al penepiano eotriassico è di \pm m 490, mentre a M.te Narba (presumibile maggiore persistenza dello stesso mare) tale profondità è di \pm m 740. A parità di evoluzione dei due giacimento rispetto agli altri controlli, il dislivello riscontrato assume valore significativo per il rapporto con il penepiano eotriassico" (op.cit., p. 1100).

Este autor hace también análogas observaciones respecto a las diferentes cotas en las que aparece la mineralización en Giovanni Bonu y Monte Narba (op.cit. p. 1102). El modelo metalogénico de referencia (véase la cita concreta en VALERA, 1967 b) sería el de las mineralizaciones relacionadas con paleosuperficies, muy bien desarrollado (en especial por parte de autores franceses) a partir del trabajo de Samama en L'Argentière (véase por ej., SAMAMA 1976). Hay que recordar también que a diferencia de los modelos franceses tipo l'Argentière en el SE de Cerdeña no ha sido demostrada la existencia de una superficie de peneplanización con anomalías geoquímicas negativas relacionadas con los yacimientos filonianos barito-fluoríticos presentes.

Por su parte, MÖLLER et al. (1976) en su trabajo sobre el empleo de las tierras raras en el estudio de la génesis de yacimientos de fluorita demostraron que las fluoritas del Sarrabus-Gerrei constituían ejemplos típicos de fluoritas hidrotermales, lejos tanto del campo de las fluoritas de origen supergénico como del de las pegmatíticas.

La hipótesis supergénica clásica, además de no casar bien con los datos geológicos y geoquímicos disponibles, presupone la existencia de un control supergénico paleotopográfico de las mineralizaciones que no tiene nada que ver con el verdadero control paleovulcánico de la distribución de las mineralizaciones.

Como se ha visto, algunas de las mineralizaciones de tipo "Filone Argentifero" explotadas en el Sarrabus no aparecen

directamente relacionadas en superficie con domos. Esta relación en algunas ocasiones ha podido ser reconocida en las labores subterráneas, y en otros casos se trata simplemente de mineralizaciones aparentemente "desgajadas de", "flotando sobre" o "de borde lateral de" domos. Sin embargo, la actividad magmática y el control paleotectónico de la cuenca queda perfectamente marcado por la presencia de haces de diques de pórfido, apófisis de los domos o por la litofacies volcánica típica del Sarrabus, las "quarziti". La distribución de las exhalitas silíceas también está directamente condicionada por la presencia de los cuerpos ígneos (véase cap. 5.5.).

20.1.4.- Implicaciones de la geoquímica isotópica.

20.1.4.1.- Implicaciones referentes a la génesis de los yacimientos.

Los autores clásicos han considerado, desde TRAVERSO (1890), que la importancia de la mineralización argentífera en forma de Ag nativo se había originado por la acción de aguas supergénicas. Existen probablemente numerosos factores que pudieran haber influido en configurar esta hipótesis; podemos señalar:

- La existencia de fenómenos conocidos en la época de enriquecimiento de menas argentíferas a partir de la alteración de los sulfuros de plata; de hecho, para muchos autores no parecía tener cabida otra posibilidad para el enriquecimiento (DE LAUNAY, 1913).

- La existencia de minerales "clásicos" supergénicos en los tramos superiores de los filones explotados: querargirita, piromorfita, cerusita, yeso, azufre, etc.

- La abundancia de baritina en los niveles superiores de las minas, así como la abundante y frecuente presencia de sulfuros de Fe en el encajante, más o menos alterados: "Nelle ganghe predomina sempre all'affioramento la baritina, incassata in roccie assai ricche in pirite decomposta...Nei minerali sono predominati in profondità i solfuri metallici, forma i cui vennero probabilmente concrezionandosi nelle fratture per reazione lenta delle roccie incassanti sempre ricche di pirite" (TRAVERSO, 1890, p. 48).

Siempre según el mismo autor la Ag nativa procedería del sulfuro de plata: "L'argento nativo venne dal solfuro, come accade spesso di vedere in campioni in parte ridotti...una successiva ricomposizione in solfuro d'argento nativo; ciò che costituirebbe un'azione molto più recente delle abontanti piriti decomposte.

Il cloruro di argento, unicamente agli affioramenti, potei vederlo generato dall'argento nativo o spesso direttamente dal suo solfuro", por la acción prolongada "delle acque piovane ...ricche in cloruro di sodio" (TRAVERSO, p. 48). Queda pues claramente reflejado que la idea de la generación de la mineralización predominantemente por procesos supergénicos es muy antigua, procediendo casi sin modificaciones desde los tiempos de mayor auge de las minas.

Desde el punto de vista clásico, al proponer una intensa reconcentración supergénica de las mineralizaciones sulfuradas para dar lugar por oxidación a los niveles argentíferos ricos y a los sulfatos (baritina) se tenía en consideración un proceso posible desde el punto de vista químico.

Sin embargo, el cuerpo de doctrina actualmente desarrollado (en concreto, durante la prospección de yacimientos epi-mesotermales de metales preciosos asociados a volcanismo) indica con claridad que los contenidos isotópicos en los sulfatos supergénicos deberían ser los mismos que los de los sulfuros primarios, cosa que en el Sarrabus claramente no se cumple (véase los datos de CORTECCI et al. 1987). Además, ya se ha señalado (cap. 20.1.3.) que las fluoritas directamente relacionadas con la mineralización argentífera no están relacionadas con procesos supergénicos.

En conclusión, ese proceso no tuvo lugar; las removilizaciones supergénicas han debido ser bastante modestas, y en todo caso la morfología definitiva de los filones, y en especial de las zonas argentíferas ricas no dependen directamente de ellas.

20.1.4.2.- Implicaciones referidas a la edad de los yacimientos.

Los isótopos de azufre indican con claridad que las baritinas de los yacimientos del tipo "Filone Argentífero" sólo son compatibles con un posible origen a partir de aguas marinas durante el Devónico y/o el tramo más inferior del Carbonífero, atendiendo a los datos globales suministrados por CLAYPOOL et al. (1980) (véase cap. 16.2.). Sin embargo, los valores procedentes del estudio de los isótopos de oxígeno son excesivamente bajos para poder confirmar tal origen, por lo que se puede excluir un origen marino de dicho rango de edades para los sulfatos, del mismo modo que resulta absurdo (contexto geológico) proponer un reciclaje continental (posterior) de evaporitas marinas de dicha edad.

Análogamente, la exclusión de reconcentraciones supergénicas importantes (véase el cap. 20.4.1.) excluye la posibilidad de una reelaboración importante "a posteriori" de los yacimientos; los

datos disponibles (Sr,O; véase cap. 16.4.) permiten distinguir las mineralizaciones del tipo "Filone Argentifero" de otras presumiblemente posteriores; las edades absolutas de galenas de diferentes mineralizaciones confirman estas distinciones. La coincidencia entre los contenidos isotópicos del Sr en las rocas volcánicas ácidas intrapaleozoicas y las baritinas (y su clara diferencia respecto a los de los granitoides tardihercínicos, véase cap. 16.4) aboga por una génesis directamente relacionada con dichos cuerpos ígneos.

En resumen, todos estos datos asociados a los derivados de las relaciones morfológicas de las mineralizaciones del tipo "Filone Argentifero" con los granitoides tardihercínicos permiten afirmar que la mineralización de este tipo tenía un volumen, composición y morfología casi idéntica a la que actualmente conocemos (y que ha sido explotada en las minas) en el momento del emplazamiento de los citados granitoides: se puede excluir rotundamente toda relación genética de los granitoides con la mineralización del tipo "Filone Argentifero".

20.1.5.- Conclusiones a extraer de las relaciones espaciales entre los filones y el encajante.

La mayoría de los trabajos que versan sobre la geología del Sarrabus han recogido desde finales del siglo pasado la creencia de la existencia de una tectónica dúctil hercínica. El origen de tal creencia está indiscutiblemente en la abundancia de pliegues sinsedimentarios, discordancias internas, etc.

La presencia de filones secantes sobre las anisotropías planares presentes en las rocas siliciclásticas sólo admite una interpretación, si aceptamos que tales anisotropías fueran debidas a la existencia de una tectónica dúctil hercínica: los filones debieran ser posteriores al desarrollo del orógeno hercínico.

En un sentido estricto, esto no debería implicar que los filones fueran posteriores a los granitoides tardihercínicos, pero ya hemos explicado anteriormente (cap. 20.1.2.) el equívoco que propició tal interpretación. Esta interpretación se prolongó en el tiempo desde los trabajos de Traverso, a los de Calvino, e incluso a los de Valera: "In ogni caso, riteniamo validamente dimostrato che i più intensi processi di riempimento delle fratture si sono sviluppati dopo la cristallizzazione degli ultimi prodotti del magmatismo ercínico, e che inizia da tale momento una fondamentale attività di rielaborazione degli accumuli originatesi ad opera del magmatismo stesso" (VALERA, 1974 a, p. 1105).

SCHNEIDER (1972) consideró a los filones como filones-estrato, o en todo caso concordantes con la estratificación. Esta interpretación está sin duda directamente influida por la concepción litoestratigráfica presente en los trabajos de Calvino (por ej., las "quarziti" intrusivas del sector oriental consideradas como un nivel sedimentario verticalizado), pero también se basa en la existencia de litofacies siliciclásticas verticalizadas en la proximidad de los domos, por el efecto de su intrusión sobre materiales siliciclásticos inconsolidados.

Con todo, incluso SCHNEIDER (1972) retiene como fundamental la existencia de un stock metálico singenético relacionado con una litofacies determinada (los "esquistos negros"), remobilizado posteriormente hasta ser reconcentrado en los filones. Esto es esencialmente lo mismo que ya había propuesto TRAVERSO (1909, p. 33), quien iba más lejos en su razonamiento indicando que los filones no eran más potentes y continuos debido a la poca importancia que presenta la litofacies presuntamente portadora de los metales. A destacar el hecho de que esta interpretación desde el punto de vista metalogenético deba abierto el problema de cual sería el origen último del metal hipotéticamente presente en los "esquistos negros".

El trabajo de CHECCHI & DUCCHI (1983) a pesar de todas las críticas que pueden hacérsele (cap. 7.2.) desde el punto de vista conceptual aporta la novedad de suponer que la parte más importante de la concentración mineral final puede haberse formado con anterioridad al emplazamiento de los granitoides tardihercínicos.

Sin embargo, la constatación en este trabajo de que la anisotropía planar que presentan los materiales siliciclásticos no es más que la natural fisilidad producto del depósito (con alternancias) de materiales siliciclásticos finos y su posterior compactación durante la diagénesis reabre el problema, ya que los filones sólo son secantes a los planos de estratificación y consecuentemente pueden haberse formado en cualquier momento después de producida esta.

20.1.6.- Conclusiones sobre las paragénesis presentes.

El estudio de las paragénesis presentes, y de sus relaciones texturales, ha permitido esclarecer desde antiguo que la plata nativa es un constituyente primario de los yacimientos del Sarrabus (PIERPOLI, 1933). De todos modos, hay que reconocer que este estudio debería rehacerse totalmente, y que las facilidades para llevarlo a cabo son mucho menores que en el tiempo de la explotación de las minas.

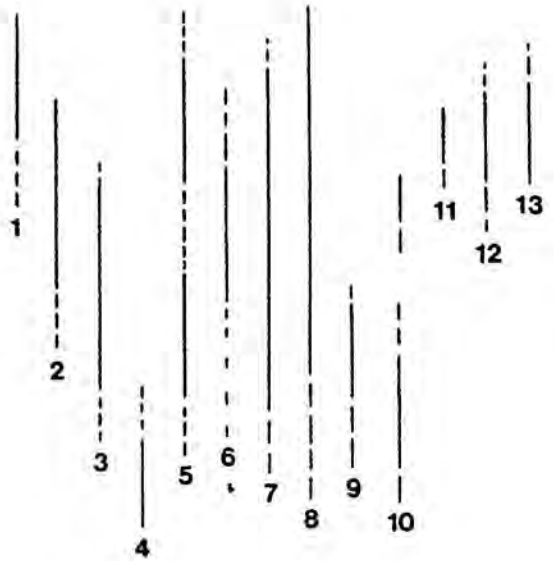
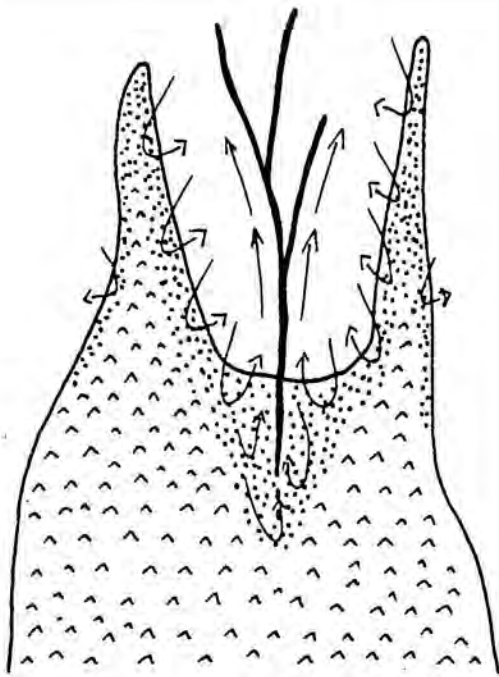
Por otra parte, aunque el renombre de las mineralizaciones del Sarrabus procede de la plata, y más modernamente de la

presencia de fluorita y baritina, existen otros metales ampliamente representados, además de plomo y zinc. Podemos destacar el Sb, el Ni, el Co, el Hg (las mineralizaciones sulfuradas y nativas de plata explotadas eran sistemáticamente algo mercuriales), el As, el Fe, etc.

La zonación presente en los yacimientos explotados es relativamente clásica, con una mayor concentración de calcita, esfalerita y minerales de Ni y Co en el tramo inferior de los yacimientos, y fluorita, Ag y argentita en el tramo intermedio de éstos, pasando gradualmente la mineralización argentífera a tener hacia la superficie una ganga de baritina y/o cuarzo (véase la fig. 248). En los tramos inferiores la esterilización se producía por un paso de la ganga de calcita a cuarzo y minerales arcillosos, con una pérdida casi total de la mineralización argentífera. A destacar la presencia de zonas ricas en galena (por encima del tramo argentífero) en los sectores superficiales de muchos filones, lo que en principio estaría en parcial desacuerdo con modelos de yacimientos de metales preciosos epitermales (véase por ej. BUCHANAN, 1981).

Fig. 248.- Esquema ideal de la distribución vertical de paragénesis en un sistema filoniano maduro de tipo "Filone argentífero" desarrollado por circulación hidrotermal (flechas) confinada entre una estructura domo/expansión de diques en silla de montar invertida. La circulación hidrotermal generó una intensa alteración (punteado) en las rocas volcánicas ácidas.

1/ Baritina. 2/ Fluorita. 3/ Calcita. 4/ Alteración arcillosa indiferenciada. 5/ Cuarzo (en diferentes generaciones). 6/ Ag nativa. 7/ Argentita. 8/ Galena. 9/ Esfalerita. 10/ Piritita. 11/ Estefanita. 12/ Pirargitita. 13/ Niquelina.



20.2.- Conclusiones sobre los depósitos de sulfuros masivos.

El primer factor que podemos resaltar es su relativa escasez, en comparación con los filonianos, y su limitada importancia volumétrica en relación a éstos.

En segundo lugar, es muy notable la buena preservación (salvo en los casos en los que existe sobreimposición de metamorfismo de contacto, por ej., Baccu Scardu) de las estructuras sedimentarias (laminación, gradación, etc.) y diagenéticas (box-works, pseudogossans subacuáticos, etc.) precoces.

En tercer lugar, se puede retener como significativa la presencia de contenidos localmente importantes de Ag, así como la aparente ausencia de elementos como el Ba y el F.

Para concluir, la característica más notable desde el punto de vista sedimentológico y de reconstrucción paleogeográfica es la estrecha asociación con turbiditas y facies siliciclásticas asociadas, y la sistemática presencia en sectores en los que esporádicamente se produjo una rápida profundización local de la cuenca, por la acción de las fracturas distensivas sinsedimentarias.

20.3.- Conclusiones sobre los otros tipos de mineralizaciones presentes.

Por lo que se refiere a los skarns y skarnoides, sólo se puede apuntar que en general no parecen estar relacionados con procesos metalogenéticos de importancia. A resaltar que algunos skarnoides no son más que rocas volcánicas básicas que han sufrido una intensa alteración hidrotermal, y que algunos de los skarns y skarnoides han sido producidos por la intrusión de "quarziti" y/o domos, es decir, muy precozmente.

La mineralización barito-fosfática en las calizas pelágicas no es más que un indicio de interés por lo que se refiere al contexto sedimentológico. Sin embargo, hay que recordar que se conocen otros indicios similares de la misma edad en el Mediterráneo Noroccidental (Pirineo Centro-oriental, Cadenas Costeras Catalanas, Montaigne Noire), y que dado el claro control paleogeográfico se puede tener por seguro que existan otras mineralizaciones fosfáticas análogas en las potentes intercalaciones carbonáticas del Gerrei, potencialmente más interesantes.

Las mineralizaciones relacionadas con las exhalitas silíceas presentan siempre leyes muy bajas (incluso en el caso del P), pero ya ha sido comentado su valor como trazadoras paleogeográficas.

cas (fracturas, paleoaltos, intrusiones someras subaflorantes), debiendo estudiarse e interpretarse en relación con las mineralizaciones hidrotermales del tipo "Filone Argentífero".

20.4.- Modelo metalogénico propuesto para las mineralizaciones hidrotermales y Sedex intrapaleozoicas.

Las características de las mineralizaciones del Sarrabus, y sus relaciones espaciales con los domos ácidos permiten clasificarlas siguiendo el esquema propuesto por SILLITOE & BONHAM (1984) dentro del tipo de yacimientos asociados a complejos de domos ("flow dome complexes"), en concreto dentro del subgrupo de mineralizaciones asociadas a domos arracimados independientes de edificios volcánicos preexistentes, así como a los flujos (lávicos y piroclásticos) y las brechas (breccia-pipe, diatrema-breccia, talus breccia, etc.) a ellos asociadas (op. cit.: p. 1288; y fig. 2, p. 1289).

Las mineralizaciones de este tipo son principalmente filones, stockworks y cementos de brechas de metales preciosos y metales base, pero también incluyen importantes reemplazamientos en algunos yacimientos. La mayor parte de los casos estudiados por SILLITOE & BONHAM (1984) corresponden a mineralizaciones de metales preciosos en niveles muy someros (niveles de precipitación de los metales a lo sumo unos pocos centenares de metros por debajo de la superficie aflorante), dentro y/o junto a los domos, y la mineralización puede estar representada en la superficie en forma de precipitados silíceos hidrotermales ("hot spring sinters").

Sin embargo, hay que recordar que la clasificación de estos autores se refiere principalmente a depósitos asociados a vulcanismo subaéreo. En el caso del Sarrabus es obvio que el equivalente de los depósitos silíceos de "hot spring sinter" son las exhalitas silíceas; las exhalitas silíceas contienen sin duda trazadores geoquímicos de la mineralización infrayacente como los sinters (ya que presentan frecuentemente mineralizaciones en diseminaciones de baja ley) pero en el estado actual de los conocimientos no podemos adelantar más datos al respecto.

Aunque no se dispone de una caracterización mineralógica suficientemente detallada de la ganga de los filones y de las zonas de alteración hidrotermal asociadas, se puede pensar que los yacimientos del Sarrabus correspondieran al tipo acid-sulfate (sensu HEALD et al., 1987). En contra de esta hipótesis de trabajo estaría la presencia relativamente abundante del feldespato potásico en rocas como el "Conglomerato de Monte Narba".

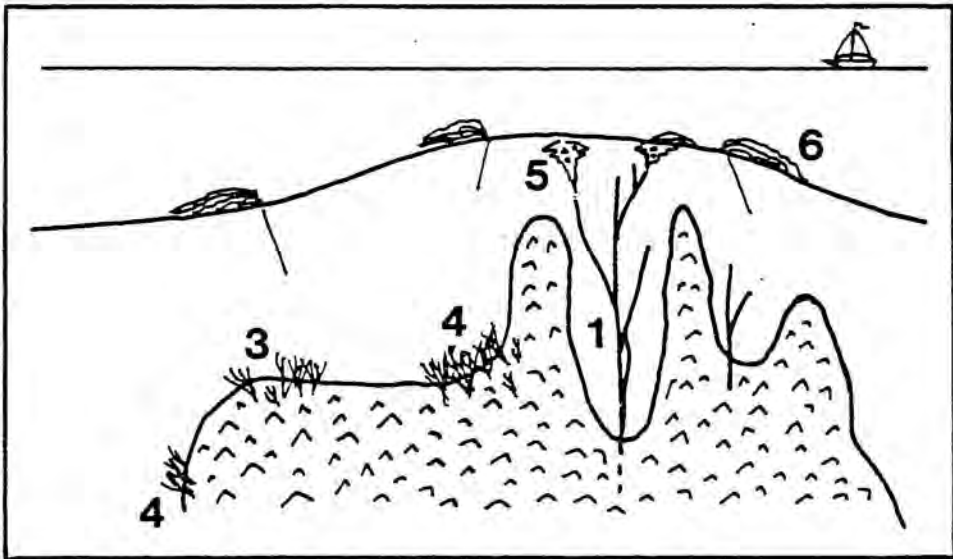
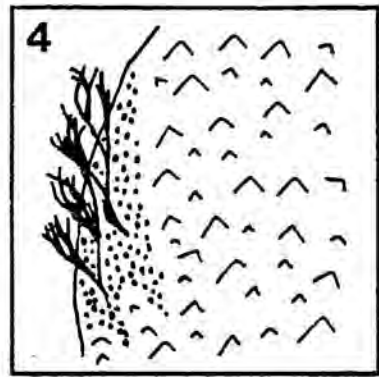
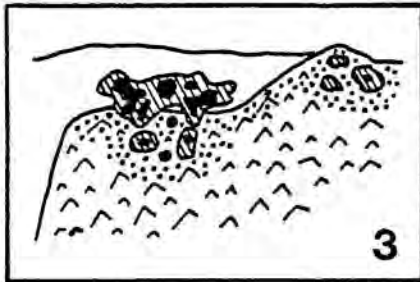
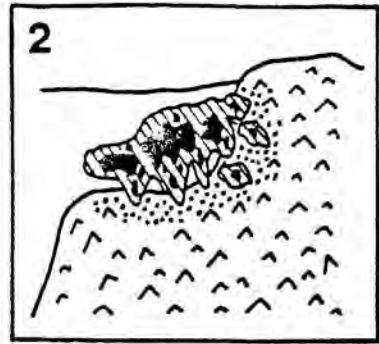
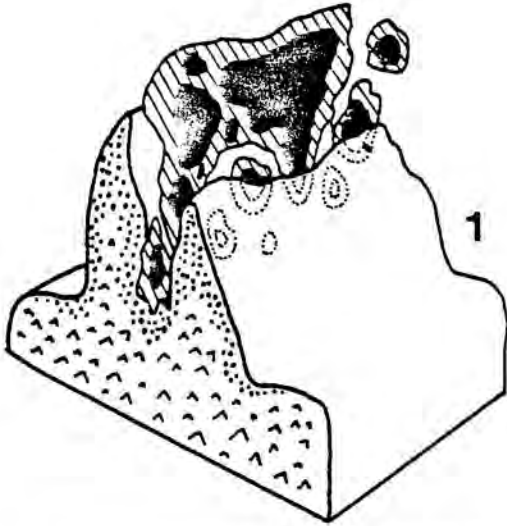


Fig. 249.- Modelo de yacimiento del tipo "filone argentífero" en sus diferentes variantes: 1/ Sistema filoniano maduro, formado a techo de un domo ácido en el seno de una estructura en "silla de montar invertida". 2/ Sistema filoniano sencillo situado en un sector de techo/margen lateral del domo. 3/ Filones ricos de escaso desarrollo correspondientes a un sector de techo del domo. 4/ Stockworks y sistemas filonianos pobres en el sector de margen del domo. 5/ Estructuras de "breccia pipe" en el sector de techo de los filones ricos ("Conglomerato de Montenaarba"). 6/ Exhalitas silíceas con indicios de mineralizaciones, generadas sobre el fondo de la cuenca marina.

El modelo ideal de yacimiento es el que se esquematiza en la fig. 249. En él los factores principales para la formación de un yacimiento de importancia son:

- Contexto geotectónico distensivo, con ascenso de magmas. Esta condición implica también la existencia de una corteza continental relativamente poco potente y bastante compartimentada por la existencia varias familias de fracturas de zócalo. Los domos aportan:

- Por una parte, las anomalías térmicas necesarias para la formación de sistemas hidrotermales.

- Por otra parte, actúan como "ascensores" de un importante stock metálico, y determinan en función de su quimismo la paragénesis final. Los domos ácidos calcoalcalinos del Sarrabus son en principio un metalotecto favorable para la formación de yacimientos de plata.

- Nivel de intrusión somero: conlleva una mayor posibilidad de hallar abundante agua en los sedimentos, para incorporar a los sistemas hidrotermales.

- Escasa columna de agua suprayacente (mar somero). Este factor permite la ebullición del fluido hidrotermal en el seno del conducto de acceso, con la precipitación de la plata. Caso de ser mayor la profundidad del mar, la ebullición puede no tener lugar en el conducto, y al llegar al fondo marino el fluido mineralizante existen más probabilidades de dispersión para ciertos metales. No obstante, aunque no es el caso del Sarrabus, a priori podrían existir importantes mineralizaciones estratiformes argentíferas.

- Creación de "cubetas intradomo" por emisión de apófisis (o de un sistema de diques paralelos) desde éste. Si en un sector alargado de un domo se emiten dos o más diques paralelos en el sentido de elongamiento del domo, con un espaciado suficiente entre ellos, pueden difundir más rápidamente el calor, generar campos hidrotermales más o menos confinados (los dos diques actúan como "paredes" del sistema hidrotermal) y, al ofrecer una mayor superficie de contacto a los fluidos hidrotermales, admiten una mejor y más intensa extracción del stock metal que el magma ha hecho ascender consigo hasta la superficie.

Este ha sido el caso de los filones del sector Giovanni Bonu-Montenarba, con los resultados ya conocidos. Como corolario de este hecho de la creación de las "cubetas intradomo" podemos señalar que los filones más importantes se forman en la dirección del estiramiento principal (véase cap. 7.2.), mientras que los domos principales por el contrario ocupan las cavidades producidas durante el estiramiento con una dimensión principal marcadamente secante a la de dicho estiramiento.

La casuística de explotaciones del Sarrabus (véase cap. 15.1.) permite sin embargo matizar el modelo en función del nivel de emplazamiento de los domos.

En los casos más favorables reconocidos (Giovanni Bonu-Montenarba, cap. 15.1.1.) el sistema filoniano ha presentado un desarrollo vertical del orden de 400-450 m. Este importante desarrollo vertical ha permitido una buena zonación de la mineralización, tanto por lo que se refiere a las menas metálicas como para las "gangas" (véase fig. 248).

En estas condiciones la extensión lateral del sistema filoniano depende puramente de la extensión de los diques ácidos que lo confinan. La extensión vertical, por el contrario sólo puede producirse cuando el sector de domo en el que se radica el sistema filoniano se haya emplazado a profundidades no inferiores a los 350-450 m (variable según los sectores). Por el contrario, en los casos en los que la profundidad de emplazamiento es mucho menor el desarrollo del sistema filoniano es mucho más restringido, tanto por motivos estrictamente físicos (el filón no suele encajar más de 50 ó 75 m en el domo, luego falta espacio) como por menor disponibilidad de metales al existir menor superficie de domo a lixiviar.

Esto implica que la lixiviación de los domos se limita principalmente a los márgenes y/o a los diques emitidos a partir del cuerpo principal. Obviamente la lixiviación podría haber sido más intensa, y el fluido mineralizante "en superávit" podría haber generado concentraciones más ricas de Ag y/o importantes mineralizaciones estratiformes asociadas a las filonianas. Sabemos (empíricamente) que esta segunda posibilidad no se ha producido, aparentemente porque se ha producido la precipitación

de los metales contenidos en los fluidos hidrotermales antes de que éstos alcanzaran el fondo marino. En este sentido es significativa, por típica en este tipo de yacimientos (véase por ej. BUCHANAN 1981) la precipitación de la mayor parte de la Ag bastante antes de la zona apical del sistema filoniano (en concreto, ligeramente por encima del nivel de ebullición del fluido hidrotermal), en los tramos en los que el sistema filoniano se ramifica en dos o más venas.

La primera posibilidad (mineralizaciones anómalamente más ricas) probablemente se ha dado en algunos casos, por ej. en el caso de los dos filones muy ricos explotados en S'Arcilloni a techo de un pequeño criptodomo (cap. 15.1.4.).

Dentro de estas situaciones de emplazamientos someros existen algunos casos bastante clarificadores, como el de los dos filones de dirección E-W que afloran en Tuviois y poco al sur en Bruncu Lillonis (cap. 15.1.8.).

En Bruncu Lillonis los filones explorados ocupan cotas entre los 500 y los 450 m sobre el nivel del mar, apareciendo mineralizados únicamente en los niveles superficiales (500-475 m sobre el nivel del mar). En Tuviois, por el contrario, la mineralización rica aparecía aún en el nivel 5 (Ribasso Maggazzino, 438 m sobre el nivel del mar), mientras que en el nivel 6 (413 m sobre el nivel del mar) aún aparecen lentejones de mineralización argentífera.

La mineralización argentífera concluye en profundidad en ambos casos en stockworks en el seno del domo de "porfidi grigi". Los stockworks representan la zona de raíz de los filones y llevan asociada una intensa alteración hidrotermal. La diferencia entre ambas mineralizaciones radica en el nivel de emplazamiento de los domos ácidos, reflejado en la actualidad en el nivel actual de erosión de los cuerpos intrusivos a cotas semejantes. El nivel de emplazamiento en el sector meridional (Bruncu Mitza di Rosa-Bruncu Lillonis) fue mucho más superficial que en el sector septentrional (mina de Tuviois-vertiente este de Rio Nicolò Saura). La mineralización fue mucho más importante en el sector de Tuviois, en buena correspondencia con el más profundo nivel de emplazamiento del domo; además, en Tuviois se da en escala reducida una estructura "en silla de montar invertida" de los diques de pórfido que envuelven al sistema filoniano.

En estos casos en los que el emplazamiento es somero la diversificación vertical de las paragénesis no llega a producirse, motivo por el que (por ej.) aparece la baritina ampliamente representada como ganga en los stockworks desarrollados en el interior del domo ácido alterado. El correcto reconocimiento de este tipo de situaciones, unido a un buen conocimiento del contexto del paleovulcanismo puede guiar en una fase de reconoci-

miento de indicios sobre la posibilidad real de hallar mineralizaciones importantes en profundidad.

En resumen, en el caso de emplazamiento somero de los domos se acentúa el "telescoping" de las paragénesis, y las posibilidades de hallar una mineralización argentífera volumétricamente importante son muy escasas, aunque los lentejones hallados puedan ser muy ricos.

Los bordes de domo no suelen presentar mineralizaciones muy importantes, salvo que en profundidad la continuidad lateral del domo aflorante sea importante, con lo que de hecho no estaríamos en un margen de domo s.str. sino en una estructura techo/borde de domo o en una estructura de forma de "silla de montar asimétrica". En el caso de los márgenes de domos s.str. las mineralizaciones suelen ser pobres, principalmente fluorítico-baríticas con poca galena, texturas en stockwork (en especial en el contacto rocas siliciclásticas/domo o en el margen externo de éste) y discontinuas o en todo caso de escasa continuidad lateral, ya que ésta está controlada directamente por la presencia del domo.

La única mineralización importante conocida en un margen de domo es la de Masaloni, pero de hecho desconocemos si existe prolongación de los domos ácidos en profundidad al suroeste del gran domo de Genn'Argiolas. La existencia de importantes cuerpos intrusivos de "quarziti" sugiere evidentemente la continuidad en profundidad del domo. En el caso reconocido en Serra S'Ilixi la mineralización rica (existen concentraciones menores a techo del domo principal) de Coili Saddi corresponde a una estructura mixta de margen/techo de domo.

Las mayores incertidumbres respecto a la importancia de las mineralizaciones en profundidad corresponden a los casos en los que la mineralización está asociada a cuerpos de "quarziti" intrusivos y/o diques ácidos más o menos aislados (por ej., el caso de Nicola Secci). En principio la situación sería similar a los tramos apicales de mineralizaciones del tipo Giovanni Bonu-Montenarba y, consecuentemente, las perspectivas parecerían inmejorables.

Sin embargo, en Montenarba no tenemos un dique ácido aislado o un cuerpo intrusivo de "quarziti", sino todo un enjambre de diques ácidos sobre una amplia franja de terreno y numerosos cuerpos de "quarziti", más o menos continuos (previsiblemente) en profundidad. Los diques pinzan septas de materiales siliciclásticos, y el metamorfismo de contacto originado por el domo subaflorante es muy patente. Finalmente, las exhalitas silíceas presentan todo un tránsito desde sus litofacies características hasta las de "Conglomerato de Montenarba", es decir, hacia sistemas de tipo "breccia pipe" más o menos longitudinales.

La presencia de las exhalitas silíceas no asociadas a importantes mineralizaciones estratiformes es toda una garantía de que el stock metal (por lo menos por lo que se refiere a la Ag, y hasta cierto punto el Pb, el Zn, etc.) ha precipitado en el interior del conducto hidrotermal, y por lo tanto puede existir una importante mineralización en profundidad. Por lo tanto, sería interesante caracterizar geoquímicamente las liditas, teniendo especialmente en cuenta que los eventuales trazadores de un sistema hidrotermal maduro y bien desarrollado (como el que sería de esperar en este caso) reflejado en estos precipitados silíceos en superficie serán sin duda diferentes a los de un sistema inmaduro, de escaso desarrollo vertical y con una mineralización "telescopada".

Respecto al carácter de exhalitas de los cuerpos silíceos no está de más recordar que dentro de los autores de escuela alemana LEHMANN (1975) ya lo había señalado: "By submarine volcanism more tuffs and exhalations (resulting in lydites (léase "quartziti") and locally radiolarian cherts (léase nuestras liditas) were produced than real lavas" (op.cit. p. 469).

Este mismo autor resume las ideas metalogenéticas de la escuela alemana indicando que SCHNEIDER (1972) relacionaba el vulcanismo ácido con la mineralización, pero HELMCKE & KOCH (1974) lo dudaban dada la supuesta edad pre-Ordovícico medio de las metavulcanitas ácidas. Al final coincide con Schneider indicando: "The connection in time and space of polymetallic ore deposits (Monte Narba, Baccu Locci, Villasalto a.s.o.) with the initial meta-vulcanics and their facial replacement by slates (mostly euxinic environment) confirms the assumption of a Lower Paleozoic metallogenic epoch in SE-Sardinia (SCHNEIDER 1972)" (LEHMANN, 1975, p. 469).

Por lo tanto, queda claro que si bien existe una cierta coincidencia (edad intrapaleozoica, relación con el vulcanismo,...) entre el modelo propuesto por la escuela de Berlín para estos yacimientos y el nuestro, son completamente distintos. El modelo propuesto en este trabajo es mucho más concreto (morfologías de las mineralizaciones, nivel de emplazamiento de los domos, etc.) y menos teórico, hecho que permite que sea utilizado en la realización de mapas previsores de mineralización.

Una vez planteado en su totalidad el modelo cabe preguntarse hasta qué punto no es similar a otros preexistentes, desarrollados principalmente a partir de yacimientos americanos relacionados con rocas volcánicas terciarias. De hecho, todos los modelos de yacimientos filonianos de metales preciosos asociados a vulcanismo ácido son semejantes (véase por ej. OYARZUN, 1988), en sus rasgos generales, pero en detalle hay diferencias muy notables y pueden ser formulados numerosos modelos de este tipo (véase por ej. COX & SINGER, 1986).

Las diferencias más notables en los modelos disponibles radican en la paragénesis presentes, y en la disposición vertical de los diferentes minerales en el sistema filoniano. Esto no implica que no existan diferencias de tipo volcanológico (emplazamiento del sistema filoniano) pero este tipo de observaciones no son recogidas en los modelos, en general muy simplificadores de la situación geológica (meras referencias al tipo de rocas encajantes del sistema hidrotermal).

El sistema hidrotermal del Sarrabus es semejante a algunos de los descritos en la bibliografía por lo que se refiere a la distribución de las paragénesis (véase por ej. el modelo de Creede, en MOSIER et al. 1986, recogido en la fig. 250), pero en general todos los sistemas terciarios estudiados se caracterizan por presentar abundante Cu (paragénesis con enargita, bornita, calcopirita, tetraedrita, etc.) hecho que los diferencia de los del Sarrabus e impide su utilización en nuestro caso. Aunque la ausencia del Cu parecer ser atribuible a una zonación geoquímica regional (véase el cap. 22.4.), no hay que olvidar que en los sistemas hidrotermales-vulcanogénicos análogos con enargita la temperatura alcanzada por los fluidos hidrotermales que lixiviaron los domos fue mucho más elevada (GRANT et al., 1977; SAAVEDRA & SHIMADA, 1986, etc.)

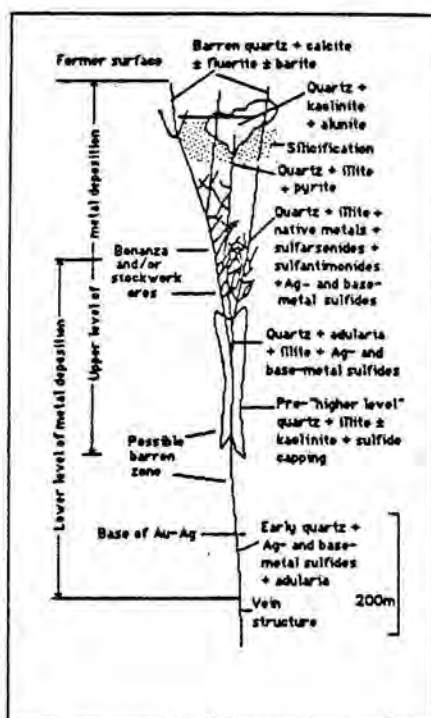


Fig. 250.- Modelo de zonación vertical de las paragénesis en el yacimiento epitermal de Creede (según MOSIER et al., 1986).

20.5.- Comentario del mapa metalogenético del Sarrabus, y posibilidades de realización de un mapa predictor de mineralizaciones para el Sarrabus-Gerrei.

Las principales mineralizaciones del Sarrabus corresponden a sistemas filonianos asociados al volcanismo ácido activo, y aparecen en los alrededores de los domos ácidos (véase la fig. 251). Los datos recopilados en el cap. 15.1. muestran que raramente las mineralizaciones de este tipo halladas fueron explotadas en su totalidad, por lo que a priori en muchos casos pueden considerarse objetivos potenciales (en mayor o menor grado) de cara al futuro, si las condiciones de mercado permitieran su explotación.

De todos modos, hay que considerar que las exploraciones a realizar deberían ser necesariamente costosas, guiarse principalmente por la reconstrucción del paleovolcanismo de la cuenca (en este sentido habría que emplear métodos indirectos para la localización de domos ocultos someros, ; en especial la geofísica) y durante el reconocimiento litogeoquímico basarse en trazadores efectivos de la mineralización que hoy por hoy no conocemos.

El modelo de yacimiento a prospectar variaría entre los polos Ag-As-Sb; la paragénesis debería ser necesariamente compleja, implicando también en cantidades muy importantes los elementos Pb-Zn-F-Ba-Fe (que pueden ser los mayoritarios, pero cuya exclusiva presencia raramente justificaría la exploración en términos económicos) y en menor medida W-Ni-Co-Hg, etc. La importancia real del oro en la provincia metalogenética se desconoce, pero en principio la paragénesis Ag-As-Sb es más que favorable, y estaría más que justificada su prospección, en una fase estratégica.

Un rasgo más que significativo es la ausencia de Cu (por lo tanto, es inútil la prospección basada en modelos de yacimientos argentíferos con paragénesis de enargita dominante y similares), con la excepción de los pequeños aportes que puede realizar localmente el volcanismo básico; se desconoce si dicho volcanismo básico puede aportar también oro, pero los resultados obtenidos en los escasos análisis realizados son desalentadores.

Zonas a priori muy interesantes a prospectar son los segmentos de la cuenca paleozoica centrales con respecto a la disposición de los domos, caracterizados por una gran abundancia de exhalitas silíceas y en menor medida diques y pequeñas coladas ácidas, en cuanto estas litofacies han de ser interpretadas como el reflejo de la presencia de domos relativamente someros en profundidad. El tránsito hacia facies profundas al norte de la

Fig. 251.- Mapa resumen de indicios y metalogenético de los materiales paleozoicos del Sarrabus.

Leyenda:

- Materiales.

- 1/ Materiales siliciclásticos paleozoicos.
- 2/ Materiales volcánicos (principalmente domos ácidos).
- 3/ "Quarziti" del Sarrabus.
- 4/ Granitoides tardihercínicos.
- 5/ Materiales sedimentarios post-paleozoicos.
- 6/ Fracturas sinsedimentarias.

- Mineralizaciones.

7/ Mineralizaciones filonianas tardías con paragénesis predominante de cuarzo-baritina-fluorita-galena.

8/ Mineralizaciones filonianas menores y/o stockworks con paragénesis del tipo baritina-galena-fluorita-esfalerita, etc., relacionables con las mineralizaciones de tipo "Filone Argentífero".

9/ Mineralizaciones filonianas del tipo "Filone Argentífero" y paragénesis reducida (baritina-fluorita-galena-indicios de Ag-esfalerita, etc.).

10/ Mineralizaciones filonianas del tipo "Filone argentífero" con mineralización de Ag bien representada y paragénesis completa (análoga paragénesis a la del tipo 9 más arseniuros, sulfoarseniuros y sulfoantimoniuros, etc.). El tamaño creciente del círculo exterior indica la importancia creciente de las mineralizaciones explotadas en el Sarrabus.

11/ Mineralizaciones de sulfuros en el seno de las rocas volcánicas básicas (pirita-calcopirita-esfalerita-galena, etc.).

12/ Diseminaciones de sulfuros (principalmente de Fe) en el seno de las "quarziti" y de los tramos apicales de los criptodomas ácidos.

13/ Mineralizaciones de arsenopirita-cuarzo (y eventualmente otros sulfuros, fluorita, etc.) en filoncillos y stockworks, atribuibles al tipo "Filone Argentífero".

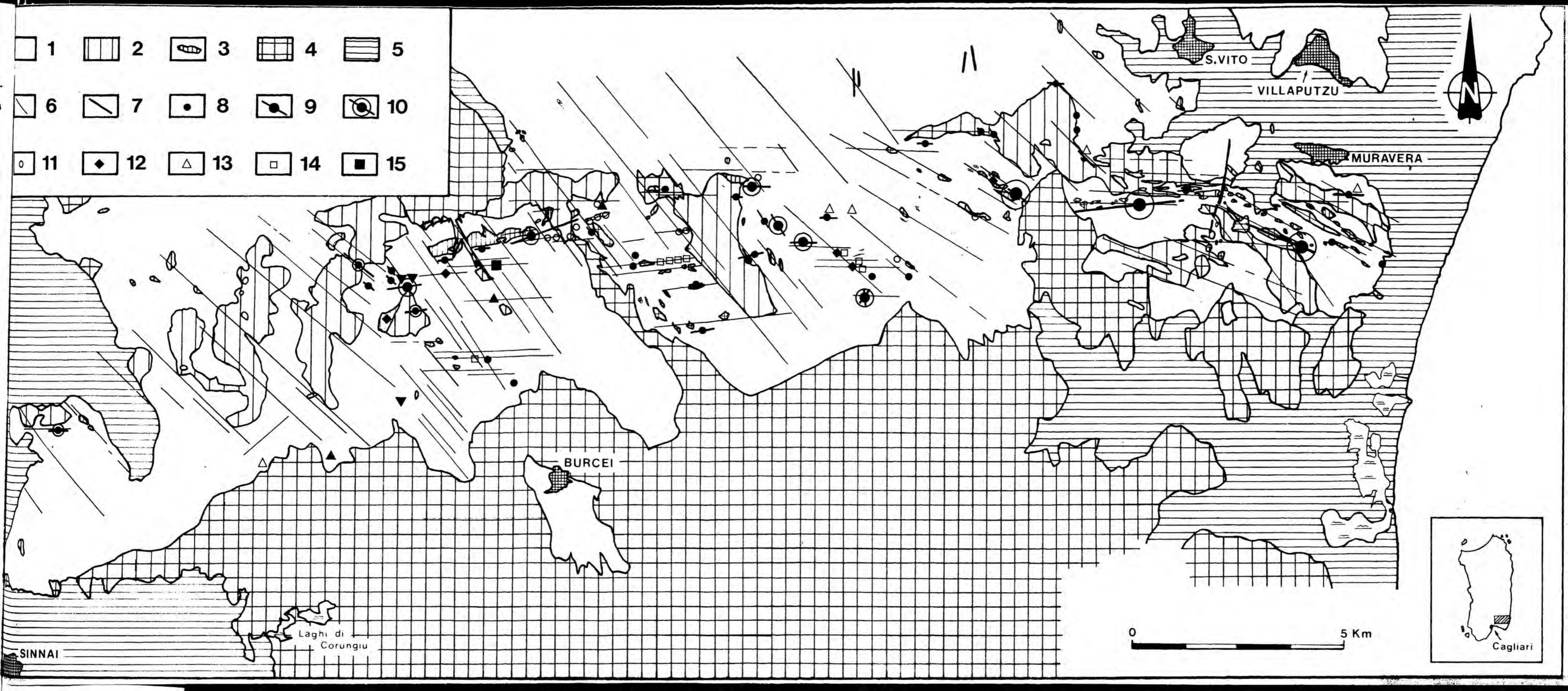
14/ Mineralizaciones epigenéticas de variscita en liditas.

15/ Mineralizaciones sedimentarias y/o diagenéticas barítico-fosfáticas.

16/ (Triángulos negros): sulfuros masivos estratiformes.

17/ (Triángulos negros invertidos): skarns y/o skarnoides atribuibles al tipo 16 (afectado por metamorfismo de contacto).

Las mineralizaciones fosfáticas singenéticas en liditas han sido excluidas de este mapa, ya que debido a su abundancia no son representables.



zona estudiada podría ser interesante, por lo que se refiere a la posible presencia de mineralizaciones argentíferas estratiformes más o menos diseminadas.

Una consecuencia muy interesante del estudio sistemático del Sarrabus es la corroboración de que existe verdaderamente una prolongación de las paragénesis hacia el norte en la región del Gerrei, si bien uno de los polos de la mineralización puede predominar sobre el resto. Las mineralizaciones situadas inmediatamente al norte de Muravera aún presentan la paragénesis (y el mismo control estructural) de los yacimientos argentíferos del Sarrabus. El caso más evidente es el de la antigua mina de Gibbs, pero otro tanto se podría decir a pesar del predominio de los sulfuros (galena, esfalerita, etc.) en las minas adyacentes al oeste de ésta, donde también se conocen indicios de minerales de Ag.

Aunque la región del Gerrei no forma en sentido estricto parte de este trabajo de tesis, han sido visitadas las principales mineralizaciones y hemos consultado abundante documentación referida a ellas, debido a la similitud entre la edad, el encajante y el tipo de las mineralizaciones.

El Gerrei se caracteriza por la reiterada presencia de una paragénesis con Sb-(W) (principalmente en forma de estibina y scheelita (Villasalto, Ballao, Brecca, etc.), acompañada localmente de As (Baccu Locci) lo que la diferencia del Sarrabus y del sector central de la isla

Las mineralizaciones antimoníferas del Gerrei son relativamente bien conocidas; aunque en muchos casos fueron halladas al mismo tiempo que las argentíferas del Sarrabus, han sido principalmente explotadas a lo largo del siglo XX. Se trata de mineralizaciones asociadas espacialmente a la presencia del volcanismo calcoalcalino intrapaleozoico ("porfiroidi del Gerrei"), de carácter tanto claramente estratiforme en Villasalto (cuerpos masivos de estibina con estratificaciones cruzadas, granoclasificación, niveles intercalados scheelita, etc.; TOSD, 1897; CAPP 1897, ANGERMEIER 1964) como en texturas netamente epigenéticas de tipo stockwork (por ej., en Brecca; CAPP 1897, ANGERMEIER 1964, GRADOLI 1979) principalmente desarrolladas en el seno de las rocas volcánicas, o con coexistencia de ambas.

La relación temporal entre el volcanismo y las mineralizaciones también es clara (POMESANO CHERCHI, 1962), y podemos resumir que el modelo genético al que han de ser adscritas estas mineralizaciones es similar al desarrollado en el Sarrabus, es decir, de transición entre el puramente vulcanogénico-hidrotermal y el sedimentario-exhalativo ("Sedex") en el que raramente el encajante de la mineralización es una roca volcánica.

Este modelo "moderno" de yacimiento de tipo sedex fue ya más o menos descrito por CAPP (1897) con todos sus principales componentes: cuerpos sedimentarios (Villasalto) coexistiendo con mena de tipo filoniana o en stockwork (zona de Brecca); salmueras y/o vapores (es decir, exhalaciones en un empleo riguroso del término) metalíferos ascendiendo a través de fracturas abiertas hasta alcanzar las cuencas marinas; sedimentación especial en esas cuencas, con estratos desplazados o verticalizados y afectados por procesos distensivos y deslizamientos gravitativos sinsedimentarios, (incluyendo a los cuerpos sedimentarios metalizados). Estas características fueron confirmadas en tiempos más recientes por el trabajo de ANGERMEIER (1964), siendo interesante destacar que este último trabajo fue el que inició el resurgir de los estudios sobre las mineralizaciones de la paragénesis W-Sb-Hg en Europa Central (véase MAUCHER 1972).

El principal yacimiento arsenical del Gerrei está constituido por la mineralización de Baccu Locci, estudiado por ZUCCHETTI (1958). La paragénesis dominante consiste en arsenopirita y galena, con menores cantidades de esfalerita, pirita, calcopirita, pirrotina y Ag en forma de inclusiones argentíferas y de electrum (BAKOS et al. 1988), en asociación con oro. La mena aparece tanto en stockworks en el seno de las rocas volcánicas como en cuerpos concordantes en el seno de los materiales siliciclásticos. Aunque durante mucho tiempo este yacimiento fue clasificado como un skarn relacionado con el magmatismo tardihercínico, en la actualidad parece suficientemente demostrado un origen relacionado con el volcanismo paleozoico, al menos a nivel de aporte y preconcentración de los metales (BAKOS et al. 1988).

El estudio de las minas argentíferas del Sarrabus muestra que una parte sustancial de las menas explotadas en los sistemas hidrotermales más completos estaban constituidas por minerales antimoníferos (pirargirita, estefanita, ...), junto con otros arsenicales (como la niquelina). Por otra parte, los indicios de As (tanto como arsenopirita como en forma de As nativo) son frecuentes en las mineralizaciones del tipo "Filone argentífero", al menos en el Sarrabus Central y Oriental.

Por lo tanto, podemos concluir que aunque si consideramos a nivel global la disposición de las mineralizaciones parece que exista una zonación clara, en el detalle más que una exclusión de los tres polos Ag-As-Sb lo que existe realmente es una sustitución gradual o coexistencia de las paragénesis en el espacio (véase fig. 252). La ausencia de minerales como la estibina en las mineralizaciones del tipo "Filone argentífero" s.str. no es el producto de la ausencia de Sb, sino la consecuencia de la formación de sulfosales, en presencia de un más amplio abanico de elementos a disposición en el sistema hidrotermal.

Por lo que se refiere a la aplicabilidad del modelo de yacimiento desarrollado en el Sarrabus, sólo podemos señalar que,

a despecho de posibles complicaciones en las situaciones tectónicas, al menos en el sector oriental (véase la cartografía de CALVINO, 1963) los controles por lo que se refiere al paleovolcanismo (estructuras dómicas, control de fracturas, etc.) son sensiblemente los mismos.

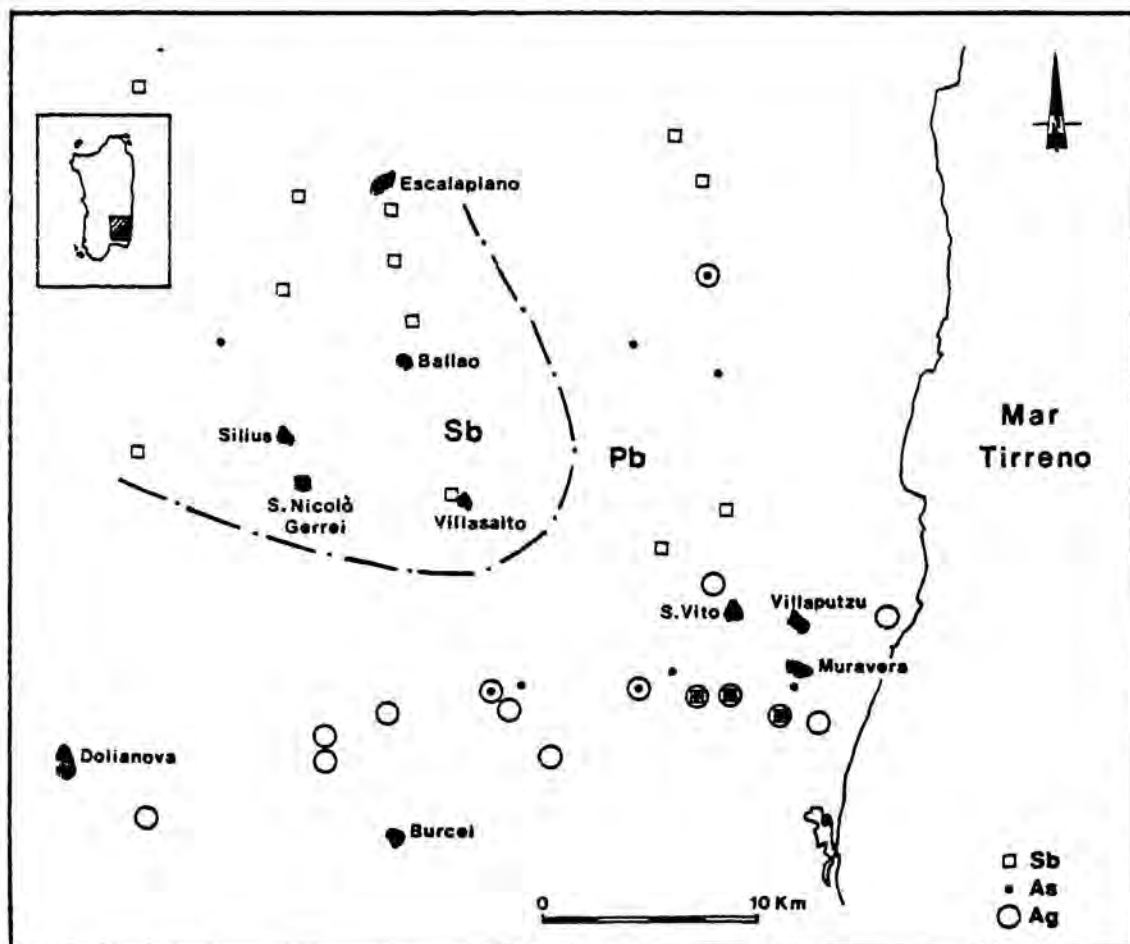


Fig. 252.- Zonación metálica en las mineralizaciones intrapaleozoicas del Sarrabus-Gerrei. La traza de separación Sb/Pb indica la aparición de mineralizaciones de estibina con escaso contenido en sulfoantimoniuros de Pb, es decir la desaparición del Pb en las mineralizaciones. Nótese la existencia de una amplia zona de superposición de mineralizaciones de Ag, As y Sb (y obviamente Pb) en el sector oriental del Sarrabus-Gerrei.

TERCERA PARTE

**"Allora perché volete sapere?
Perché la scienza non consiste solo nel
sapere quello che si deve o si può fare
ma anche nel sapere quello che si
potrebbe fare e che magari non si
deve fare".**

U.ECO, "Il nome della rosa".

21.- Yacimientos vulcanogénicos
y yacimientos Sedex

21.- Yacimientos vulcanogénicos y yacimientos de tipo Sedex. Analogías y diferencias reconocidas en yacimientos fósiles y actuales.

21.1.- Introducción.

Los yacimientos de tipo vulcanogénico (y en especial los de sulfuros masivos) han sido intensamente estudiados a lo largo de los últimos decenios, debido a que contienen buena parte de las reservas metálicas de interés industrial. Como consecuencia de este prolongado estudio han sido definidos diferentes subtipos de mineralización, entre los que podemos destacar los sulfuros masivos polimetálicos, los sistemas filonianos epitermales, las estructuras en "breccia-pipe", etc.

De todos ellos, los que han sido objeto de mayor interés han sido los sulfuros masivos polimetálicos, ya que presentan leyes de Pb+Zn+Cu del orden del 25-35 % o mayores, frecuentemente contienen importantes cantidades de metales nobles y/o escasos (Au, Ag, Ge, ...) y aparecen asociados en extensos distritos minerales en el seno de los cuales suelen existir al menos uno o varios depósitos de grandes dimensiones. Además estos yacimientos aparecen prácticamente representados en todos los tiempos geológicos y en todos los continentes, existiendo mineralizaciones de dimensiones económicas desde el Proterozoico medio (1.800-1.200 m.a.; por ej., las mineralizaciones de Broken Hill, Mc. Arthur River, Mt. Isa de la provincia carpentariense australiana) hasta el Mioceno (provincia de los Kuroko, en el Japón).

Aunque algunos grandes yacimientos de este subtipo eran bien conocidos en provincias mineras clásicas de Europa, el Canadá y los Estados Unidos, la popularización de un modelo geológico general se produjo a partir del conocimiento de los estudios realizados por autores japoneses en los Kuroko, en donde los yacimientos aparecen en un contexto no afectado por deformación y metamorfismo y asociados directamente en la mayoría de los casos a un volcanismo ácido.

Las mineralizaciones del tipo Kuroko consisten en una paragénesis sencilla (fundamentalmente masas de pirita con galena, esfalerita, calcopirita, anhidrita, ...), aparecen en el seno de sucesiones vulcanosedimentarias subacuáticas, tanto en una morfología claramente estratiforme como en stockworks en la base y/o márgenes de los cuerpos estratiformes, frecuentemente encajan directamente en flancos de domos ácidos, y aparecen asociadas a una marcada alteración hidrotermal en las rocas ácidas (HORIKOSHI 1969; HORIKOSHI & SATO, 1970; etc.).

La consecuencia lógica de la difusión de las detalladas descripciones de estas mineralizaciones fue la extensión de un

modelo vulcanogénico "Kuroko" para las mineralizaciones (producidas por flujos hidrotermales a partir de los domos) a medida de que fueron reconocidas estas características en otros yacimientos en todo el mundo, y un esfuerzo por establecer otros tipos para clasificar mineralizaciones análogas relacionadas principalmente con rocas volcánicas básicas (subtipos Besshi, Chipre, etc.).

Paralelamente a estas clasificaciones continuaron funcionando otras que de hecho ya existían, basadas en la recopilación estadística de los contenidos relativos de Pb-Zn-Cu y de las características del encajante en cada uno de los yacimientos (véase por ej. la monografía de SANGSTER, 1972, sobre los yacimientos canadienses), y se realizaron los primeros intentos para la interpretación de estos yacimientos en el contexto de la tectónica de placas (véase por ej. HUTCHINSON, 1973).

El desarrollo de los estudios condujo al hallazgo de casos en los que yacimientos de grandes dimensiones una vez intensamente explorados reunían todas las características propias de los sulfuros masivos vulcanogénicos (con ligeras variantes, como una mayor proporción de Pb en detrimento del Cu), excepto la radicación del depósito en una roca volcánica, e incluso la misma presencia de cantidades notables de rocas volcánicas o volcanode-derivadas en la cuenca marina.

Se definió así un nuevo subtipo en los sulfuros masivos polimetálicos, de tipo hidrotermal-sedimentario y conocido en la literatura por la contracción SEDEX (de sedimentario-exhalativo; nótese que exhalativo se refiere no sólo a gases sino s.l. a fluidos) (SANGSTER, 1972; POUIT 1978, 1984; RUSSELL et al. 1981 a, LARGE, 1980 a, 1983, etc.).

El estudio de los yacimientos de tipo Sedex condujo a la observación que las mineralizaciones tenían un carácter proximal respecto a las fracturas activas durante la sedimentación, hecho provocado porque drenaban hacia la superficie los fluidos hidrotermales ricos en metales. Hasta ese momento era relativamente frecuente el empleo de términos tales como "yacimientos distales" (respecto al volcanismo) en el caso de los presentes en los distritos con abundante vulcanismo sinsedimentario en los que la mineralización no coincidía espacialmente con la existencia de rocas volcánicas, y por oposición los de "yacimientos proximales" referidos a metalizaciones emplazadas en/o próximas a rocas volcánicas, aunque en general no se distinguía si se trataba de domos intrusivos o litofacies efusivas.

Durante el desarrollo de los estudios sobre sulfuros masivos vulcanogénicos y Sedex se había reconocido la existencia de una gran variabilidad de morfologías, con yacimientos en los que casi todo el mineral aparecía en una disposición epigenética en stockworks, y otros casos en los que la metalización era casi exclusivamente estratiforme.

Este problema fue rápidamente abordado por una vía indirecta (estudios experimentales de salinidades, solubilidades de metales, análisis de las inclusiones fluidas contenidas en los sedimentos, etc.) llegándose a la conclusión que la presión de la columna de agua marina evitaba (si era lo suficientemente grande) que el fluido hidrotermal precipitara en el conducto de salida, inhibiendo su entrada en ebullición (RIDGE, 1973) y permitiéndole expansionarse sobre el fondo marino, de modo que la morfología final de la mineralización era función de la profundidad de la cuenca subacuática receptora (FINLOW-BATES & LARGE, 1978). De este modo, los yacimientos formados en medio subacuático con una delgada lámina de agua tendrían importante desarrollo en stockwork.

Llegados a este punto, es razonable el comparar los depósitos volcanogénicos y los Sedex con los depósitos minerales análogos formados en medios subaéreos. Se conocen ejemplos de importantes mineralizaciones polimetálicas asociadas a vulcanismo subaéreo, en particular en el continente americano. Se trata principalmente de mineralizaciones epigenéticas (sistemas filonianos y estructuras en stockworks) relacionadas con el tramo superior de los cuerpos intrusivos, aunque también existen disseminaciones, sustituciones preferenciales de niveles químicamente reactivos (yacimientos de tipo "manto"), skarns, etc.; el tránsito hacia los medios superficiales está relacionado con la precipitación de "sínters" estratiformes en medio subaéreo, que pueden estar igualmente mineralizados (véase por ej. SILLITOE 1977; SILLITOE & BONHAM 1984), y estar o no estar relacionados con efluentes hidrotermales de tipo geiser.

Como es lógico, las mineralizaciones también están asociadas a la existencia de alteraciones hidrotermales, y las principales diferencias respecto a las mineralizaciones equivalentes en medio subacuático estarían en la existencia de mineralizaciones con metales pobremente representados en los yacimientos de sulfuros masivos polimetálicos clásicos de Pb-Zn-Cu.

Volviendo al tema de la existencia de importantes acumulaciones de sulfuros de carácter claramente estratiforme en medio subacuático, es inevitable pensar en la existencia de efluentes (algo así como "geisers" submarinos). Esta posibilidad ya había sido prevista en algunas mineralizaciones, como hicieron por ej. STRAUSS (1965) y SCHERMERHORN (1970) en la Faja Piritífera Sudibérica, y fue desarrollada experimentalmente por TURNER & GUSTAFSON (1978), SOLOMON & WALSHE (1979) y SOLOMON et al. (1980); estos últimos aplicaron el modelo teórico al caso concreto de la formación de la mineralización de Riotinto. Este tipo de efluentes hidrotermales ("black smokers") han sido reiteradamente hallados en los fondos oceánicos actuales a partir de 1979 (para las numerosas referencias véase RONA et al. 1986).

Factores como la tasa de efluencia, el contraste de salinidades y la profundidad de la cuenca influyen en la morfología de el penacho ("plume") o columna ascendente de fluido rico en metales a alta temperatura, que tiende a precipitar secuencialmente (primero, en la misma zona de efluencia o "vent" la calcopirita; posteriormente la galena y la esfalerita, que quedan temporalmente en suspensión y/o se extienden lateralmente por el medio subacuático). Esta secuencia de cristalización es coherente con la zonación típica hallada en los casos reales.

Una vez introducida la cuestión, se procederá a continuación a señalar las semejanzas entre los diferentes tipos de mineralizaciones antes enunciados, atendiendo especialmente a los caracteres descriptivos y a la existencia de sedimentación geoquímicamente especializada (exhalitas) y de paragénesis mucho más variadas que las citadas de Pb-Zn-Cu.

21.2.- Analogías entre los diferentes tipos de yacimientos estudiados: sulfuros masivos polimetálicos (Sedex y vulcanogénicos) y sistemas filonianos epitermales asociados a campos sistemas geotérmicos.

21.2.1.- Controles tectonosedimentarios de las mineralizaciones de tipo vulcanogénico/Sedex.

El primer rasgo a señalar es que independientemente de la paragénesis y del trend geoquímico de las rocas volcánicas asociadas, las condiciones geotectónicas de generación de este tipo de yacimientos son de distensión en todas las escalas.

Ejemplos de distensión en una macroescala:

- Provincia de los Kuroko: rift abortado en un arco-isla relacionado con subducción (CATHLES et al. 1983; GUBER et al. 1983; OHMOTO 1983; OHMOTO & TAKAHASHI 1983, etc.).

- Faja Piritífera Sudibérica: distensión con formación de un sistema de horsts y grabens (LECOLLE 1977; ROUTHIER et al. 1980), en un contexto geotectónico no excesivamente claro (arco-isla?).

- Provincia Carpentariense en el Proterozoico Australiano (MUIR 1983; AMADE 1986; etc.): en un aulacógeno que incluye fracturas en dirección y estructuras de pull-apart basin.

- Megayacimiento de Sullivan en British Columbia, Canada: aulacógeno abortado, estando el yacimiento situado junto a uno de los márgenes (SANGSTER, 1972).

- Zambian Copper Belt: aulacógeno (ANNELS, 1984).

- Provincia plombo-zincífera de los Pirineos Centrales: distensión en un contexto geotectónico no excesivamente claro (POUIT 1978, 1984, etc.).

- Zonas de creación de corteza oceánica actuales con depósitos de sulfuros en proceso de formación: Mar Rojo, Dorsal Centroatlántica en su tramo septentrional, tramos de dorsales centrooceánicas situados al oeste del continente americano.

- Yacimientos vulcanogénicos subaéreos: relaciones menos claras debidas a la superposición de importantes edificios volcánicos (estratovolcanes, etc.). En todo caso, el emplazamiento se produjo a lo largo de zonas de distensión, independientemente a su posible ubicación en el seno de contextos geotectónicos del tipo cadena orogénica andina o arco-isla. Ej. típico, los yacimientos bolivianos situados al este de La Paz (AHLFELD 1946; SAAVEDRA & SHIMADA, 1986, etc.).

- Campos geotérmicos activos actuales: asociaciones con estructuras de tipo graben y/o calderas (ej. Taupo, Nueva Zelanda; HENLEY & HEDENQUIST, 1986). Se puede incluir en este grupo tanto la actividad directamente hidrotermal como la fumaroliana (exhalativa s.st.). Suelen aparecer en zonas localmente distensivas asociados a zonas de intensa actividad volcánica, y son tanto subaéreos como mixtos (también subacuáticos). Ej. de este último caso: las mineralizaciones de Vulcano (Islas Eolias), Santorini (Mar Egeo), etc.

En la escala del yacimiento, lo normal es la asociación a fracturas de segundo o tercer orden respecto a las que controlan la cuenca (LARGE, 1983) o bien la aparición en los márgenes de las calderas, si existe un volcanismo bien desarrollado con estas estructuras como en el caso de los Kuroko (OHMOTO & TAKAHASHI, 1983); en todo caso, siempre en un contexto distensivo.

También existen grandes yacimientos asociados a fracturas en dirección que han creado estructuras del tipo "pull-apart basin"; es decir zonas locales distensivas (ej. McArthur River, Carpenterriense australiano; MUIR, 1983). Muchos de los grandes yacimientos conocidos tienen una morfología marcadamente asimétrica, tomando como eje de referencia la fractura que ha drenado los fluidos hidrotermales mineralizante.

21.2.2.- Encajante sedimentario (consideraciones exclusivamente aplicables a los cuerpos mineralizados estratiformes).

En principio, las grandes secuencias que contienen los yacimientos pueden presentar todo tipo de litologías. Este tipo de yacimientos aparecen tanto en cuencas profundas (por ej.,

Kuroko; GUBER & GREEN, 1983) como en cuencas someras (Riotinto; LECOLLE, 1977). En todo caso, independientemente de su profundidad la cuenca está intensamente compartimentada, y se observa que los diferentes sectores de ella pueden (y normalmente lo hacen) actuar alternativamente como horsts y grabens a lo largo de su evolución geológica (AMADE, 1986; GUBER & GREEN, 1983, etc.).

Este hecho se traduce en que la reconstrucción paleogeográfica detallada de las cuencas con yacimientos de este tipo pueda ser bastante compleja, ya que aunque existe una repetición en el tiempo de la actuación de las fracturas, los sentidos de paleoaportes de los materiales pueden ser opuestos a medida que nos desplazamos verticalmente en las sucesiones litoestratigráficas; los tránsitos laterales de facies, asociados a la existencia de fracturas sinsedimentarias activas también pueden ser muy importantes, y complicar la correlación lateral de las unidades litoestratigráficas en zonas muy recubiertas y/o poco estudiadas.

Por lo que se refiere a las litologías dominantes, podemos hallar todos los términos contenidos en un triángulo ideal comprendido entre los vértices: rocas carbonáticas, rocas siliciclásticas finas y rocas volcánicas y/o vulcanoderivadas.

Las rocas carbonáticas obviamente corresponden principalmente a un contexto paleogeográfico bien determinado: cuencas someras, paleolatitudes tropicales, ausencia de aportes terrígenos notables (es decir, antiguas plataformas más o menos distales respecto a continentes emergidos). Las secuencias siliciclásticas que contienen estos yacimientos suelen ser de granulometría fina, y aparecen frecuentemente asociadas a las rocas volcanoderivadas, de las que pueden llegar a ser indistinguibles. Las rocas volcánicas y volcanoderivadas suelen aparecer intensamente alteradas.

La razón de la predominancia de litofacies no directamente relacionadas con importantes aportes detríticos radica en que los depósitos hidrotermales sedimentarios son sedimentos de precipitación química que compiten en términos de velocidad de acúmulo con los depósitos clásticos que van a sedimentarse en la misma cuenca diluyéndolos en su seno. Por este motivo la probabilidad de formación de yacimientos en una cuenca es inversamente proporcional a la importancia de los depósitos detríticos gruesos en ella acumulados.

Por otra parte, una vez formados los cuerpos de sulfuros masivos (y de cualquier otro tipo de mineralización, como veremos más adelante) un recubrimiento rápido del depósito contribuye a preservarlo de la alteración y/o de la erosión. Este papel ha sido frecuentemente desarrollado por una colada de lava (ácida o básica) en los distritos en los que predomina el volcanismo activo. En el caso de yacimientos subaéreos (filones, "breccias")

-pipes) la alteración supergénica ha contribuido en ocasiones a incrementar la concentración de las menas.

En el detalle, la tectónica activa sinsedimentaria que favorece el drenaje de los fluidos hidrotermales hacia la superficie (y la eventual actividad sísmica asociada) ha producido: a/ inestabilidad en los sedimentos inconsolidados (slumps, fracturas lístricas, brechas locales, etc.); b/ fracturación en los ya consolidados. Esto se traduce en la existencia de intercalaciones de facies intraclásticas en la cuenca sedimentaria en la proximidad de las fracturas de segundo y tercer orden y consecuentemente, en el entorno de las mineralizaciones, que en líneas generales son siempre proximales respecto a las fracturas sinsedimentarias, independientemente que éstas estén o no instaladas sobre un cuerpo volcánico.

Los acúmulos de brechas de intraclastos asociados directamente a las fracturas tienen una morfología alargada en el sentido de la fractura generadora, y una extensión lateral variable, que puede ser menor a la vertical si la actuación de la distensiva de la fractura ha sido reiterada.

Otro tipo de brechas asociadas a las fracturas están originadas por la efluencia episódica, recurrente y relativamente violenta de los fluidos hidrotermales. Este bombeo a pulsaciones de los fluidos es bien conocida en el caso de los yacimientos ligados a campos geotérmicos actuales (piénsese en el caso de los geisers), pero sin duda ha existido también en los depósitos antiguos donde ha originado la existencia de depósitos minerales laminados de carácter rítmico (FINLOW-BATES 1979; RUSSELL et al. 1981 b; YUI, 1983; etc.). Un fenómeno que ha sido indicado como posible generador de stockworks (y/o brechas) es la expansión adiabática de los fluidos hidrotermales (véase por ej. OUDIN et al. 1981); este proceso también puede generar pulsaciones en la riqueza en metales del fluido hidrotermal emitido al fondo marino (BISCHOFF & PITZER, 1985), y consecuentemente en la naturaleza del precipitado químico obtenido.

Las brechas de intraclastos pueden estar constituidas tanto por clastos de rocas siliciclásticas (con lo que el material en definitiva es de procedencia detrítica distal) previamente depositadas, como por rocas de precipitación química propias de génesis in situ, ya sean bioconstruidas (en plataformas carbonáticas someras) como el producto de la precipitación directa a partir de los fluidos hidrotermales.

Otros "intraclastos" frecuentes de origen ígneo (en el caso de depósitos radicados directamente sobre rocas volcánicas) son las "pillow breccia" si el volcanismo es básico, y las brechas de explosión de domos si el volcanismo es ácido, así como las hialoclastitas (s.l.). En el caso de los depósitos subaéreos asociados a geisers es frecuente la formación de brechas de

origen hidrotermal en las que se mezclan los fragmentos de substrato (cualquiera que sea, y frecuentemente es de naturaleza volcánica) con los de la sedimentación química estratiforme asociada al geiser, en general constituida por "sinters" silíceos. La morfología del depósito así generado se corresponde a una poza con aspecto de embudo, de planta elíptico-circular, con un importante relleno de brechas que coexiste por zonas (en especial en los bordes de la poza) con un precipitado químico masivo y/o finamente laminado (véase por ej. NAIRN & WIRADIRADJA, 1980).

Otro tipo de brechas de frecuente formación en los yacimientos actuales son las producidas por desmoronamiento de acumulaciones inestables de precipitados químicos en forma de "chimeneas" (véase más adelante) y por parcial disolución de los sedimentos químicos, especialmente notable en el caso de la anhidrita pero indudablemente existente también en el caso de los sulfuros (véase por ej. OUDIN 1983 b). Naturalmente estos dos procesos de desagregación de los depósitos de sulfuros masivos pueden coincidir, y han debido de existir en muchos yacimientos antiguos, desapercibidos hasta los recientes hallazgos en los fondos marinos actuales (LARTER et al. 1981; BOYCE et al. 1983; OUDIN & CONSTANTINO 1984, etc.).

Finalmente, hay que señalar que por lo que se refiere al grado de litificación de las clastos en las brechas, existen todos los términos entre el clasto blando y la brecha s.str., incluyendo los clastos de sulfuros (véase por ej. YUI 1983; YUI & ISHITOYA, 1983; etc.), y que igualmente la pasta de fondo que engloba los clastos puede estar igualmente total o parcialmente constituida por sulfuros.

21.2.3.- Relación con el volcanismo.

El problema de la relación de este tipo de yacimientos con el volcanismo es obviamente genético. Para la formación de un yacimiento de sulfuros masivos polimetálicos (o de un Sedex en un sentido más amplio) básicamente se precisa: 1/ una fuente de metales susceptible de entrar en contacto con el fluido hidrotermal 2/ un fluido capaz de llevar en solución contenidos notables en metales y S reducido; 3/ una fuente de calor de suficiente intensidad que permita una extensa circulación (por sistemas convectivos) de dicho fluido a través de la rocas presentes en el fondo de la cuenca; 4/ un sistema de fracturas que drene el sistema hidrotermal hacia puntos concretos del fondo marino (véase la fig. 253). Si estas cuatro premisas se dan, el cambio en las condiciones físico-químicas que sufre el fluido en su trayecto hace que precipite en el tramo superior del conducto de salida, o directamente sobre el fondo marino.

La existencia de volcanismo asociado espacial y temporalmente a las mineralizaciones se da en numerosos casos (véase por ej. HORIKOSHI & SATO, 1970, para el caso de los Kuroko) y satisface prácticamente todas las condiciones necesarias para su formación. Los cuerpos de rocas volcánicas son una fuente considerable de metales, y en las proximidades de las mineralizaciones aparecen profundamente alterados hidrotermalmente, con anomalías negativas en Pb, Cu, Zn, etc., respecto a su contenido normal.

Los cuerpos intrusivos pueden proporcionar (al menos en los casos en los que son suficientemente voluminosos) el flujo de calor necesario para crear y mantener en actividad un sistema hidrotermal, e incluso pueden proporcionar cantidades notables de agua y otros fluidos para generar el sistema hidrotermal. Sin embargo, en la mayoría de las mineralizaciones suficientemente estudiadas la geoquímica muestra que el fluido fue predominantemente captado por infiltración desde el medio exógeno. Finalmente, el emplazamiento de los magmas en niveles superficiales está obviamente controlado por una red de fracturas que pueden ser igualmente aprovechadas por los sistemas hidrotermales.

Sin embargo, como ya se indicó en muchos yacimientos no existen volúmenes significativos de rocas volcánicas en el encajante, y en otros casos en los que sí existen sólo se da raramente la asociación entre el cuerpo volcánico y la mineralización; un ejemplo típico de este segundo caso sería el sector central de la Faja Piritífera Subibérica donde sólo el celeberrimo yacimiento de Riotinto está directamente relacionado a un domo (LECOLLE, 1977), aunque en general las mineralizaciones económicas no distan más de 6 Km de los diferentes centros volcánicos conocidos.

Existe un consenso general en que todos estos yacimientos (vulcanosedimentarios, Sedex, sistemas geotérmicos subaéreos) ocupan zonas con elevado flujo geotérmico; en definitiva esto es una consecuencia de su localización en zonas distensivas (véase más arriba) y al emplazamiento de magma, aunque sea en profundidad. La existencia de este elevado flujo geotérmico puede originar profundos sistemas hidrotermales de tipo convectivo, no directamente asociados a volcanismo, nutridos especialmente de agua supergénica o connata, y ofrecer un importante aporte metálico localizado en la superficie. En este caso, el stock metálico procede principalmente de rocas preexistentes, no necesariamente relacionables con el ciclo sedimentario en el que aparecen las mineralizaciones (véase modelos en RUSSELL et al. 1981 a, 1983).

Por lo tanto, podemos afirmar que todos estos yacimientos se forman a partir de sistemas hidrotermales instalados en zonas con gradientes geotérmicos elevados, y que la paragénesis final depende tanto de la profundidad y grado de evolución del sistema

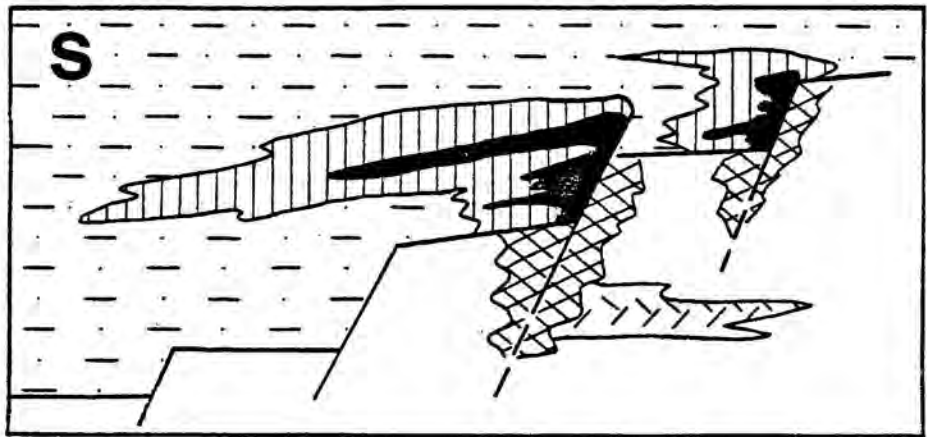
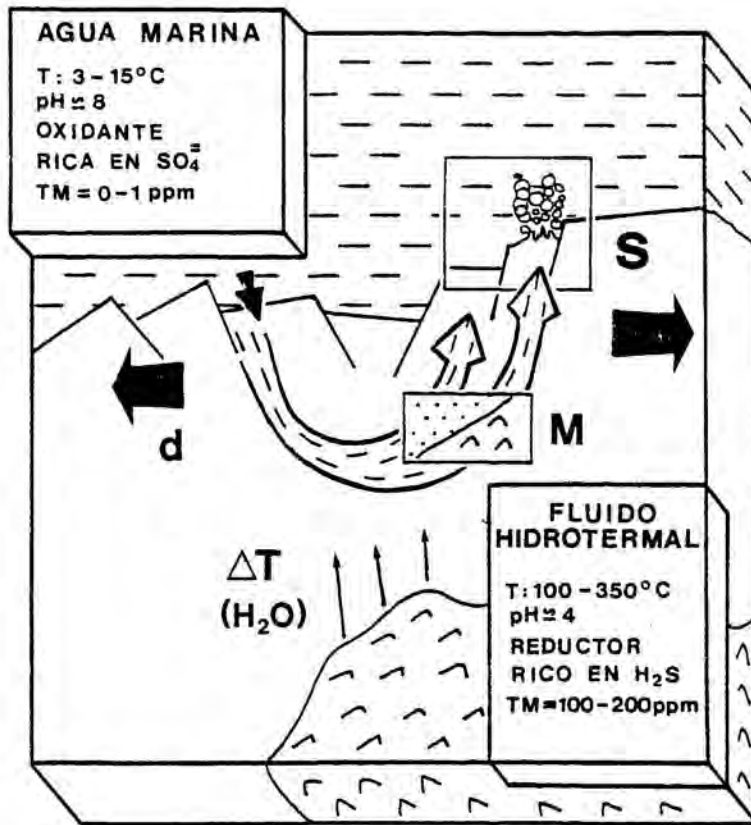


Fig. 253.- Esquema idealizado del modelo de formación de un yacimiento de tipo Sedex. En un contexto distensivo (d) con un gradiente geotérmico anormalmente alto, en general producido por la existencia de cámaras magmáticas, se genera un sistema hidrotermal principalmente a expensas de agua connata y/o marina. Este sistema extrae metales (M) del encajante, ya sea volcánico o sedimentario, y el fluido mineralizado es drenado hacia la superficie a través de las fracturas sinsedimentarias, pudiendo coincidir (o no) el punto de efluencia con un afloramiento de roca volcánica.. En el fondo marino se generan los yacimientos de tipo Sedex (S): 1/ Sedimentación detrítica "normal" de la cuenca. 2/ Mineralizaciones Sedex epigenéticas, en general en stockworks. 3/ Mineralizaciones estratiformes Sedex de interés económico (típicamente sulfuros masivos), generadas en el fondo de la cuenca. 4/ Exhalitas que acompañan a la mineralización económica, localmente mezcladas con la sedimentación detrítica "normal" de la cuenca. 5/ Mineralizaciones de tipo Sedex formadas en medio superficial, por impregnación y sustitución del substrato sedimentario reciente. (Inspirado parcialmente en SCOTT, 1985).

hidrotermal (temperatura, capacidad de lixiviación y transporte de los metales, etc.) como del stock metálico existente a disposición.

Podemos señalar como ejemplos: a/ el Mar Rojo, en el que los fluidos hidrotermales presentan altas salinidades, debido a la extracción de sales de evaporitas preexistentes en los márgenes de la cuenca. b/ algunos yacimientos vulcanosedimentarios asociados a rocas ácidas que han suministrado importantes cantidades de Fe, ya sea en forma de piritita (Faja Sudibérica) como en forma de óxidos (Kiruna, véase PARAK 1985); c/ los yacimientos asociados a vulcanismo básico, estadísticamente más ricos en Cu, frente a los yacimientos asociados a vulcanismo ácido, más ricos en Pb (véase SANGSTER 1972; FRANKLIN et al. 1981, etc.); etc.

21.3.- Las exhalitas, sedimentos geoquímicos especializados. Paragénesis sulfuradas bien conocidas y paragénesis atípicas.

- Exhalitas sulfuradas.

Las paragénesis sulfuradas observadas en los sulfuros masivos actuales o recientes de los fondos oceánicos están

constituídas en buena medida por minerales de Pb, Zn, Cu correspondientes a altas temperaturas de formación, y relativamente inestables: wurtzita, calcopirrotina, cubanita, calcopirita de alta temperatura, ilvaita, etc. Estos minerales suelen aparecer como cristales idiomorfos, frecuentemente zonados y con importantes variaciones de composición dentro de un mismo cristal.

Asociados a ellos aparecen sulfuros en texturas coloformes o atribuibles a geles claramente correspondientes a bajas temperaturas de formación (marcasita, melnikovita-pirita, etc.) en el seno de los cuales también se pueden registrar importantes variaciones composicionales; existen también soluciones sólidas sulfuradas. Todas estas características indican una amplia variabilidad en el fluido hidrotermal generador, así como la cristalización rápida de los metales presentes en la solución en la proximidad de los focos de emisión de fluidos, dentro de un amplio rango de temperaturas que refleja el casi instantáneo enfriamiento de los citados fluidos al alcanzar el fondo marino. Existe una amplia variedad de texturas, desde las muy porosas a las muy masivas, y otros minerales como anhidrita, Si (en diferentes fases), apatito, hematites, etc. están íntimamente asociados a los sulfuros (OUDIN 1983 a, b; OUDIN et al. 1981, 1984; KOSKI et al. 1984; TUFAR et al. 1985, 1986; FOUQUET et al. 1988; MARCHIG et al. 1988, etc.).

Los sulfuros aparecen superficialmente formando "chimeneas" de hasta 5-6 m de altura de composiciones variables, a partir de las cuales se ha observado la existencia de emanaciones de fluidos ricos en metales en forma de penachos más o menos turbulentos ("black smokers" en el caso de los fluidos más metalizados y calientes; "white smokers", en el caso de los de T menores) a temperaturas tan altas como 350 ° C, que se mezclan gradual y rápidamente en el agua marina.

Estas estructuras verticales aparecen asociadas en "campos", en los que aparecen varias decenas de chimeneas, tanto activas como temporal o definitivamente extintas; se han reconocido numerosos casos de chimeneas desmoronadas. Todas estas chimeneas aparecen sobre un cuerpo sulfurado formado por la coalescencia de sus precipitados, dando en conjunto cuerpos lenticulares de sección circular elíptica con uno o varios centenares de metros de radio y espesores aparentes del orden de unos pocos metros o decenas de metros; los datos geofísicos (prospección eléctrica) y petrográficos (pequeños sondeos y dragas) indican que estos lentejones sulfurados están radicados en stockworks igualmente mineralizados.

Las chimeneas presentan composiciones sulfuradas muy variables, lo que indica la existencia de fluidos hidrotermales diversificados; existen también muchas evidencias de sustituciones diagenéticas precoces. Los cuerpos sulfurados aparecen tapizados exteriormente de precipitados de marcasita, melnikovita,

ta, anhidrita, etc. y presentan tránsitos laterales relativamente graduales hacia un precipitado externo de color rojo-amarillento constituido por óxidos e hidróxidos (principalmente de Fe y Mn), que aparece con un espesor mucho menor que el lentejón sulfurado central. En los sectores en los que las chimeneas ya no son activas comienza a formarse rápidamente sobre la masa de sulfuros un gossan, que puede llegar a confundirse finalmente con los precipitados oxidados primarios que rodean al cuerpo sulfurado. (RONA et al. 1986; FOUQUET et al. 1988, etc.).

Aunque en un principio las paragénesis halladas correspondían casi exclusivamente a paragénesis con Fe-Cu-Zn, a medida que han ido progresando los estudios han aparecido otras con Pb, As, Ag, Au, etc.; obviamente aún no se dispone de datos correspondientes a ambientes aulacogénicos o de arco-isla, en los que la mayor presencia de rocas volcánicas ácidas pueda aportar más frecuentemente otros elementos como el Pb a la paragenesis. Sin embargo, a pesar de que sólo se conoce muy someramente el tramo superior de los cuerpos sulfurados parece que las acumulaciones sulfuradas lenticulares son análogas a las conocidas en los depósitos antiguos (OUDIN et al. 1981 a; SCOTT 1985, 1986; FOUQUET et al. 1988, etc.), y que las complicadas relaciones de precipitación y sustitución diagenética reconocibles entre los diferentes sulfuros pueden conducir a yacimientos con zonaciones típicas conocidas en los yacimientos antiguos (núcleos ricos en Cu, márgenes más ricos en Pb, baritina y óxidos; Zn relativamente ubicuo, etc.).

- Pirititas (SCHERMERHORN, 1970).

Se trata de un caso particular de sulfuro masivo casi monominerálico (pirita) no excesivamente frecuente. Aparece en distritos en los que la mineralización está directamente asociada a volcanismo que ha proporcionado Fe en grandes cantidades; comprende principalmente cuerpos estratiformes y la mayor parte del S denota actividad biológica. Un ejemplo típico sería la Faja Piritífera Sudibérica. La gran cantidad de pirita formada diluye enormemente el contenido en Pb, Zn y Cu, disminuyendo el interés económico de las mineralizaciones.

- Exhalitas oxidadas ferro-manganesíferas.

Pueden ser de varios tipos: limoníticas (goethita, lepidocrocita, hidroxidos amorfos de Fe, etc.), hematíticas, manganesíferas (manganita, todorokita, etc.), etc. Aparecen tanto en texturas finamente laminadas como en el seno de masas porosas, con abundantes relictos de material detrítico más o menos alterado. Extremadamente frecuentes en todo tipo de yacimientos, pueden corresponder parcialmente a sustitución diagenética de otros minerales preexistentes (ej. sedimentos subactuales de las fosas del Mar Rojo, "polvo hematites" de la Faja Piritífera, Sudibérica, etc.).

- Exhalitas carbonatadas ferro-manganesíferas.

Son también muy frecuentes e igualmente pueden formarse parcialmente por sustitución de carbonatos preexistentes, en general recientes y aún inconsolidados. Entre las férricas son relativamente frecuentes las ankerititas (con siderita) generadas en medios sedimentarios carbonáticos, en la aureola externa de masas de sulfuros masivos. Destacan en el caso de las manganesíferas las constituidas por rodocrosita (ej., los sedimentos recientes del Mar Rojo, POUIT et al. 1983; los depósitos manganesíferos de la Faja Ibérica asociados a cherts, LECOLLE 1977). Este tipo de productos silíceo-carbonatado-manganesíferos producen durante el metamorfismo de contacto silicatos de Mn como la rhodonita y la Pyroxmangita, que por ej. son productos relativamente abundantes en algunos grandes Sedex australianos. Sin embargo, recientemente ha sido demostrado que estas paragénesis también pueden ser singenéticas (DEN et al. 1986) y aparecer asociadas a zonas de acumulación de microorganismos.

- Exhalitas silíceas.

Son extraordinariamente frecuentes en todos los tipos de yacimientos, y suelen aparecer asociadas a los dos tipos de exhalitas previamente descritos. Aparecen tanto en cuerpos estratiformes atribuibles a precipitación a partir de geles, como en masas esponjosas (frecuentemente muy ricas en microorganismos opalinos), o directamente en el seno de los stockworks (véase el cap. 5.5.).

- Clorititas.

Se trata de un precipitado químico frecuente, tanto en el seno de los stockworks como en forma de cuerpos estratiformes intercalados en los niveles de sulfuros masivos como al techo de éstos. Aparece prácticamente en todos los tipos de yacimientos, independientemente de su asociación o no al volcanismo; los contenidos en Fe y Mg pueden ser muy variables, incluso dentro de un mismo yacimiento. Al igual que en el caso de los sulfuros masivos, es relativamente frecuente la existencia de acumulaciones detríticas de carácter proximal, correspondientes a cloritas precipitadas en el conducto hidrotermal y/o en el penacho de expulsión del fluido, e inmediatamente depositadas. Ej. típicos de yacimientos con clorititas asociados a volcanismo: Faja Piritífera Sudibérica (SOLER 1974; LECOLLE 1977, etc.); no asociados a volcanismo: yacimientos de la provincia plombo-zincífera del Pirineo Central (referencias en BOIS et al. 1976).

- Turmalinitas (SLACK 1980, 1982; SLACK et al. 1984; TAYLOR & SLACK 1984).

En un gran número de depósitos de sulfuros polimetálicos antiguos existen zonas ricas en turmalina, en especial de composiciones correspondientes a dravitas ricas en Mg. Estas masas de turmalina pueden representar el 15-30 % del total de la roca, apareciendo tanto en el seno de estructuras epigenéticas en la base de los yacimientos (ej. tipo, Sullivan) como en cuerpos estratiformes perfectamente concordantes.

En algunos de los casos estratiformes se observa la existencia de estratificación gradada, laminación cruzada, estructuras centimétrico-decimétricas de tipo "slump" y "flame", así como intraclastos bien litificados de turmalinita; Los cuerpos de turmalinita estratiforme tienen un rango de dispersión espacial comparable (aunque algo superior) al de las exhalitas sulfuradas. En los niveles detríticos ricos las turmalinas suelen tener tendencia euhedral y presentar una marcada zonación, y en general los clastos de turmalina no suelen presentar ni corrosiones muy marcadas y crecimientos de un cemento epitaxial de turmalina; frecuentemente aparecen asociadas a los sulfuros polimetálicos, tanto en las litofacies epigenéticas como en las singenéticas.

Todos estos factores apuntan a una formación precoz y no metasomática de la turmalina a partir de los mismos sistemas hidrotermales que han generado los sulfuros; algunos de los campos geotérmicos actuales presentan aguas con contenidos notables en B (iguales o superiores a 1000 ppm), hecho que hace que incluso sea una guía de prospección (HENLEY & HEDENQUIST 1986; BINGQIU et al. 1986, etc.), e incluso es bien conocida la existencia de salares de bórax de origen hidrotermal en Turquía, Argentina, etc. Es igualmente bien conocido que el B en los sistemas hidrotermales puede formar complejos que aumentan la capacidad de transporte en solución de muchos metales.

- Materia carbonácea.

La existencia de materia carbonácea (en un sentido amplio, en estado reducido en fases de baja cristalinidad, o como grafito en facies metamórficas) es un aspecto que ha llamado mucho la atención de los prospectores, ya que frecuentemente aparece asociada a las mineralizaciones de sulfuros, llegando a alcanzar en algunos yacimientos cantidades del orden del 1-3% total en peso del contenido total de éste (SAXBY & STEPHENS, 1973); este producto es denominado por la terminología inglesa "black shales" en el caso frecuente de su aparición en el seno de materiales pelítico-lutíticos y ha sido clásicamente interpretada como el producto de sedimentación en cuencas euxínicas ricas en H₂S que habrían originado la precipitación de los sulfuros.

Esta interpretación está plenamente justificada en algunos yacimientos, pero en otros los datos morfológicos y geoquímicos de la mineralización (concentración de materia carbonácea en los tramos de sulfuros con S no biogénico), así como del emplazamien-

to local de ésta y el carácter general de la sedimentación en la cuenca (materia carbonácea asociada exclusivamente a altos fondos o márgenes de cubeta, y ausencia de las "black shales" en el resto de la sedimentación siliciclástica, incluyendo la depositada en zonas deprimidas) son totalmente contrarios a tal interpretación.

La misma textura y composición de las mineralizaciones (presencia de materia carbonácea en estado reducido en forma de precipitados, o como inclusiones de hidrocarburos en el seno de las mineralizaciones epigenéticas, etc.; véase por ej. TOMSON et al. 1985) sugiere la existencia de C reducido, metano, etc. en el seno de los fluidos hidrotermales. La alta tasa de depósito de los sulfuros indica que el sedimento fue rápidamente aislado de la influencia del ambiente. La existencia de importantes gossans submarinos singenéticos a techo de las masas de sulfuros polimetálicos (por ej. en Chipre, véase CONSTANTINO & GOVETT, 1972) indica que el medio sedimentario pudo ser en sí mismo oxidante. Todos estos factores han hecho pensar a autores como FINLOW-BATES (1980) que el ambiente reductor reflejado en la existencia de las "black shales" pudo ser directamente creado por la existencia de efluentes hidrotermales.

Los datos procedentes del estudio de los yacimientos actualmente en formación en los fondos marinos parecen dar la razón a esta hipótesis. La morfología de los "mounds" sulfurados, y su tránsito lateral (y/o vertical, en el caso de los campos de "black smokers" ya extinguidos) a productos oxidados confirman la existencia de "gossans" submarinos, en los sectores en los que los sedimentos no preservan rápidamente las acumulaciones de sulfuros. Su disposición en zonas de altos relativos (véase por ej. RONA et al. 1986; MARCHIG et al., 1988) o en todo caso en zonas sometidas a corrientes que garantizan una continua oxigenación de las aguas permiten confirmar directamente que la mayoría de las masas de sulfuros polimetálicos hallados en los fondos oceánicos actuales no se forman en cuencas euxínicas.

Se conocen bastantes casos de emisión directa de metano a partir de los efluentes submarinos (véase por ej. KULM et al. 1986), y de hecho esta emisión ha sido utilizada como un criterio de prospección geoquímica para localizar nuevas concentraciones minerales en los fondos oceánicos actuales. Los centros de emisión se caracterizan por presentar asociaciones faunísticas extraordinariamente ricas (véase referencias en RONA et al. 1986), verdaderos "oasis" en el seno de fondos oceánicos profundos, pobres en nutrientes y relativamente desérticos. Ello es debido a la existencia de densas cadenas tróficas que tienen su base en microorganismos energéticamente sulfodependientes. Sin llegar a considerar estos nichos ecológicos tan particulares, es bien conocido desde antiguo que la actividad hidrotermal y el consecuente aporte de iones en las aguas controla directamente la

actividad biológica en los lagos del Rift del Este africano (DEGENS & KULBICKI, 1973).

De hecho, las campañas oceanográficas desarrolladas en los últimos 10 años han utilizado como guía indirecta de la existencia de actividad hidrotermal activa la presencia de comunidades faunísticas, mucho más evidentes que los mismos efluentes. A partir de estos descubrimientos se ha llegado a localizar evidencias de la existencia de macroorganismos directamente asociados a las masas de sulfuros en depósitos antiguos (HAYMON et al. 1984; BANKS 1985; etc.) que previamente habían pasado desapercibidos. Por este motivo no es extraño que en los alrededores de los sulfuros masivos aparezcan cantidades notables de materia orgánica, y que dada la existencia de elevadas temperaturas la materia orgánica madure precozmente en condiciones superficiales hasta producir crudos petrolíferos que son destilados en los efluentes caracterizados por emitir fluidos a alta temperatura dando ceras de colores marrónáceo-amarillos y alquitranes negros (SIMONEIT & LONSDALE 1982). Por lo que se sabe, la materia orgánica contenida en los depósitos antiguos es microestructuralmente muy semejante (SAXBY & STEPHENS, 1973).

Por lo tanto, podemos resumir que en el caso de los yacimientos de tipo Sedex los materiales carbonáceos ("black shales") en la mayoría de los casos no son atribuibles a un sedimento generado en una cuenca confinada euxínica análogo a un tipo Kupferschiefer, y por lo tanto no pueden ser considerados como un recolector indiscriminado de metales; aparecen estrictamente asociados a los sulfuros ya que están genéticamente asociados a ellos y precipitan en el mismo rango espacial sobre el fondo de la cuenca, y si contienen numerosos metales es porque éstos están presentes en el fluido hidrotermal.

- Mineralizaciones de P ("apatititas").

El ejemplo más notable de mineralización de P asociada a la existencia de mineralizaciones de tipo Sedex es la célebre mina de Fe de Kiruna (Suecia). La mineralización aparece en forma de filones, skarns y en cuerpos claramente estratiformes (en las mineralizaciones bandeadas de Fe), y está asociada a volcanismo ácido; en los alrededores de las mineralizaciones las rocas volcánicas presentan claras anomalías geoquímicas negativas en Fe y están alteradas hidrotermalmente, hecho que sugiere la procedencia del stock metal a partir de ellas.

El apatito es el mineral más abundante en la mena junto con la magnetita y la hematites, y aparece en todos los tipos de mineralización, asociada a pirita, pirrotina, calcopirita, turmalina, y mineralizaciones de menor importancia (W, Au, etc.). Localmente existen cuerpos lenticulares grafitosos intercalados en la mineralización.

El apatito presente en los filones y skarns es semejante al normalmente conocido en rocas ígneas, pegmatitas, etc. En las menas estratiformes aparece en bandas alternantes de magnetita y apatito, con todas las mezclas entre los dos términos puros representados en una misma sucesión de bandas. Los bandeados continuos pueden aparecer a lo largo de distancias del orden de 250 m., con contenidos medios en P_{2O5} del orden del 10 %, y enriquecimientos locales del 25 %.. El contacto entre las bandas en general es neto, y existen zonas en las que es claramente reconocible la existencia de estructuras sedimentarias como la estratificación cruzada (PARAK 1975, 1985).

En el gran yacimiento de Pb-Zn Broken Hill (Australia) varios de los niveles mineralizados estratiformes son extraordinariamente ricos en fluorapatito, en especial las formaciones ferríferas en las que el contenido en P_{2O5} puede alcanzar el 5 %. El contenido total en P crece desde el borde hasta el centro de los cuerpos mineralizados. En algunos de estos niveles se pueden reconocer estructuras sedimentarias, y existen datos que indican que el apatito es singenético (PLIMER, 1978). Existen otros muchos ejemplos de estas mineralizaciones ferrífero-fosfóricas bandeadas en yacimientos de menores dimensiones que los mencionados.

Un caso de particular interés en el contexto del Mediterráneo Noroccidental (isla de Cerdeña, NE de la Península Ibérica) es el constituido por los cherts paleozoicos con nódulos fosfáticos sinsedimentarios; se trata en muchos casos de exhalitas silíceas que pueden ser indicadoras de mineralizaciones metálicas de tipo Sedex. Finalmente, el P aparece en importantes cantidades en los sistemas hidrotermales actualmente activos, tanto subaéreos (TIMPERLEY, 1983) como submarinos (MARCHIG et al. 1986).

- Granatitas y skarnoides hidrotermales.

Muchos de los depósitos de sulfuros masivos emplazados en orógenos han sido metamorfizados en mayor o menor grado. Durante este proceso es relativamente fácil el que se formen granates de composición variada, a partir de sedimentos ricos en Al, Fe, Mn, etc. Como es obvio, muchas de las secuencias volcano-sedimentarias contienen sedimentos químicos y/o mezclas de éstos con detríticos (principalmente vulcanoderivados) con una composición idónea para producir granatitas y/o skarnoides, de modo que su presencia ha sido interpretada durante mucho tiempo como el producto del metamorfismo.

Sin embargo, esta explicación no es especialmente válida: a/ en los casos en los que únicamente el nivel de granatita parece haber sido objeto de un metamorfismo selectivo lo suficientemente considerable para producir su formación, mientras que las rocas encajantes apenas están afectadas; b/ en los casos en los que el grado de metamorfismo de la secuencia es aparentemente homogéneo.

pero en los que se carece de evidencias texturales que avalen un crecimiento tardío de los cristales, y en particular de los granates (típicamente, la existencia de crecimiento al estado sólido englobando una esquistosidad preexistente).

Existen algunos ejemplos bien estudiados que sugieren la formación de los granates como un proceso directo hidrotermal-sedimentario o diagenética precoz a partir de geles. Los granates así formados tienen tendencia al idiomorfismo, son zonados y frecuentemente anisótropos. Las zonaciones son directas (por ej. decrecimiento del contenido en Mn desde el centro hacia el borde el cristal), inversas, y también coexisten en la misma muestra con ambos tipos de zonaciones cristales totalmente homogéneos, condiciones que no se darían normalmente en granates metamórficos (ROBINSON, 1986). La morfología de los granates (el crecimiento) no está condicionado por parámetros físicos como la P y T, sino por la composición de las diferentes bandas de la roca que presumiblemente corresponden a antiguos niveles sedimentarios. Es de esperar que los modelos actualísticos suministren mucha información sobre la posibilidad de formación directa de silicatos; por ej., ya se ha hallado en muchas localidades del fondo marino talco singenético asociado a los efluentes hidrotermales de alta y media temperatura.

En el contexto geológico del paleozoico del Mediterráneo Noroccidental existen numerosos ejemplos de skarnoides análogos asociados a sulfuros masivos y en un contexto relativamente poco metamórfico que podrían corresponder a este tipo de exhalitas (ej., los skarns y skarnoides del sector central de Cerdeña, GARBARINO et al. 1976, 1984).

- Mineralizaciones de fluorita.

Muchos de los yacimientos de sulfuros masivos contienen en mayor o menor medida notables cantidades de F, en forma de fluorita o entrando en la estructura de otros minerales mayoritarios en la mineralización. Por ej., en el caso de Broken Hill aparte de una notable cantidad de fluorita existe una gran cantidad de F en forma de fluorapatito y biotitas fluoradas (PLIMER 1978). En los casos de yacimientos metamorfizados es difícil llegar a establecer cual pudo ser la mineralogía original, pero en todo caso minerales raros como las biotitas fluoradas indican que hubo un exceso de F en el medio sedimentario, y que buena parte de él no se perdió siendo captado en sedimentos en las proximidades del foco hidrotermal.

Los skarns y skarnoides del sector central de la isla de Cerdeña citados en el apartado anterior contienen notables cantidades de fluorita; y son también notables las mineralizaciones de fluorita en los materiales cambroordovicicos de las Cadenas Costeras Catalanas (GIMENO & VILADEVALL 1973) y la Montaigne Noire en Francia (BEZIAT et al. 1980).

- Exhalitas de Ba: "celsianititas" y otros productos silicatados asociados a cuerpos de baritina filoniana y estratiforme.

Se trata de diferentes silicatos que constituyen cuerpos estratiformes semejantes a cherts, esquistos y/o gneiss, en función de la fracción siliciclástica acompañante y del grado de tectonización. Este tipo de mineralización es relativamente frecuente en los distritos en los que existen yacimientos de sulfuros Sedex con baritina, y suele ser un tránsito lateral estratiforme de éstos (es decir, en el sentido hacia el exterior de las principales concentraciones metálicas).

Por sólo citar algunos de los distritos principales, se conoce la existencia de celsiana, calciocelsiana, hyalofana y plagioclasa de Ba en Broken Hill, Australia (SEGNIT, 1946); celsiana, cymrita, hyalofana y mica de Ba (hasta un 8.3 % BaO) en Aberfeldy, Escocia (COATS et al. 1980, 1984; RUSSELL et al. 1984); de celsiana y cymrita en los yacimientos de la provincia plomo-zincífera paleozoica del Paleozoico central (POUIT & BOIS, 1986).

Se considera que la cymrita es un silicato hidratado precursor (o uno de los posibles precursores) de la celsiana, y que dado que ésta aparece en los cuerpos "chertoides" y ésta ha sufrido la misma historia tectono-metamórfica que el resto de las rocas encajantes, debe tener un origen metamórfico. La zonación lateral baritina-celsiana-micas con Ba (en los esquistos) es interpretada como el reflejo de un exceso de Ba para el S disponible en la cuenca (y/o en los fluidos hidrotermales), de modo que una vez agotado el S se forman sedimentos químicos especialmente raros en los medios sedimentarios (RUSSEL et al. 1984).

- Otras exhalitas silicatadas.

Dentro de este grupo podríamos incluir niveles de sericitas y adularitas, lechos de anortita autígena, de talco, etc., hallados tanto en el Mar Rojo (POUIT et al. 1983) como en los yacimientos de los fondos oceánicos y (sin margen de dudas) en algunos yacimientos antiguos.

- Mineralizaciones "atípicas" en Sedex: Hg, Sb y W.

El ejemplo más clásico de Sedex relacionado con volcanismo mineralizado en Hg es la mayor concentración conocida de este metal, Almadén. La mineralización aparece asociada a rocas volcánicas básicas, tanto en diseminaciones y estructuras epigenéticas como en cuerpos claramente estratiformes. La mineralización aparece tanto en estructuras claramente sinsedimentarias (incluyendo lodos cinabríferos sometidos a procesos de

slumping; ORTEGA, 1979) como asociada a la diagénesis precoz de los sedimentos (cinabrio y mercurio en cementos silíceos precoces; SAUPE, 1973). El aporte de Hg por los sistemas hidrotermales fue mucho mayor que la disponibilidad de S en el medio, de modo que la mineralización no sólo consta de cinabrio, sino que existe abundante Hg nativo.

En Italia, los yacimientos de Sb y Hg toscanos, emplazados principalmente en materiales pliocénico-cuaternarios están relacionados con actividad hidrotermal (DESSAU et al. 1972). Aparecen en un contexto emergido y son mucho más modernos que los de Almadén, pero aparte del predominio de las texturas epigenéticas también presentan localmente carácter estratiforme con notables analogías de litofacies con Almadén (por ej., por lo que se refiere a la existencia de fangos cinabríferos sometidos a deslizamiento).

Los materiales del Silúrico y Devónico del Gerrei (SE de la isla de Cerdeña, Italia) contienen numerosos ejemplos de Sedex antimoníferos, constituidos por estibina (scheelita). Existen tanto cuerpos de antimonita masiva (con intercalaciones finamente bandeadas de scheelita) análogos morfológicamente a los sulfuros masivos polimetálicos, como estructuras de tipo stockwork con la misma mineralización, acompañada de pirita (ANGERMEIER 1964).

Los ejemplos más clásicos de Sedex de W están en Austria (Ferbetal) y consisten en niveles estratiformes de scheelita, (bandeado, estructuras gradadas, microslumps, fracturillas sinsedimentarias, niveles clásticos; HOLL et al. 1972) intercalados principalmente en esquistos; toda la sucesión metasedimentaria muestra notables anomalías geoquímicas en una amplia serie de elementos. Además de los niveles estratiformes existen zonas de aporte epigenéticas infrayacentes, en los que recientemente ha podido reconocerse la existencia de brechas de explosión hidrotermal (HOLL 1979; HOLL & SCHENK 1988). Estos depósitos han sido comparados a los sistemas geotermales neozelandeses actualmente activos.

21.4.- Conclusiones.

Podría añadirse a esta enumeración una larga lista de sedimentos geoquímicamente anómalos; sin embargo, resulta más interesante resumir las características del grupo. Los yacimientos de tipo Sedex se caracterizan por formarse a partir de fluidos hidrotermales cargados de metales y volátiles que afloran a la superficie. Al llegar a ésta, o muy cerca de ella, las cambiantes condiciones físico-químicas provocan la rápida precipitación de la mayor parte de las sustancias contenidas en el fluido.

La elevada temperatura de los fluidos hidrotermales permite que en el foco de emisión y en sus alrededores se formen paragénesis minerales que normalmente no son propias del medio sedimentario, hecho que trastoca las posibles clasificaciones de corte clásico para este tipo de yacimiento. La precipitación rápida de las sustancias conlleva que en muchas ocasiones el medio sedimentario no pueda "digerir" los elementos aportados, produciéndose paragénesis minerales anómalas en el medio sedimentario (por su composición). Las dispersiones geoquímicas primarias acompañantes de la mineralización principal comprenden un gran número de elementos, en especial si el sistema hidrotermal generador está bien desarrollado.

La rápida precipitación de las sustancias conduce a una elevada tasa de depósito, que permite la acumulación de paragénesis atípicas en el medio sedimentario, por su inestabilidad (por ej., sulfuros en medios oxidantes). Esta característica también provoca la existencia de concentraciones de leyes muy elevadas, independientemente de sus dimensiones.

Las periódicas modificaciones en el quimismo de la solución hidrotermal permiten la acumulación sucesiva de diferentes asociaciones de paragénesis anómalas en el medio sedimentario (por su desequilibrio relativo); el ej. típico son las alternancias de niveles de óxidos y de sulfuros en los grandes yacimientos.

Por lo tanto, los yacimientos de tipo Sedex se caracterizan por ser una anomalía en el medio sedimentario: geoquímica (y consiguientemente mineralógica) con el aporte de elementos que no tienen porqué ser los propios del medio, y sedimentológica, al introducir elevadas tasas de depósito. Estas son las únicas características comunes de todos los yacimientos, y también son las únicas fácilmente reconocibles en todos los casos.

Los demás factores, tales como profundidad de la columna de agua suprayacente (si existe), presencia o no de volcanismo, quimismo de éste, quimismo del encajante, grado de litificación y contenido en agua de los sedimentos que contienen el sistema hidrotermal, quimismo del sistema hidrotermal generado, temperatura alcanzada por el fluido en el sistema hidrotermal, entidad de la anomalía geotérmica que ha creado el sistema hidrotermal, etc. varían extremadamente en cada caso, y por este motivo la casuística de yacimientos atribuibles a este grupo es extraordinariamente grande. Además, se trata de parámetros dependientes entre sí, y de difícil determinación; por este motivo, incluso dentro de los yacimientos más semejantes como por ej. los sulfuros masivos polimetálicos de la paragénesis "reducida" Pb-Zn-Cu existen grandes diferencias.

Dos aspectos que no han sido tratados detalladamente, a efectos de simplificación, son también importantes.

Por una parte, los fluidos hidrotermales también pueden expandirse lateralmente en el seno de los sedimentos inconsolidados superiores, pudiendo producir sustituciones en la mineralización ya depositada, o bien génesis de nueva mineralización en el caso de que esta sea inexistente. A efectos prácticos este hecho no tiene excesiva importancia, ya que los controles paleogeográficos de la mineralización son los mismos, y esta sigue constituyendo una anomalía geoquímica en los sedimentos que las contienen y una acumulación anómalamente importante de metal generada en un lapso de tiempo relativamente corto.

Por otra parte existen yacimientos relacionados con volcanismo exclusivamente epigenéticos que de hecho forman parte de este grupo, pero carecen del componente sedimentario, y que de hecho podrían ser confundidos a priori (por ej.) con sistemas filonianos epitermales generados "per descensum" durante un largo periodo de tiempo. Podríamos decir que se tratan de sedex abortados, en los que a lo sumo se forman en superficie exhalitas banales de tipo silíceo asociadas marginalmente al volcanismo infrayacente, y actividad fumaroliana marginal. La confusión con filones formados por lenta acumulación no es posible ya que en éstos no se observan anomalías de paragénesis (temperatura, asociación de numerosos elementos, etc.).

El tránsito hacia los niveles inferiores representa el pasar del ámbito de desarrollo de los Sedex relacionados con volcanismo al de los filones peribatolíticos y los sistemas de tipo "porphyry" (diseminaciones, skarns, estructuras de "breccia pipe", etc.).

22.- Aplicación de los modelos

22.- Aplicación de los modelos elaborados al ámbito del Mediterráneo Noroccidental (Pirineo Centrooriental, Cadenas Costeras Catalanas e isla de Cerdeña).

22.1.- Información general.

Tal como fue señalado en la introducción de este trabajo, su motivación inicial fue la aportación de nuevos criterios interpretativos a las campañas de prospección geoquímica en redes de drenaje fluvial previamente desarrolladas en Cataluña. Estas investigaciones se desarrollaron principalmente en el seno del antiguo Departament de Prospecció Geològica y Geofísica de la Universitat de Barcelona y comprenden los trabajos de FDEZ, TURIEL (1983), FERRER (1983), FONT (1983), GIMENO (1983), ALCALDE (1984) y SOLE (1986), todos ellos dirigidos por el Dr. M.Viladevall.

El principal resultado de estas campañas de prospección geoquímica fue el hallazgo de varias asociaciones de anomalías geoquímicas caracterizadas por sus elevados contenidos metálicos, su amplia extensión y su aparente independencia de indicios y/o antiguas explotaciones minerales que pudieran justificar su importancia o incluso su misma existencia.

Las principales asociaciones halladas en el curso de este estudio aparecieron: a/ en la red de drenaje correspondiente a los materiales cambroordovícicos del sector norte macizo de Les Guilleries (y en menor medida del sector sureste del macizo del Montseny y del sector de Begur en el macizo de Les Gavarres); b/ en la red de drenaje correspondiente a los materiales ordovícicos, silúricos y devónicos del sector sureste del macizo del Montseny; c/ en la red de drenaje correspondiente a los materiales de la secuencia ordovícico-devónica de Les Gavarres (véase la fig. 254). Todas estas asociaciones corresponden a las Cadenas Costeras Catalanas .

Por lo que se refiere al Pirineo Centrooriental sólo existe entre los trabajos anteriormente citados uno dedicado al sector de la Vall d'Aran (provincia de Lérida); de hecho esta es una zona que ha sido reiteradamente estudiada por organismos oficiales franceses y españoles en campañas de prospección geoquímica y mineralógica (a las que no hemos tenido acceso). Existen también numerosos estudios publicados sobre las mineralizaciones de tipo Sedex existentes, a los que dedicaremos unos breves comentarios.

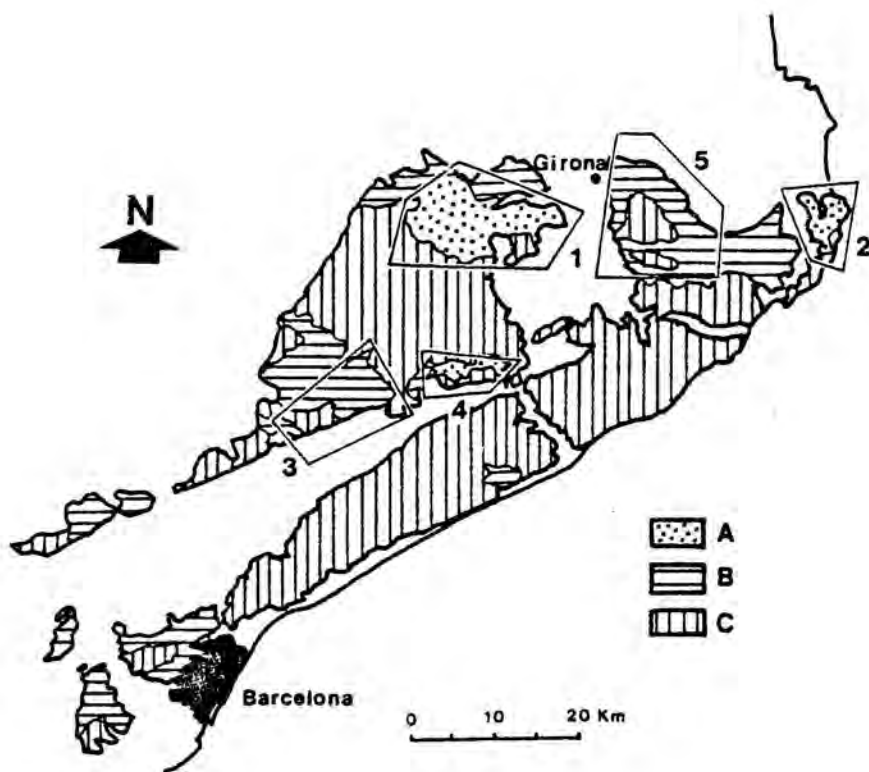


Fig. 254.- Situación de los diferentes sectores estudiados en las Cadenas Costeras Catalanas: 1/ Sector norte del macizo de Les Guilleries. 2/ Sector del Cap de Begur. 3/ Sector Suroeste del macizo del Montseny. 4/ Sector Sureste del macizo del Montseny. 5/ Sector occidental del macizo de Les Gavarres. Leyenda: A/ Materiales cambro-ordovícicos. B/ Materiales paleozoicos post-ordovícicos. C/ Granitoides tardihercínicos.

22.2.- Cadenas Costeras Catalanas.

22.2.1.- Interpretación de las dispersiones geoquímicas secundarias halladas en el seno de los materiales cambroordovícicos de las Cadenas Costeras Catalanas.

22.2.1.1.- Contexto geológico y yacimentológico.

Las Cadenas Costeras Catalanas (Nordeste de la Península Ibérica) constituyen un fragmento del orógeno hercínico europeo, situado al sur de los Pirineos y dispuesto paralelamente a la costa del Mediterráneo. En ellas aflora una sucesión paleozoica bastante completa, deformada y afectada por metamorfismo hercínico, e igualmente intruida por rocas ígneas tardihercínicas, de composición predominantemente granítica y granodiorítica. La sucesión paleozoica consta fundamentalmente de materiales siliciclásticos, en general de granulometrías finas, con diferentes intercalaciones volcánicas y epiclásticas (tanto ácidas, como en menor medida básicas).

Existen igualmente importantes intercalaciones carbonáticas, de distribución geográfica irregular, en diferentes niveles de la serie, y depósitos sedimentarios de precipitación química, principalmente silíceos y, en menor medida, de sulfuros. Esta sucesión litológica presenta grandes similitudes con otras existentes en el contexto regional del Mediterráneo Noroccidental (Pirineos Centro-occidentales, Montagne Noire-Macizo Central Francés, isla de Cerdeña), y ha podido ser datada a grandes trazos desde el Cámbrico al Carbonífero, tanto en base al descubrimiento de niveles fosilíferos característicos, como por correlación litológica con los sectores antes mencionados (VILADEVALL, 1975; JULIVERT & MARTINEZ 1980; JULIVERT & DURAN 1983; DURAN 1985; JULIVERT et al. 1985, 1986; etc.)

El término "Cambro-ordovícico", denominación frecuentemente utilizada en el noreste de la Península Ibérica, debe entenderse en sentido amplio, ya que no excluye la existencia de materiales precámbricos. Su acotación superior corresponde a los primeros materiales datados paleontológicamente (faunas de braquiópodos atribuidas al Caradoc) y, en el detalle, puede resultar imprecisa por no constituir un nivel continuo en el contexto de las Cadenas Costeras Catalanas. No obstante, existe un consenso general desde antiguo (ASHAUER & TEICHMULLER, 1935) en el hecho de que las intercalaciones carbonáticas existentes hacia la base de los materiales "cambro-ordovícicos" son correlacionables regionalmente con las intercalaciones carbonáticas del Cámbrico Inferior y Medio del Macizo Ibérico, la Montagne Noire y el Sudoeste de la

isla de Cerdeña y en que los materiales precámbricos, hoy por hoy indistinguibles del resto, están pobre o nulamente representados.

Los materiales tradicionalmente englobados en este "Cambro-ordovícico" afloran sobre todo en la parte septentrional de las Cadenas Costeras Catalanas, en los sectores situados inmediatamente al oeste y suroeste de la ciudad de Girona. Pueden distinguirse dos grupos principales de afloramientos: el sector norte del macizo de Les Guilleries, en los alrededores de la población de Anglès, y el sector de Breda-Gualba-Campins en el Macizo del Montseny. Ambos sectores están separados por el batolito granítico hercínico del Montseny-Guilleries (véase la fig. 255).

La secuencia litoestratigráfica del Cambro-ordovícico de las Cadenas Costeras Catalanas está compuesta por una potente acumulación de pelitas y areniscas, con intercalaciones de gneises leucocráticos (principalmente), anfibolitas y rocas carbonáticas (ASHAUER & TEICHMULLER, 1935; VAN DER SIJP, 1951; VILADEVALL, 1975; FONT, 1979, 1983; DURAN et al., 1981; DURAN, 1985; etc.) (véase la fig. 256).

Por lo que respecta a las intercalaciones de gneises, que son volumétricamente las más importantes, VILADEVALL (1975) señaló en el Montseny la existencia de paragneises, y de otras rocas gneísicas posiblemente correspondientes a antiguas rocas volcánicas de composición riolítica. Asimismo, GIMENO (1983) y GIMENO y VILADEVALL (1983) indicaron la presencia de gneises, interpretados como antiguas riolitas, en el sector norte de Les Guilleries.

DURAN (1985) en su trabajo en el sector de Les Guilleries propuso un origen volcánico para las anfibolitas presentes en el tramo inferior de los metasedimentos, e interpretó los leucogneises como una intrusión laminar producida con posterioridad al Cámbrico y previamente al desarrollo del orógeno hercínico.

Incluidas también en la secuencia litoestratigráfica cambro-ordovícica se presentan numerosas mineralizaciones estratiformes en el área del Montseny-Guilleries (FONT & VILADEVALL, 1982; FONT, 1983; GIMENO, 1983; GIMENO & VILADEVALL 1983, 1987; AYORA et al., 1986; KURDIYEH, 1986). Estas mineralizaciones aparecen en diferentes niveles de la serie, principalmente a techo de los leucogneises, y en las proximidades de intercalaciones carbonáticas. Las dimensiones de estos cuerpos mineralizados son de unas pocas decenas a un centenar de metros aproximadamente en el plano horizontal y aparecen distribuidos en cada indicio a lo largo de unos pocos metros en la sucesión vertical de los materiales.

Sin embargo, hay que resaltar que en este último caso el nivel masivo de sulfuros normalmente no excede el metro de poten-

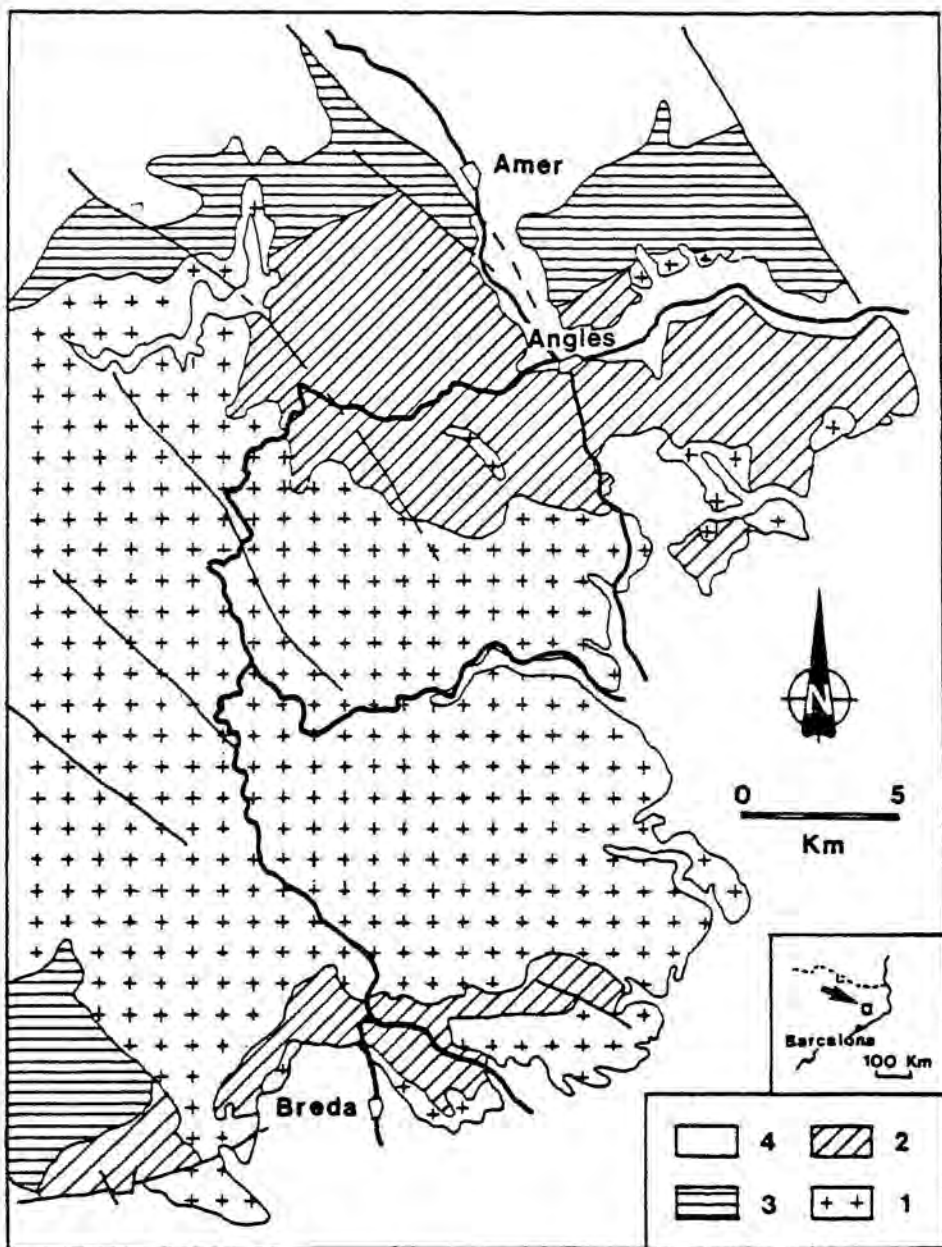


Fig. 255.- Esquema geológico del Montseny y Les Guilleries (provincias de Barcelona y Girona), (según FONT, 1983, simplificado). Leyenda: 1/ Granitoides hercínicos; 2/ Cambro-ordovícico; 3/ Ordovícico superior-Devónico; 4/ Materiales post-hercínicos (extraído de FONT et al. 1988).

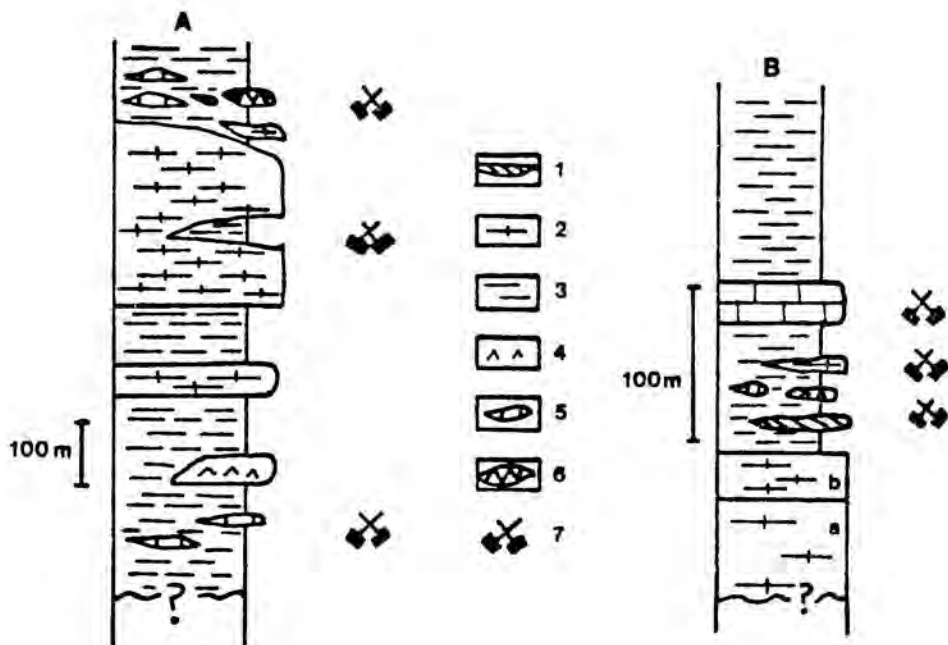


Fig. 256.- Representación esquemática de los materiales presentes en el Cambro-ordovícico de las Cadenas Costeras Catalanas. A: Columna litológica correspondiente al sector norte del macizo de Les Guilleries (extraída de GIMENO 1986 e). B: Columna litológica correspondiente al sector del Breda (Montseny) (extraída de AYORA et al. 1986). Leyenda: 1.-Gneiss de tipo "c" (plagioclase-mica). 2.-Gneiss indiferenciado; 2a.- gneiss de tipo "a" (cuarszo-feldespático); 2b.- Gneiss de tipo "b" (leptínico). 3.-Esquistos cuarzo-feldespáticos, micaesquistos y cuarcitas. 4.- Anfibolitas. 5.-Mármoles y mármoles dolomíticos. 6.-Diopsiditas y otras rocas de origen exhalativo. 7.- Concentraciones polimetálicas estratoligadas (Fe, Ti, Zn, Cu, Pb, F, W).

cia. Los contenidos metálicos son variables de una concentración a otra; en el indicio-tipo de Sant Martí Sacalm (Guilleries) se puede alcanzar un 15 % de Pb+Zn+Cu localmente, con un claro predominio del Zn, y contenidos muy altos en Fe. Todos estos metales aparecen expresados mineralógicamente en forma de sulfuros (galena-esfalerita-calcopirita-pirita-pirrotina) y más localmente en forma de óxidos (magnetita, titanomagnetita, etc.).

La fluorita es localmente muy importante y llega a constituir la mayor parte de la roca en algunos niveles que presentan un bandeo milimétrico-centimétrico. En general tanto el Cu como el W (en forma de scheelita) son constituyentes menores de la

metalización, pero en algunos indicios de este tipo el Cu llega a ser importante e incluso puede ser la calcopirita el sulfuro principal. Se conoce igualmente la existencia de Cd, Ag, Sn y Au en trazas.

La totalidad de los materiales citados (incluyendo las mineralizaciones estratiformes) han sufrido los efectos de una tectónica hercínica polifásica, así como del metamorfismo asociado.

Además de las mineralizaciones estratiformes, existen otros tres tipos principales de mineralizaciones: filones hidrotermales, skarns y relleos kársticos.

Las mineralizaciones filonianas han sido estudiadas por diferentes autores, y recientemente por FONT (1979, 1983). Constan de una paragénesis relativamente sencilla, formada principalmente por fluorita, baritina, galena y esfalerita. La explotación más importante fue la mina de Dsor.

Los skarns mineralizados existentes en la zona en general tienen reducidas dimensiones, y corresponden a ligeras removilizaciones de las mineralizaciones estratiformes, sin que se pueda excluir en algunos casos la existencia de nuevos aportes metalizantes (DODELLER, 1985).

Los relleos kársticos existentes en las intercalaciones carbonáticas contienen galena, óxidos e hidróxidos de Fe, etc. Han sido objeto de pequeñas labores mineras en el pasado, en especial en el sector de Sant Julià del Llor, en las cercanías de Anglès.

22.2.1.2.- Características de la campaña geoquímica.

La prospección geoquímica estratégica llevada a cabo consistió en el estudio multielemental de los sedimentos de la red de drenaje superficial (FONT 1983, GIMENO 1983, FONT et al. 1984, VILADEVALL 1984). Este trabajo fue complementado con una campaña hidrogeoquímica (FONT & VILADEVALL, 1988) y (en el sector de Les Guilleries) con el estudio de concentrados de minerales pesados procedentes de la citada red fluvial, obtenidos mediante el empleo de bateas de tipo californiano, el cual se dirigió específicamente al reconocimiento de minerales directamente indicadores de mineralización (scheelita, baritina, fluorita, galena, cerusita, piromorfita, etc.).

Los resultados analíticos fueron tratados mediante métodos estadísticos separadamente en los sectores del Montseny (FONT 1983) y Les Guilleries (GIMENO 1983), y posteriormente conjuntamente (FONT et al. 1988), siendo representados gráficamente los

resultados mediante mapas de dispersiones geoquímicas secundarias en la red de drenaje (unielementales) (véase la fig. 257).

Los mapas unielementales muestran en general una superposición de anomalías de los diferentes elementos en unos determinados sectores. En Les Guilleries se observa con bastante claridad una gradual variación desde una asociación muy amplia de anomalías de Pb, Zn, Cu, Fe, Mn, Cd, Co, As, W (en forma de scheelita en los concentrados de batea) y F (en las aguas y como fluorita en los concentrados de batea) en el noreste del sector estudiado a una asociación más reducida, que comprende Cu, Ni, As y F (en las aguas y como fluorita en los concentrados de batea) en el sector sudoeste (Riera de Osor).

En el Montseny el área estudiada es excesivamente pequeña para poder reconocer variaciones de este tipo en las asociaciones de anomalías geoquímicas secundarias, pero se aprecia que los mapas unielementales muestran la existencia de asociaciones anómalas que incluyen Fe, Cu, Zn, Ni, Co, F (en las aguas) y W (como scheelita en concentrados de batea). Mucho más localmente se puede señalar también la existencia de anomalías en As y Sb.

Las asociaciones de anomalías unielementales obtenidas reflejan con claridad la existencia de mineralizaciones estratoligadas cambro-ordovícicas (Fe-Pb-Zn-Cu-F-W) y más localmente de sus removilizaciones (skarns producidos por la intrusión de los granitoides tardi-hercínicos, filones hidrotermales, rellenos kársticos, etc.; véase por ej. la fig. 258).

Además de estas características generales, en ambos sectores existen anomalías de varios elementos, limitadas a uno o dos afluentes y muy localizadas, que están directamente relacionadas con la existencia de mineralizaciones filonianas.

El estudio de los coeficientes de correlación (análisis bivariante) entre los resultados obtenidos para los diferentes elementos resalta igualmente la existencia de asociaciones de anomalías. Por ej., en el caso de Les Guilleries los siguientes elementos tienen una correlación media-alta ($r > 0.40$) dos a dos:

- Co, Ni, Fe, As.
- Cu, Bi, Hg.
- Cu, Cd, Zn.
- Pb, Zn.
- Pb, Sb.

El empleo de métodos de análisis estadístico multivariante mediante el sistema ACP ha permitido simplificar notablemente el estudio de la distribución de las diferentes anomalías geoquímicas secundarias, distinguiendo con claridad la existencia de

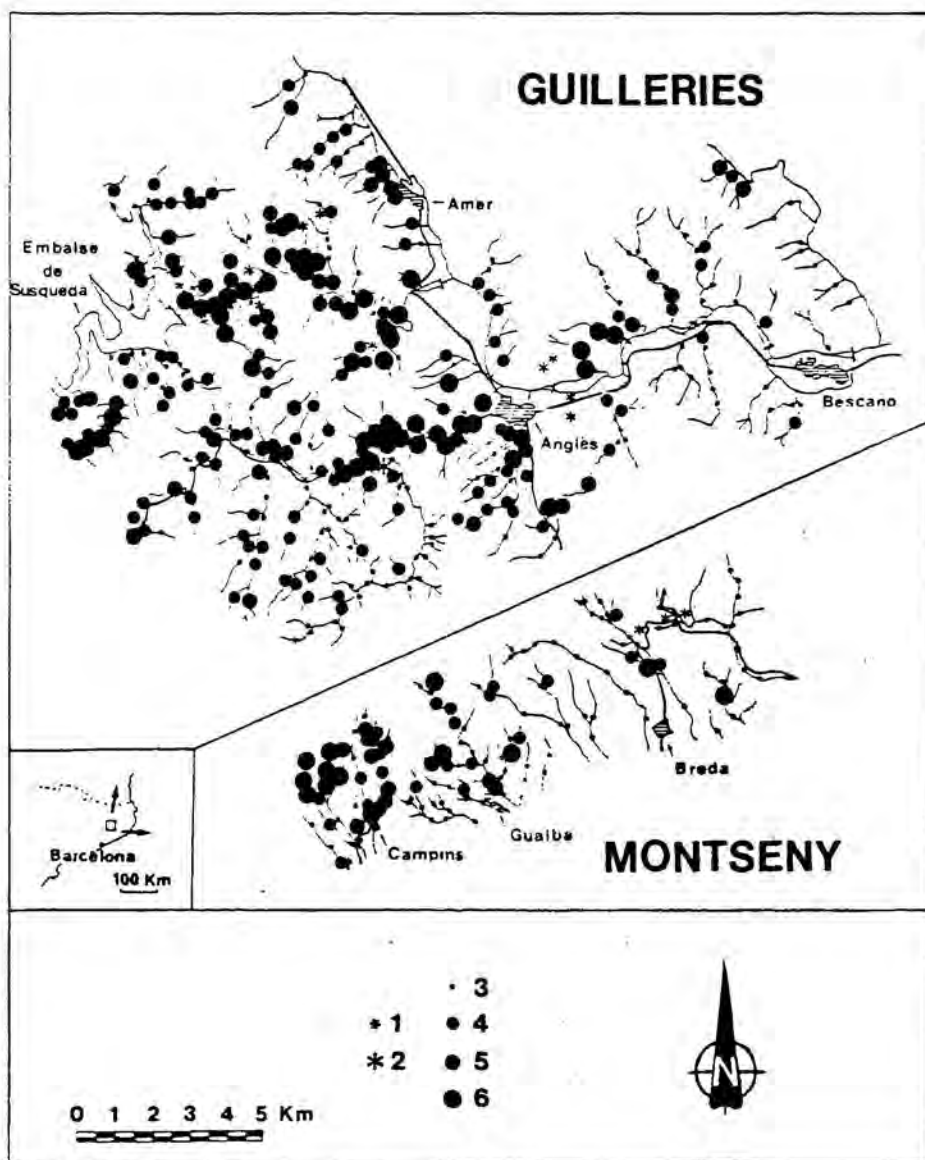


Fig. 257.- Mapa de anomalías de plomo en los sectores estudiados del Montseny y Les Guilleries. Leyenda: 1/ Indicios polimetálicos estratiformes y/o estratoligados en el seno del Cambro-ordovícico; 2/ Mina de Osor; 3/ Valores de fondo regional e inferiores al fondo; 4/ Anomalia posible; 5/ Anomalia probable; 6/ Anomalia cierta (extraído de FONT et al. 1988).

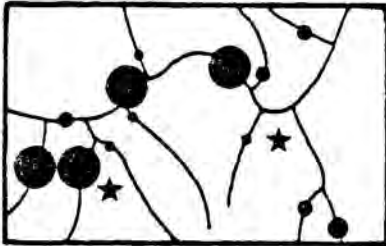
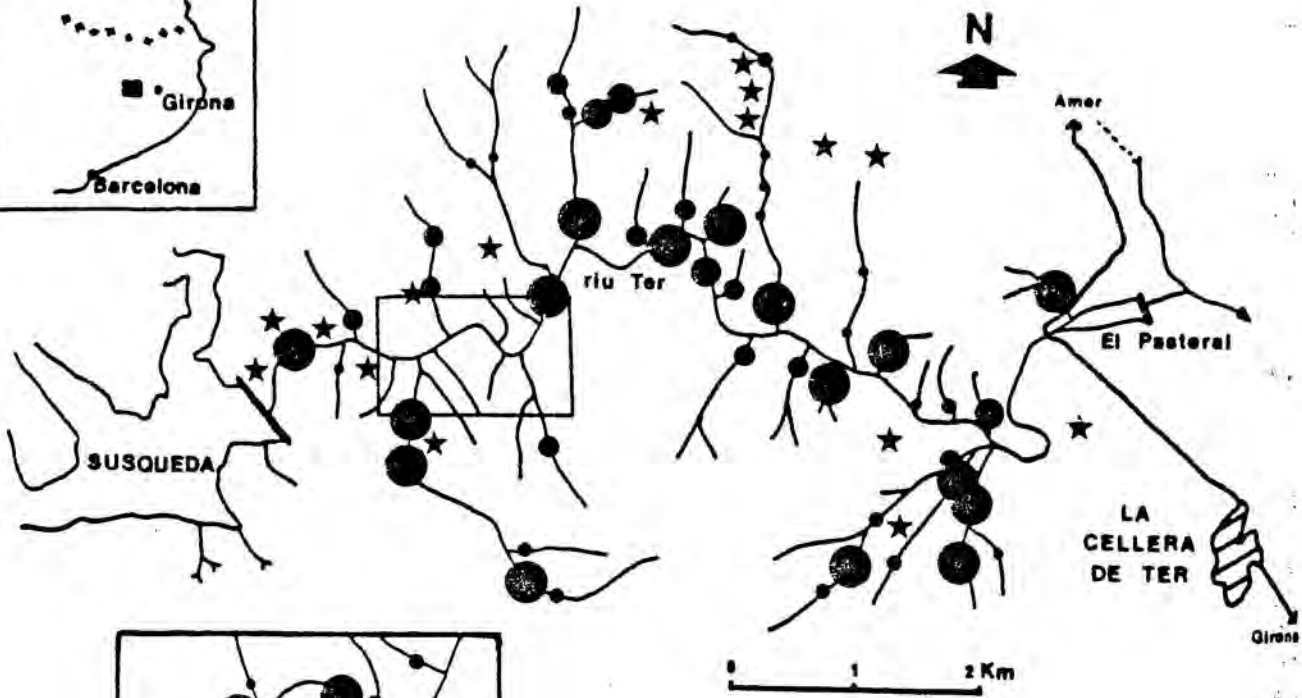


Fig. 25B.- Mapa de dispersión geoquímica secundaria del Pb en la red de drenaje del valle del río Ter entre las presas de Susqueda y El Pasteral. Nótese la buena coincidencia espacial entre la disposición de los yacimientos polimetálicos estratiformes y la distribución de las anomalías obtenidas. Leyenda: 1/ Valores inferiores al fondo geoquímico. 2/ Valores de fondo geoquímico. 3/ Anomalía posible. 4/ Anomalía probable. 5/ Anomalía cierta. 6/ Mineralizaciones localizadas (Fe-Pb-Zn-Cu-F-W-Ba). (Datos procedentes de GIMENO, 1983; gráfica extraída de GIMENO & VILADEVALL 1987).

factores atribuibles a la existencia de mineralizaciones estratiformes y/o estratoligadas (FONT, 1983; GIMENO 1983; FONT et al. 1988).

22.2.1.3.- Interpretación de los datos de la prospección geoquímica en relación con las mineralizaciones.

Las mineralizaciones estratiformes polimetálicas han condicionado en gran medida la respuesta obtenida mediante la geoquímica de redes de drenaje. Esto es especialmente patente en el sector de Les Guilleries, debido a la mayor extensión de los materiales cambro-ordovícicos y a la óptima distribución de los indicios respecto a la red de drenaje (tramos intermedios-altos de las vertientes de los valles; relieve juvenil en éstos). La superposición de las anomalías de los diferentes elementos (Pb, Zn, Cu, etc.) refleja directamente la variedad de la paragénesis de sulfuros presente en los indicios, mientras que el empobrecimiento de la citada asociación de anomalías secundarias en dirección NE-SW muestra con claridad la gradual disminución en importancia de algunos elementos (singularmente, el Pb, el Zn y hasta cierto punto, el Fe) en la paragénesis sulfurada, a medida que nos desplazamos por los diferentes indicios en la citada dirección.

Las mineralizaciones filonianas tardías no ofrecen problemas de cara a la interpretación de los mapas unielementales de anomalías, ya que se caracterizan por dar anomalías bien contrastadas (especialmente por lo que se refiere a la geoquímica de sedimentos de la red de drenaje) y puntuales. La respuesta es especialmente manifiesta en los casos en que existen antiguas labores mineras y el carácter localizado de las anomalías es la consecuencia directa de las características morfológicas de la mineralización.

Los skarns son de pequeñas dimensiones, aparecen espacialmente relacionados a las mineralizaciones estratiformes, y consecuentemente es muy difícil interpretar las anomalías que hayan podido generar independientemente de las producidas por éstas.

Por lo que se refiere a las mineralizaciones de tipo kárstico, la respuesta que han ofrecido a la campaña de prospección geoquímica ha sido muy pobre. A diferencia de lo que se observa frecuentemente en otras mineralizaciones kársticas, este hecho no se debe a la litología dominante (en este caso, rocas siliciclásticas) sino a la ubicación de este tipo de mineralizaciones en sectores con relieves muy suaves, con escaso desarrollo de la red de drenaje, tanto en Les Guilleries como en el Montseny.

La validez del método de prospección empleado en la campaña geoquímica multielemental ha sido ampliamente contrastada, ya que es efectivo incluso en la localización de mineralizaciones polimetálicas estratiformes de dimensiones relativamente pequeñas. Estos resultados se han visto facilitados por las características intrínsecas de este tipo de mineralización: paragénesis variada (con predominio de sulfuros) y abundancia de pequeños indicios distribuidos por gran parte de la zona estudiada.

El conocimiento de las mineralizaciones estratiformes polimetálicas de la base de la secuencia cambroordovícica del sector norte de las Cadenas Costeras Catalanas ("tipo Sant Martí Sacalm", GIMENO 1983, GIMENO & VILADEVALL 1983) ha evolucionado gradualmente en los últimos años, hasta poder considerarlas como de tipo Sedex.

Las mineralizaciones fueron inicialmente descritas por FONT & VILADEVALL (1982) y FONT (1983) quienes reconocieron el carácter estratiforme claramente anteesquistoso de la mineralización bandeada de fluorita-esfalerita-pirrotina-galena, mientras que para la diopsidita encajante y las mineralizaciones de W (en forma de scheelita) se supuso un origen ligado al emplazamiento de los diques de granitoides tardihercínicos que aparecen en los alrededores de la mineralización estratiforme.

En los trabajos de GIMENO (1983) y GIMENO & VILADEVALL (1983) se demostró en el sector norte del macizo de Les Guilleries la existencia de mineralizaciones estratiformes de scheelita anteesquistosa, de modo que se propuso un origen claramente estratiforme para la totalidad de la mineralización contenida en los materiales cambro-ordovícicos, relacionado implícitamente con la existencia de volcanismo activo en la cuenca, de carácter más o menos distal; estos trabajos no aportan modificaciones significativas respecto al carácter de la diopsidita encajante. GIMENO (1983) también señaló la existencia de niveles de gneis (atribuí-

bles a antiguas rocas volcanoderivadas) en el interior de los materiales cambroordovícicos. AYORA et al. (1986) han señalado la existencia de análogas características en la sedimentación existente en el sector del SE del Montseny.

GIMENO (1986 e) propuso un origen de carácter sedex para las mineralizaciones del tipo "Sant Martí Sacalm", comparándolas con otras análogas presentes en la plataforma carbonática cámbrica del SW de Cerdeña (Sa Marchesa, en el Sulcis, véase el cap. 22.4.3.) en un contexto geotectónico menos tectonizado y metamorfizado.

Los argumentos a favor de esta atribución son varios. En primer lugar, la existencia de controles paleogeográficos favorables, tales como la disposición de los materiales carbonáticos cámbricos a techo de los leucogneises de Les Guilleries, que ha de ser interpretado como la instalación de una sedimentación carbonática sobre un paleorrelieve volcánico activo. Las intercalaciones gneissicas en la mineralización también evidencian la existencia de material volcánico en desintegración en el momento de la formación de la mineralización. Si los leucogneises correspondieran a una intrusión laminar tal como ha sido propuesto por DURAN (1985) ese material volcánico de carácter proximal no existiría, y además es muy difícil justificar la sistemática presencia de las intercalaciones carbonáticas exclusivamente a techo de los leucogneises.

En segundo lugar, la diopsidita que contiene la mineralización puede ser tanto interpretada como un sedimento químico precipitado simultáneamente a la sedimentación (exhalita) como un material volcanoderivado básico más o menos alterado durante la mineralización (sector masivo macrocristalino de la hedenbergita); FULP & RENSHAW (1985) han descrito una mineralización de scheelita muy similar, relacionada con la existencia de vulcanismo básico. Si comparamos con la mineralización de Sa Marchesa, la matriz que contiene la brecha sinsedimentaria (BONI et al. 1981) es comparable al encajante de la roca en Sant Martí Sacalm.

En tercer lugar, las mineralizaciones del tipo de Sant Martí Sacalm aparecen ampliamente representadas mediante multitud de indicios en varios niveles de la columna litoestratigráfica (véase fig. 256), distribuidos sobre una amplia extensión (más de 50 Km² sólo en el sector norte de Les Guilleries, GIMENO 1983), y con una amplia paragénesis (que muestra relevo de unos elementos por otros en el espacio), características todas ellas propias de los yacimientos de tipo Sedex (véase el cap. 21.).

En cuarto lugar, la existencia de controles estructurales en la cuenca de sedimentación, especialmente patente en el caso de algunos de los afloramientos de las anfibolitas básicas (coexistencia de lavas masivas radicadas con estructuras fluidades efusivas). Este aspecto es fundamental en la definición del

carácter Sedex de la mineralización, y tendría que ser reevaluado detalladamente mediante un estudio geológico detallado.

Finalmente, podemos comparar estas mineralizaciones con otras formadas en medio sedimentario (véase cap. 21.), presentando paragénesis atípicas (incluyendo algunas de temperaturas del orden de 150-350 ° C) con scheelita y atribuibles al tipo Sedex (CAPPA 1897; ANGERMEIER 1964; MAUCHER 1965, 1972; HOLL et al. 1972; BURCHARD 1977; HOLL, 1979; BARNES, 1983; FULP & RENSHAW 1985; HOLL & SCHENK 1988, etc.).

En el distrito de Montredon-Labessonnié, Montaigne Noire (Sur de Francia), se conocen mineralizaciones similares desde hace tiempo (BOYER & ROUTHIER 1974, BEZIAT & TOLLON 1976). En total se estimó que existen unas 20.000 Tm de WO₃ en las mineralizaciones estratiformes (con leyes del 0.18-0.20 % WO₃). Estas mineralizaciones también destacan por su extensión areal, por su carácter anteesquistoso, por la estrecha asociación de fluorita y scheelita con altos valores de la primera (hasta un 30 % de la roca) y por la existencia de anomalías geoquímicas primarias en Fe, F, W, Sn, Zn, Be, As, Mg, Na y K (BEZIAT et al. 1980).

Posteriormente, y en paralelo a la gradual pérdida de interés económico de estas mineralizaciones por las bajas continuadas en los cursos de estos minerales en los mercados internacionales el estudio de las mineralizaciones del distrito de Montredon-Labessonnié (y de otras similares: CREVOLA & SONNET 1984, SONNET et al. 1985, BERAN et al. 1985) perdió su enfoque de prospección evidentemente minero, para ser encauzado hacia estudios metalogenéticos basados en la geoquímica de las fluoritas. Los resultados obtenidos en estos estudios han sido interpretados sugiriendo un origen "profundo" para los metales y suponiendo la existencia de intensos procesos de metasomatismo en la génesis de las mineralizaciones estratiformes (BEZIAT et al. 1986; CALEFFI et al. 1986).

Sin embargo, hay que recordar que las evidencias texturales estén en contra de esta interpretación y que modelos teóricos previos (por ej., la imposibilidad de formación de paragénesis propias de temperaturas medias y elevadas en medio subacuático) basados en esquemas estrictos ya han fracasado previamente en el estudio de los yacimientos de tipo Sedex.

En resumen, a pesar de las modificaciones sufridas por este tipo de mineralizaciones durante la orogenia hercínica podemos reconocer en ellas las características propias de los yacimientos de tipo Sedex.

Las consecuencias de cara a la prospección de recursos minerales por medios geoquímicos son las siguientes:

- se trata de yacimientos con paragénesis muy amplias, hecho que explica la superposición de las anomalías geoquímicas de varios elementos en una determinada zona. Este hecho no es normal en otros tipos de mineralizaciones estratiformes, que suelen presentar anomalías geoquímicas en uno o unos pocos (3-4) elementos, y ha de ser valorado en la interpretación inicial de una campaña de prospección en escala estratégica.

- existen variaciones espaciales y/o verticales en la paragénesis, hecho que queda reflejado en la sucesiva variación de las anomalías geoquímicas. Es preciso reconocer en detalle varios de los indicios con paragénesis extremas para poder valorar en cada caso qué elementos son los trazadores de la mineralización buscada en cada caso. Se pueden hallar mineralizaciones morfológicamente (dimensiones, textura, encajante, etc.) muy similares con paragénesis muy diversificadas.

- se trata de yacimientos principalmente estratiformes, lo que se traduce en una multiplicidad de indicios de pequeñas dimensiones y conduce a formación de amplias anomalías geoquímicas secundarias en la red de drenaje fluvial. En consecuencia, anomalías de gran extensión en la red de drenaje fluvial no corresponden necesariamente a un yacimiento económicamente explotable. La anomalía geoquímica primaria es restringida, coincidiendo prácticamente con la misma mineralización, lo que explica que los estudios litogeoquímicos en la escala táctica de prospección (o directamente en la de reconocimiento del indicio) permitan delimitar muy bien la morfología de los cuerpos mineralizados.

- las mineralizaciones aparecen en diferentes niveles de la sucesión siliciclástica, de modo que no se ha de tomar un nivel determinado como guía de prospección, sino una asociación de litofacies y anomalías geoquímicas, reflejo de las condiciones geotectónicas locales (distensivas) que han permitido la formación de un yacimiento de tipo Sedex. En términos generales, y excluyendo el factor azar en un descubrimiento, la prospección geoquímica en las redes de drenaje no basta para localizar los yacimientos de dimensiones económicas, ya que no discrimina entre un yacimiento de grandes dimensiones y una asociación de pequeños indicios sin importancia. Es necesario realizar un estudio geológico de base que permita un cierto grado de reconstrucción de la cuenca geológica, así como un reconocimiento detallado de varios indicios para poder valorar los mapas de anomalías geoquímicas.

- se trata probablemente en la mayoría de los casos de yacimientos formados en un medio subacuático relativamente profundo, lo que conlleva que no existan plataformas carbonáticas asociadas y la inexistencia de toda la tipología de yacimientos propios de dicho medio.

22.2.1.4.- Otras posibles mineralizaciones semejantes.

La campaña de prospección geoquímica desarrollada en las Cadenas Costeras Catalanas ha permitido la localización de otra área correspondiente al Cambroordovícico posiblemente mineralizada de una manera análoga a las dos que hemos descrito previamente.

Se trata del sector del Cap de Begur, en el extremo noreste del macizo de Les Gavarres, en el que aflora una sucesión de materiales carbonáticos y siliciclásticos atribuidos al Cambroordovícico (véase la base de la sucesión en la fig. 260). En este sector se ha localizado una asociación de anomalías de Pb-Cu-F-Ba-As-Bi (SOLE 1986), y se conoce la existencia de mineralizaciones de Fe-Pb-Zn-Cu-W, tanto en forma de skarns, skarnoides y diseminaciones en los materiales carbonáticos y en las rocas silíceas y los esquistos cloritosos asociados a ellos, como en forma de removilizaciones epigenéticas tardías (filones alpinos y karsts de desarrollo reciente) (SOLE, 1986, VILADEVALL et al. 1986).

22.2.2.- Interpretación de las dispersiones geoquímicas secundarias halladas en el seno de los materiales ordovícico-devónicos del SW del macizo del Montseny.

Desde el trabajo de CASAS (1979) se conoce la existencia de anomalías en Pb y Zn en estos materiales del macizo del Montseny (halladas mediante estudios litogeoquímicos). Posteriormente, FONT (1983) ha señalado mediante una campaña de prospección geoquímica en los sedimentos de la red de drenaje fluvial la existencia de una importante y extensa área anómala en Pb, Zn, Cu, Cd, Ni, Co, y As que se extiende desde el Turó del Home (margen izda. del río Tordera) hasta la Garriga (margen izda. del río Congost) a lo largo de una franja de unos 15x4 Km dispuesta en dirección NE-SW. FERRER (1983) ha confirmado estos extremos por lo que se refiere al extremo SW del macizo (alrededores de La Garriga).

Posteriormente, ALCALDE (1984) realizó una campaña de prospección táctica y el reconocimiento de algunos indicios en el sector de Cànoves-St. Pere de Vilamajor, es decir, cubriendo el sector central de la citada anomalía. Este estudio comprendió tanto el análisis de sedimentos en la red de drenaje fluvial como el estudio litogeoquímico de algunos de los sectores estudiados, confirmando la existencia de la citada anomalía en los sedimentos (a la que se debe añadir el Sn) y la presencia de importantes contenidos en Pb, Zn, Cu, Ba, W, Sn en los metasedimentos, principalmente en aquellos atribuibles al Ordovícico Superior.

CARMONA (1987) ha confirmado la existencia de anomalías en los citados elementos (y en otros como el Mo) mediante un estudio litogeoquímico de los materiales que ocupan el tránsito Ordovícico-Silúrico Inferior en las Cadenas Costeras Catalanas.

Tanto ALCALDE (1984) como ALCALDE & VILADEVALL (1984), CARMONA (1987) y CARMONA & VILADEVALL (1988) atribuyen claramente estas anomalías geoquímicas a la actividad vulcanosedimentaria-exhalativa desarrollada en el sector durante el Paleozoico inferior y medio.

CARMONA (1987), en buena concordancia con el trabajo de DURAN et al. (1984) (y de hecho, con toda la literatura geológica desde ASHAUER & TEICHMULLER, 1935) señala que el volcanismo ácido ordovícico corresponde claramente a un tipo calcoalcalino (que atribuye a un contexto geotectónico general de tipo compresivo), evolucionando en el Silúrico hacia un volcanismo básico alcalino desarrollado en concomitancia con una intensa actividad distensiva en la cuenca. De todos modos CARMONA (1987) documenta y confirma ampliamente la existencia de una tectónica distensiva sinsedimentaria en las Cadenas Costeras Catalanas al menos desde el Ordovícico Superior hasta el Ludlow, hecho ya señalado en los trabajos de GIMENO (1985), SOLE (1986), VILADEVALL et al. (1986), etc.

En este sector se conoce la existencia de un gran número de pequeñas mineralizaciones en los materiales paleozoicos que comprenden filones tardíos de Ba, Pb, etc., rellenos atribuidos a fenómenos karsticos, skarns asociados a los granitoides tardihercínicos, y finalmente impregnaciones, diseminaciones, skarnoides y nivelillos de sulfuros en el seno de los metasedimentos y las rocas volcanoderivadas paleozoicas (FERRER 1983; FONT 1983; ALCALDE 1984; ALCALDE & VILADEVALL 1984; FERRER et al. 1985; KURDIYEH, 1986; CARMONA 1987, CARMONA & VILADEVALL 1988, etc.).

Sin embargo, a nuestro juicio la escasa entidad de todos estos indicios no parece justificar la importancia y continuidad de las anomalías registradas en este sector; en algunos casos esto ha sido documentado incluso desde el punto de vista geoquímico (CARMONA, 1987, p.254). Por este motivo y aprovechando toda la importante documentación de base existente hemos procedido al reconocimiento detallado de algunos sectores concretos, intentando hallar la explicación a este hecho.

En algunos sectores, como el correspondiente a La Garriga-El Figaró (SW del Montseny) hemos podido localizar la existencia de nuevas mineralizaciones no descritas previamente que acaso podrían contribuir a clarificar el problema.

En el sector situado unos 2.5 Km al norte de población de la La Garriga los materiales carbonáticos (en principio atribuibles al Silúrico Superior-Devónico) contienen una extensa diseminación

de sulfuros (principalmente calcopirita) y baritina, presentes también en cavidades de recristalización diagenética. Intercalados con estos niveles existen zonas de brechas sinsedimentarias (con clastos carbonáticos) intensamente mineralizadas en sulfuros, presentes tanto en la matriz como en los clastos; también hemos podido reconocer niveles lenticulares de sulfuros de varios decímetros de potencia, y más localmente niveles manganesíferos decimétricos de escasa continuidad lateral.

En la base de toda esta sucesión aparece un nivel de "pseudoskarnoides", constituido por lavas básicas vesiculadas que contienen una abundante mineralización sulfurada en las vesículas, en diseminaciones y en stockworks, estos últimos en general pobremente desarrollados.

En el sector situado al oeste de la población de El Figaró (vertiente dcha. del río Congost) hemos podido reconocer la existencia de una importante diseminación de sulfuros en el seno de los materiales siliciclásticos, así como la existencia de mineralizaciones (principalmente de baritina) claramente diagenéticas (tempranas) en el seno de los afloramientos de liditas.

Existe también una buena relación espacial entre el volcanismo ácido y las liditas, y se puede realizar un estudio sedimentológico detallado, tanto en el seno de los materiales siliciclásticos (fracturas lítricas, deslizamientos intraformacionales, etc.) como en las liditas (litofacies radicadas y deslizadas). También existen diseminaciones y concentraciones de baritina (atribuibles a un proceso sedimentario/diagenético temprano) en la base de alguno de los deslizamientos sinsedimentarios.

Un fenómeno particularmente interesante en ambos sectores es la presencia de niveles de ankerititas (con siderita) sinsedimentarios (aparecen clastos en los niveles de brechas intraformacionales) en el seno de los materiales carbonáticos; en otros sectores de los Catalánides (como por ej. en Gavà) estas mineralizaciones también están abundantemente representadas, asociadas principalmente a niveles ferruginosos, fosfatados y manganesíferos. La presencia de los nódulos de fosfatos ha sido previamente señalada por numerosos autores en diferentes sectores de las Cadenas Costeras Catalanas, y recientemente en especial por CARMONA (1982, 1987) y CARMONA & VILADEVALL (1983), atribuyéndoles un origen diagenético.

En resumen, los trabajos realizados en los últimos años por diferentes autores del equipo de investigación de la Univ. de Barcelona dirigido por el Dr. Viladevall, y muy especialmente el de CARMONA (1987) parecen confirmar plenamente que las anomalías reconocidas corresponden a procesos exhalativos relacionados con la tectónica distensiva y el volcanismo asociado.

Sin embargo, en el momento actual no disponemos de los controles litológicos y estructurales (en especial el trazado cartográfico preciso de las fracturas sinsedimentarias de segundo y tercer orden) que permitirían el desarrollo de modelos de yacimiento y la metodología de prospección desarrollada en el Sarrabus. Además, existen notables discrepancias entre el modelo desarrollado en el Sarrabus en este trabajo y el ofrecido por CARMONA (1987) para las Cadenas Costeras Catalanas, en especial por lo que se refiere a la situación en el fondo de cuencas subsidentes más o menos profundas de las lilitas y las mineralizaciones asociadas, y a las relaciones entre el volcanismo y la sedimentación.

Estas diferencias, unidas a otras de carácter local (como por ej. la procedencia de los paleoaportes sedimentarios, en los sectores que han podido ser estudiados) y a los nuevos tipos de mineralización estudiado hacen que en nuestra opinión no sea posible la aplicación directa de los modelos sardos en las Cadenas Costeras Catalanas, en el estado actual de los conocimientos. En este sentido existen dos temas de investigación especialmente sugerentes para el desarrollo futuro de los trabajos en el sector: el trazado sistemático de mapas de paleoaportes basados exclusivamente en criterios sedimentológicos y de paleovolcanismo, y el estudio de las mineralizaciones de tipo Sedex en medio carbonático.

Los yacimientos presentes parecen corresponder principalmente al tipo estratiforme, aunque en el momento actual no podemos excluir el hallazgo de otros de tipo filoniano, singenéticos con los estratiformes del mismo tipo que los hallados por autores franceses en el Pirineo (véase cap. 22.3.2.)

22.2.3.- Interpretación de las dispersiones geoquímicas secundarias halladas en el seno de los materiales ordovícico-devónicos del macizo de Les Gavarres.

Este sector ha sido estudiado por SOLE (1986). La prospección geoquímica estratégica llevada a cabo consistió en el estudio multielemental de los sedimentos de la red de drenaje superficial abarcando los siguientes elementos: Pb, Zn, Cu, Fe, Mn, Ni, Co, Cd, Ag, As, Sb, Hg, Bi (en sedimentos) y F (en aguas). Posteriormente ha sido determinado también el contenido en W en los sedimentos (VILADEVALL et al. 1988).

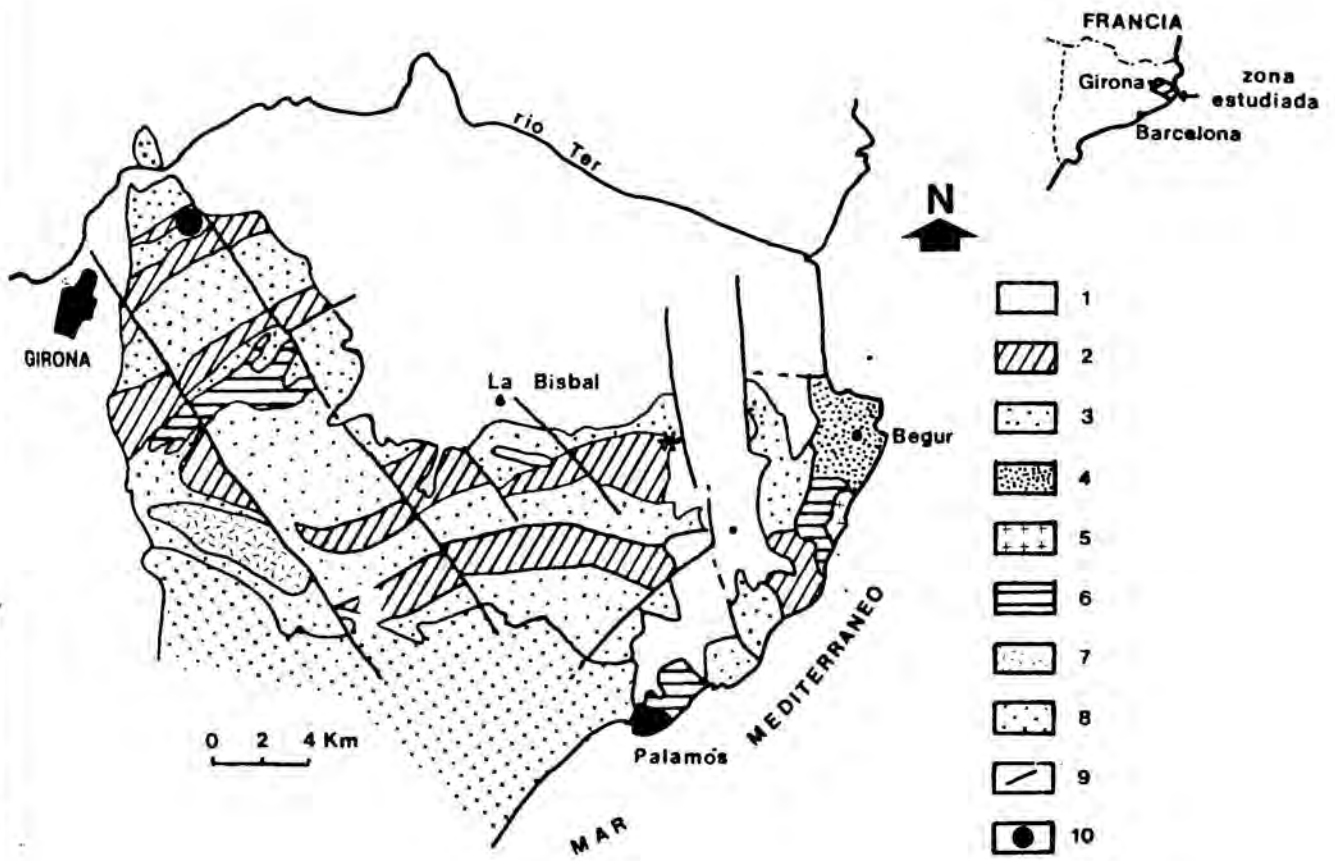
SOLE (1986) halló en el sector de Celrà y en el sector contiguo (zona oeste del sector de la Bisbal) una superposición de anomalías de Pb, Zn, Cu y Ag, y en menor medida de As, Sb, Cd, Ni, Co, Mn, Fe y F, a las que hay que añadir la de W (VILADEVALL et al. 1988).

En este sector la red de drenaje está instalada sobre una sucesión siliciclástica atribuida al lapso de tiempo comprendido entre el Ordovícico y el Devónico. Esta sucesión siliciclástica contiene una importante masa de rocas volcánicas ácidas intercaladas (constituída en gran medida por coladas piroclásticas) e intercalaciones menores de rocas carbonáticas y lutitas negras carbonáceas, principalmente en el sector superior de la secuencia (véase las figs. 259 y 260).

En este sector existen mineralizaciones de minerales de Fe y Mn (goethita, hematites, pirolusita, psilomelana, etc.) de carácter estratiforme y/o en stockwork tanto en el seno de los materiales volcánicos ácidos como en los materiales de la secuencia siliciclástica, que en algunos casos (por ej. Celrà) fueron objeto de explotación en el pasado. Estas mineralizaciones aparecen acompañadas de indicios filonianos de Cu, Ba y Pb (galena, cerusita, calcopirita, malaquita, baritina, etc.) y de extensas diseminaciones de pirita en el seno de los materiales siliciclásticos.

Las características de las mineralizaciones y del contexto geológico hacen pensar en una génesis del tipo Sedex, que estaría justificada por la intensa alteración hidrotermal del encajante y la existencia de mineralizaciones estratiformes radicadas en stockworks epigenéticos (SOLE 1986, VILADEVALL et al. 1986). Las concentraciones de anomalías geoquímicas secundarias de una amplia gama de elementos están de acuerdo con la interpretación, si bien contrastan con la pobre asociación paragenética hoy por hoy conocida; hay que tener en cuenta que estos indicios son aún muy poco conocidos desde el punto de vista mineralógico y litogeoquímico.

Fig. 259.- Esquema geológico del macizo de Les Gavarres (según SOLE 1986, ligeramente modificado). Leyenda: 1/Terciario y Cuaternario. 2/ Vulcanitas ácidas de Les Gavarres. 3/ Serie Siliciclástica (incluye intercalaciones carbonáticas de reducidas dimensiones). 4/ Metasedimentos del sector de Begur (incluye materiales carbonáticos, areniscas, esquistos verdes, etc.); atribuibles al Cambroordovícico. 5/ Leucogranitos de grano fino a medio. 6/ Granitos y leucogranitos biotíticos. 7/ Leucogranitos moscovíticos (sector de Cassà de la Selva. 8/ Granodioritas. (5-8: rocas ígneas hercínicas). 10/ Mineralizaciones de Celrà.



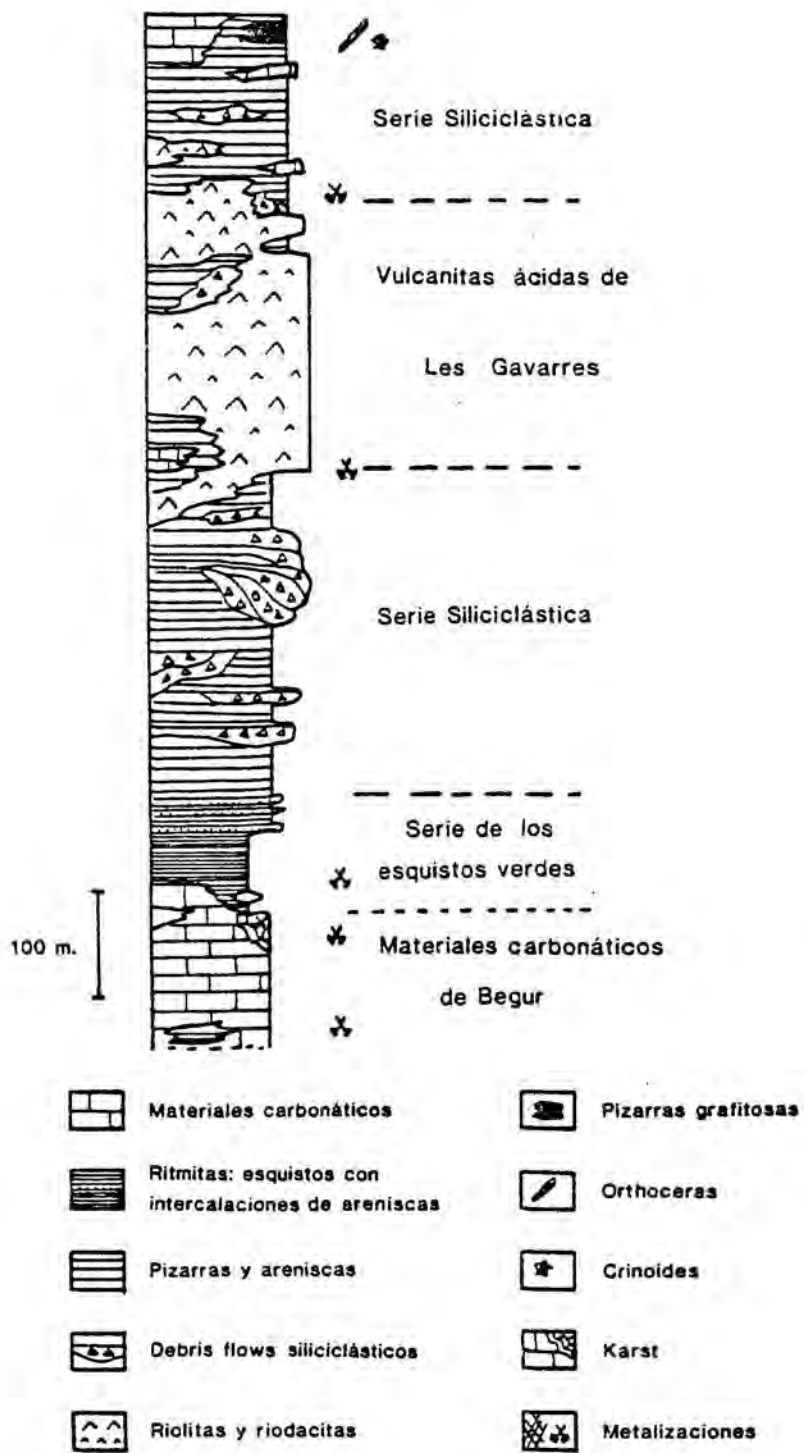


Fig. 260.- Columna litoestratigráfica esquemática del macizo de Les Gavarres (de SOLE, 1986, ligeramente modificada).

La abundante presencia de volcanismo ácido hace que a priori esta zona sea dentro del contexto de las Cadenas Costeras una de las más interesantes para realizar comparaciones con los modelos desarrollados en el SE de la isla de Cerdeña. El aparente predominio (en términos volumétricos) de los productos de volcanismo explosivo hace que podamos pensar principalmente en comparaciones con el sector septentrional del Gerrei. Es también muy sintomático el hecho de que la mayor presencia de afloramientos de rocas volcánicas ácidas coincida con la disminución de los de exhalitas silíceas de tipo lidita.

Las mineralizaciones de este sector (juntamente con las citadas en el cap. 2.2.1.) y sus relaciones con el volcanismo paleozoico están siendo estudiadas en detalle en la actualidad por otro miembro de nuestro equipo de investigación (Ferrer, trabajos en curso), por lo que a buen seguro en breve dispondremos de información más detallada.

22.2.4.- Presencia de otros posibles yacimientos de tipo Sedex en las Cadenas Costeras Catalanas.

La presencia de yacimientos atribuibles al tipo Sedex en el Sur de las Cadenas Costeras Catalanas también ha sido señalada por MELGAREJO (1987) y MELGAREJO & AYDRA (1988). En este sector están representados principalmente los materiales correspondientes al tramo superior de la sucesión paleozoica (Devónico y Carbonífero).

Los argumentos esgrimidos por MELGAREJO (1987) para propugnar un origen de tipo sedex son coherentes (paragénesis minerales, presencia en el seno de secuencias vulcanosedimentarias y relación directa con volcanismo, relación con tectónica distensiva sinsedimentaria, carácter claramente pretectónico de las mineralizaciones, etc.) con un modelo de estas características, pero al igual que se vió en el caso de las Cadenas Costeras Catalanas con el trabajo de CARMONA (1987) el modelo desarrollado en el Sarrabus no es directamente aplicable, al carecer de los controles tectonoestratigráficos (estudios sedimentológicos detallados que permitan la cartografía precisa de las fracturas que han controlado el ascenso de los fluidos mineralizantes), de un modelo de paleovolcanismo análogamente desarrollado y al

existir notables diferencias en la interpretación paleogeográfica de algunas litofacies fundamentales (como sería el caso de las liditas).

Por otra parte, este sector queda fuera del ámbito de los estudios desarrollados por nuestro equipo, y a diferencia de lo visto en el resto de las Cadenas Costeras Catalanas no hemos realizado controles detallados de ningún tipo, al no haberse desarrollado previamente una campaña de prospección geoquímica sobre la red de drenaje fluvial en esta zona. Por este motivo sería aventurada cualquier consideración realizada al respecto por nuestra parte, y simplemente anotamos la existencia de estas mineralizaciones polimetálicas (ciertamente importantes, en el contexto de las Cadenas Costeras) a beneficio de inventario señalando que la prosecución de los estudios desarrollados (Melgarejo, com. personal) probablemente contribuirá a clarificar los controles tectonosedimentarios de las mineralizaciones.

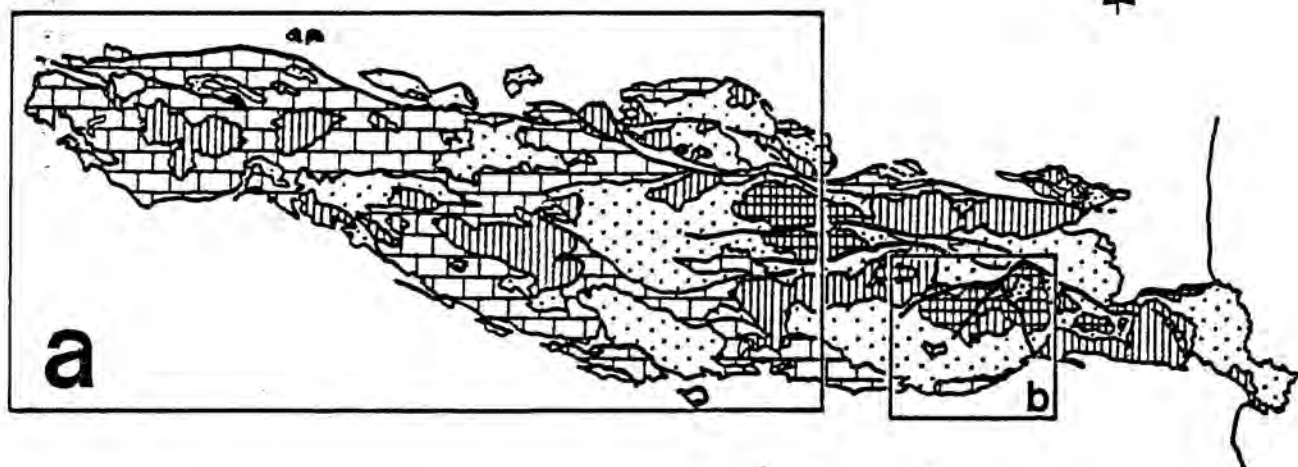
22.3.- Pirineo Centrooriental.

22.3.1.- Mineralizaciones del Cambroordovícico del Pirineo Centrooriental semejantes a las descritas en el cap. 22.2.1. (sector de Vall de Ribes).

En el Vall de Ribes (Pirineo Centrooriental, véase la fig. 261) existen mineralizaciones comparables a las descritas en el cap. 22.2. (AYORA et al. 1986). Se trata de disseminaciones y lentejones de arsenopirita y pirita con Au y minerales de Bi-Ag-Cu-Pb-Zn-W; estas mineralizaciones han sido estudiadas por AYORA (1980), ROBERT (1980), AYORA & PHILLIPS (1981), AYORA et al. (1981) y han sido recientemente atribuidas por AYORA & CASAS (1986) a un modelo genético de tipo Sedex.

La sucesión litoestratigráfica presente en este sector es similar a la presente en el sector norte del macizo de Les Guilleries; es decir, se trata de una sucesión siliciclástica constituida principalmente por términos de granulometría fina, con pequeñas intercalaciones carbonáticas y de rocas volcánicas (basaltos calcoalcalinos y piroclastitas ácidas). La situación tectónica es sin embargo muy diferente a la descrita en Les Guilleries, debido a la superposición de una tectónica de plegamiento polifásica de edad alpina.

AYORA & CASAS (1986) han señalado la existencia de 4 tipos diferentes de mineralización, dos de los cuales son claramente tardíos. Los otros tipos de mineralización corresponden a disseminaciones de As-Au-(Cu-W) en micasesquistos ricos en



- 5
- 4
- 3
- 2
- 1



Fig. 261.- Esquema geológico del Paleozoico en los Pirineos (según ZWART, 1968, simplificado). Sectores comentados en el texto: a/ Provincia plombo-zincífera del Pirineo Central; b/ Mineralizaciones cambroordovícicas de la Vall de Ribes. Leyendas: 1/ Ortogneises. 2/ Cambro-ordovícico. 3/ Silúrico, Devónico y Carbonífero perhercínico. 4/ Materiales posthercínicos. 5/ Granitoides del ciclo hercínico.

ilmenita, y disseminaciones y lentejones milimétricos de pirita con minerales de Pb-As-Au-(Bi-Ag-Cu-Sb-Zn-W) en materiales carbonáticos; éstos serían los dos tipos de yacimientos atribuibles a un modelo Sedex.

La presencia de un volcanismo bimodal y la amplitud de la paragénesis presente son un buen argumento a favor de tal hipótesis, que en nuestra opinión es muy plausible. Sin embargo, los datos disponibles sólo nos permiten sospechar la existencia de una mineralización singenética (sedimentaria o diagenética temprana) en los esquistos ricos en ilmenita, mientras que se puede pensar en la existencia de una mineralización singenética y/o diagenética temprana y/o una sustitución epigenética (tardía respecto a la sedimentación) en el caso de las mineralizaciones contenidas en los materiales carbonáticos.

La posibilidad de que el stock metálico contenido en la totalidad de las mineralizaciones sea singenético es ciertamente sugestiva. Sin embargo hay que recordar que los datos utilizados para el establecimiento de esta hipótesis son esencialmente los mismos que fueron empleados en el pasado para sustentar una interpretación de las mineralizaciones como el producto de una sustitución relacionada con una zonación de aportes metálicos peribatolítica (más o menos telescopada) de edad tardohercínica (AYORA 1980; AYORA et al. 1981; AYORA & PHILLIPS 1981; etc.).

De hecho, si consideramos el único tipo de mineralización claramente singenética (la relacionada con los esquistos ilmeníticos), en el estado actual de los conocimientos podemos sugerir otras génesis al menos tan seductoras como la del tipo Sedex. Por ej., vista la riqueza en ilmenita de las rocas volcánicas próximas a las mineralizaciones, ¿porqué no podríamos estar ante un paleoplacer?.

Como hemos visto en el cap. 21., los estudios desarrollados sobre Sedex antiguos y modernos demuestran la existencia de un amplio rango de temperaturas, salinidades y composiciones de las salmueras mineralizantes. Por lo tanto, los estudios de descripción de paragénesis, de zonaciones metálicas, de paleotermómetros, etc., que en sí mismos son de gran interés desgraciadamente tienen escasa aplicación en la determinación del carácter Sedex de un yacimiento. Para tener la certeza de estar ante un yacimiento de tipo Sedex en un contexto tan tectonizado y metamorfozido deberían caracterizarse las exhalitas acompañantes de la mineralización metálica, realizarse estudios geoquímicos detallados, realizar un estudio detallado de las litofacies siliciclásticas acompañantes (búsqueda de controles sinsedimentarios en la mineralización), etc.

22.3.2.- Mineralizaciones de tipo Sedex en los materiales ordovícico-devónicos del Pirineo Centrooriental (vertientes francesa y española).

En el sector centrooriental del Pirineo existen numerosas explotaciones de Fe-Zn-Pb-Ba en el seno de los materiales paleozoicos ordovícicos, devónicos y (en menor medida) silúricos (véase las figs. 261 y 262). Estos yacimientos fueron conocidos y beneficiados desde muy antiguo, existiendo incluso explotaciones romanas. Inicialmente fueron considerados filones del tipo B-P-G hasta que BERNARD & FOGLIERINI (1964) demostraron en el yacimiento de Pierrefite que se trataba de cuerpos estratiformes concordantes con la estratificación.

Posteriormente otros autores como BOIS et al. (1972) continuaron describiendo las mineralizaciones del distrito (en el sector de Carboire) señalando la coexistencia de mineralizaciones secantes y concordantes con la sedimentación y la presencia en ésta de materiales geoquímicamente especializados, tanto silíceos como cloríticos, que representaban (conjuntamente con las mismas mineralizaciones zincíferas) anomalías en el seno de la sedimentación predominantemente carbonática. Estos autores ya apuntaron la posibilidad de que se tratara de una mineralización mixta relacionada con volcanismo. BESSON (1972, 1973) contribuyó a clarificar la asociación paragenética de los minerales de mena y ganga en Pierrefite, proponiendo una génesis inicial del stock metálico de tipo exhalativo-sedimentario, y describiendo la existencia de removilizaciones posteriormente durante el desarrollo del metamorfismo.

Sin embargo, la presencia de volcanismo activo asociado espacial y temporalmente a la mineralización sólo fue demostrada (en concreto en Pierrefite) a partir del trabajo de DAGALLIER (1973), quien sugirió que se podía tratar de mineralizaciones vulcanosedimentarias del tipo Kuroko.

Durante los años siguientes el BRGM concentró muchos esfuerzos en la investigación de esta provincia zincífero-plombífera.

BOIS et al. (1976) clarificaron en gran medida el modelo de mineralización en el anticlinorio de Pierrefite, reafirmando la coexistencia de mineralizaciones epigenéticas y singenéticas, la relación temporal (Ordovícico Superior) de las diferentes mineralizaciones, la escasa importancia y reducida presencia del volcanismo en la proximidad de las mineralizaciones, y señalando la no pertenencia a un modelo Kuroko, la directa relación de las mineralizaciones con fracturas distensivas activas durante la sedimentación y el estricto control de la paleogeografía por parte de las citadas fracturas.

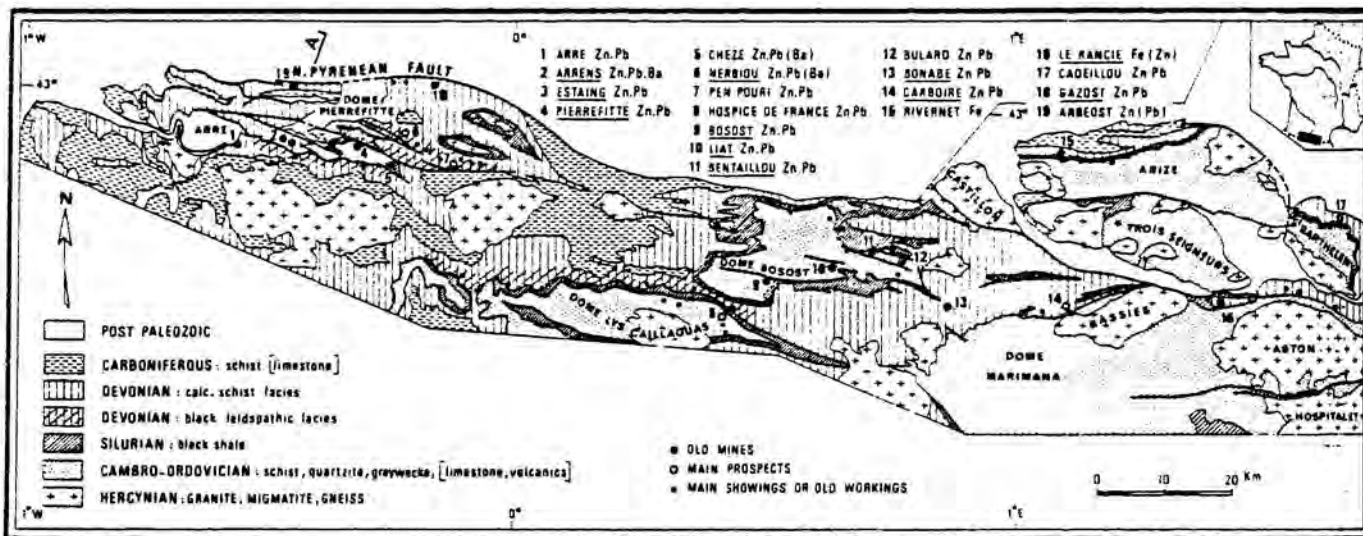
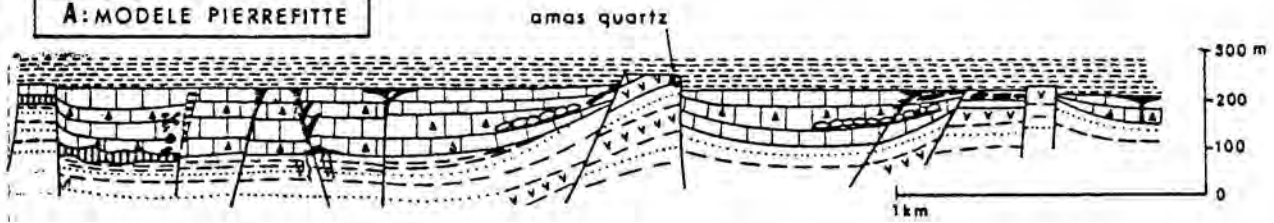


Fig. 262.- Geología y principales mineralizaciones en el Paleozoico del sector central de la zona axial pirenaica (según POUIT & BOIS 1986).

Estos autores también resaltaron la existencia de sedimentos químicos característicos (cuarzo, ankerita, siderita, cloritas, celsiana, etc.) y la presencia de un cortejo de minerales metálicos minoritarios (que acompañan a la mineralización principal constituida por pirita, pirrotina, magnetita, ilmenita, esfalerita, galena, y calcopitita) entre los que se pueden señalar los sulfuros, los sulfoarseniuros y los sulfoantimoniuros de Fe (arsenopirita, lollingita), de Ni y Co (breithauptita, gersdorfita, cobaltita, saflorita, rammelsbergita, ullmannita, niquelina, linneita-bravoita y pentlandita), de Ag (polibasita, cobres grises, dycrasita, freibergita, proustita, pirargirita, etc.) y finalmente la presencia de casiterita en inclusiones en el interior de la esfalerita.

Fig. 263.- Tres modelos mostrando las relaciones entre la paleogeografía y las mineralizaciones de Zn (Pb) del Ordovícico del Pirineo Central (según POUIT, 1978).

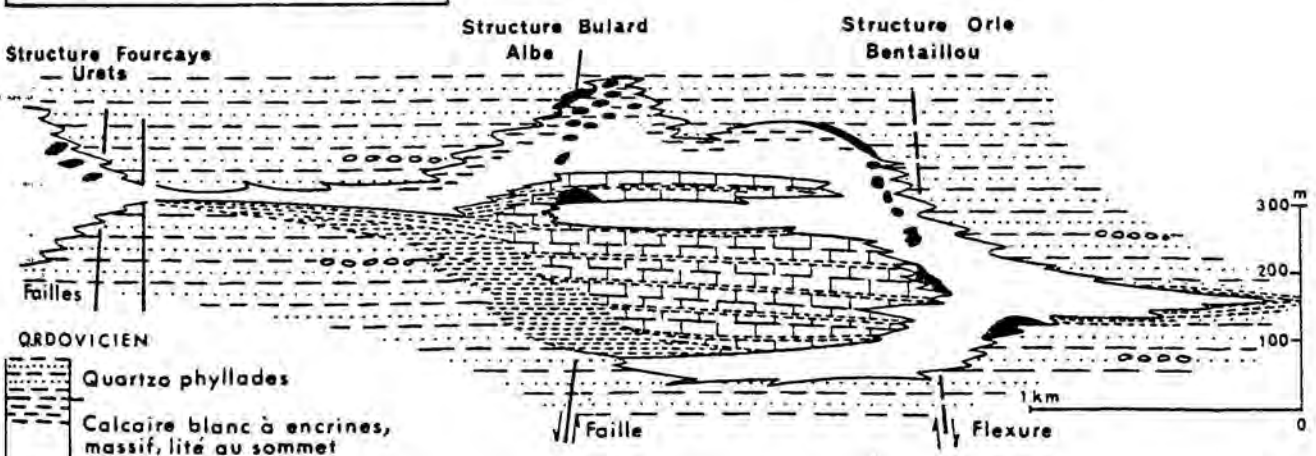
A: MODELE PIERREFITTE



- SILURIEN : Schistes carburés
- ORDOVICIEN (unité sup) volcano sédimentaire
- Pillow lavas
- ORDOVICIEN (unité inf) quartzo phyllades
- rhyolites

- Filons disséminés
- Filons coiffés d'amas
- Couche
- Amas et filons ankéritiques
- Stockwerk quartz

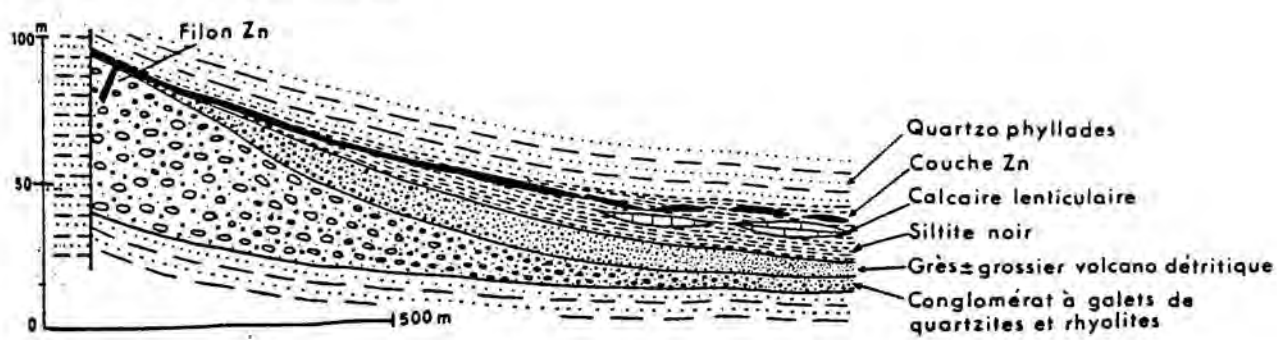
B: MODELE BENTAILLOU_BULARD



- ORDOVICIEN
- Quartzo phyllades
 - Calcaire blanc à encrines, massif, lité au sommet
 - Calcaire noir, tuf carbonaté
 - Siltite et tuf noirs
 - Quartzo phyllades, lentille conglomérat

- Couche
- Amas péneconcordants ou sécants

C: MODELE PALE DE RASE



- Quartzo phyllades
- Couche Zn
- Calcaire lenticulaire
- Siltite noir
- Grès grossier volcano détritique
- Conglomérat à galets de quartzites et rhyolites

Estas paragénesis minerales (que en buena medida recuerdan las características del tipo "Filone argentífero" del Sarrabus, véase el cap. 15) son relativamente frecuentes en las mineralizaciones de la provincia, tanto en el caso de las ordovícicas como en el de las devónicas.

El trabajo de POUIT (1978) es un primer intento de síntesis de la tipología de mineralizaciones presentes a lo largo del distrito. Destaca en este trabajo la claridad con la que se relacionan estas mineralizaciones con otras de tipo Sedex (de simultánea definición, como las del Proterozoico australiano) y la exposición de su rasgo común a escala de provincia: se trata de mineralizaciones proximales, pero no en relación a volcanismo sino a las fracturas sinsedimentarias activas (véase la fig. 263). Como corolario a esta observación, las mineralizaciones no aparecen en las zonas de graben profundo, sino normalmente asociadas a los bordes de horst o directamente en éstos, y se puede distinguir la existencia de una sedimentación característica en los bordes de horst.

Este último aspecto es desarrollado en el trabajo de POUIT & ALSAC (1978), resaltando además de la presencia de abundantes evidencias de desestabilización en el seno de los materiales siliciclásticos la abundancia de productos volcanoderivados más o menos reelaborados en los sectores de borde de domo, los cuales aparecen frecuentemente relacionados con mineralizaciones.

En el trabajo de POUIT et al. (1979) se completa la síntesis de la provincia, señalando la reiterada aparición de niveles mineralizados en el seno de la columna litoestratigráfica (véase la fig. 264). Igualmente se resalta que las mineralizaciones devónicas se caracterizan (respecto a las ordovícicas) por aparecer en el seno de una sedimentación más marcadamente carbonática, por una mayor extensión y continuidad de las mineralizaciones estratiformes en detrimento de las singenéticas, por una mayor presencia de Ba, y por una asociación de minerales minoritarios (de Ni, Co, Sn, Ge, etc.) más pobre cualitativa y cuantitativamente.

Los trabajos de BRAUX et al. (1979), POUIT (1986) y POUIT & ALSAC (1986) abundan en completar la reconstrucción del modelo de tipo Sedex, mediante la descripción detallada de diferentes

Fig. 264.- Esquema de la disposición de los diferentes niveles mineralizados en el Paleozoico del Pirineo Central (según POUIT et al. 1979).

yacimientos. En conjunto todos estos trabajos de autores franceses constituyen un ejemplo magnífico de estudio completo de los yacimientos de una extensa provincia metalogenética integrando los diferentes procesos que han intervenido en la génesis de la mineralización, y muy en especial la tectónica distensiva y la sedimentación.

La reconstrucción paleogeográfica desarrollada constituye un ejemplo de cómo este estudio puede llevarse a cabo incluso en el seno de zonas intensamente tectonizadas y metamorfozadas, dado que aunque la deformación (pliegues, escamas, etc.) suele actuar retomando las fracturas de zócalo preexistentes en superficie raramente coincide totalmente la superposición de las estructuras tectónicas generadas (véase BOIS et al. 1976, p. 565 y trabajos posteriores).

Por lo que se refiere a la interpretación de campañas de prospección geoquímica ya fue indicado anteriormente que hemos tenido acceso a poca información. El trabajo de FDEZ. TURIEL (1983) estudió las dispersiones geoquímicas secundarias (y las dispersiones mineralógicas) en los sedimentos de la red de drenaje del curso superior del río Garona (Vall d'Aran, en la vertiente española de los Pirineos). Parte de los resultados obtenidos en dicho trabajo han sido posteriormente recogidos en FDEZ. TURIEL et al. (1986).

Por lo tanto, este estudio de prospección geoquímica en la escala estratégica abarca en parte el sector estudiado por Pouit y sus colaboradores, y permite tener una idea de la respuesta de las mineralizaciones Sedex relacionadas con los niveles ordovícicos y devónicos del Pirineo Centrooriental.

Es interesante recordar al respecto que las condiciones climáticas y orográficas son netamente diferentes a las usuales en el contexto geográfico de las Cadenas Costeras Catalanas, con mayores desniveles, una mayor intensidad de precipitaciones, una temperatura media sensiblemente inferior, una cobertura vegetal totalmente diferente y la constante existencia de procesos de disgregación mecánica de las rocas por acción del hielo en la estación invernal. Además, existen otros factores locales dignos de mención (como por ej., existencia de fondos de valles con abundante presencia de encharcamientos, suelos muy bien desarrollados y abundancia de materia orgánica). Todos estos factores pueden afectar a los metales en los procesos de dispersión geoquímica secundaria.

Sin embargo, a pesar de estas diferencias la efectividad de la campaña de prospección geoquímica en este sector pirenaico fue satisfactoria, y la respuesta en anomalías muy similar a la obtenida en las Cadenas Costeras.

Las mineralizaciones estratiformes contenidas en el seno de los materiales cambroordovícicos produjeron la existencia de una asociación de anomalías de Zn, Pb, Cu, Cd, Ag, Ni y Co. Se trata de anomalías extensas e intensas. Otro tanto podría decirse de las anomalías asociadas a las mineralizaciones de Zn (Pb) contenidas en los materiales carbonáticos devónicos del sinclino-rio de la Vall d'Aran caracterizadas por la asociación de Pb, Cu, Ag, Co, Ni, Mn, Fe, además de por los correspondientes mapas unielementales; las litofacies de lutitas grafitosas silúricas ofrecen igualmente una respuesta diferenciada en las dispersiones geoquímicas secundarias (FDEZ.TURIEL 1983, FDEZ.TURIEL et al. 1986). También existen ligeras variaciones regionales en la asociación de anomalías correspondientes a cada una de estas mineralizaciones, y en conjunto podríamos repetir lo dicho en los capítulos precedentes respecto a la respuesta geoquímica de las mineralizaciones de tipo Sedex.

22.3.3.- Indicios en otros sectores.

Además de las mineralizaciones comentadas en los caps. 22.3.1. y 22.3.2. existen otras probablemente comparables en sector oriental de los Pirineos situado al este de Vall de Ribes. AYORA & CASAS (1985) han señalado la existencia de mineralizaciones polimetálicas (Pb-Zn-Cu-As-Bi) comparables a las de Vall de Ribes, indicando un posible origen de tipo Sedex. Existen otros indicios sulfurados por ej. en la zona de Llangà-Port Bou, donde se conocen indicios interesantes y está bien representado en el seno de los materiales siliciclásticos un vulcanismo ácido en facies comparables a las descritas en el Sarrabus. Sin embargo, hoy por hoy desconocemos la entidad real de las mineralizaciones presentes y su tipología detallada.

22.4.- Isla de Cerdeña.

Tal como ha sido señalado en el cap. 3 los materiales paleozoicos de la isla de Cerdeña pueden ser clasificados en dos grandes sectores, el situado al SW del graben terciario del Campidano (Iglesiente-Sulcis y sectores anejos) y el situado al NE del citado graben, con afloramientos mucho más extensos.

En este segundo sector podemos distinguir tres zonas principales: la zona de la Nurra en el extremo NW de la isla, el Sarrabus-Gerrei en el sector SE y entre ambos y los afloramientos de los granitoides tardihercínicos (que ocupan principalmente el NE de la isla), el sector central de la isla (véase la fig. 265). Ya se señaló en el cap. 2. que este sector central de la isla ha sido intensamente estudiado por los investigadores del Istituto di Giacimenti Minerari de Cagliari a lo largo de los últimos 15 años.

En este capítulo comentaremos brevemente las características metalogenéticas de estos sectores, refiriéndonos principalmente a la bibliografía existente. Por lo que se refiere al sector del Sarrabus-Gerrei nos remitimos directamente a todo lo dicho previamente en esta tesis (Sarrabus) y en especial a lo señalado en el cap. 20.4. (evolución de paragénesis que se produce en el tránsito desde el sur hacia el noreste).

En lo que se refiere a la respuesta de las mineralizaciones paleozoicas atribuibles a los tipos vulcanogénico y/o Sedex en forma de dispersiones geoquímicas secundarias en los sedimentos de la red de drenaje fluvial, podemos indicar que es buena y en líneas generales comparable a la descrita en los caps. precedentes en España.

La isla de Cerdeña fue completamente explorada por parte del Ente Minerario Sardo mediante una campaña de prospección geoquímica en la escala estratégica, en el marco del "Programma Generale straordinario di ricerca", y posteriormente numerosas zonas anómalas fueron reestudiadas en una escala táctica. No procederemos aquí a un comentario detallado de los resultados, remitiendo directamente al lector a los trabajos de MARCELLO et al. (1978 b, c; 1980).

22.4.1.- Mineralizaciones del sector central de la isla.

En el sector central de la isla existen numerosas mineralizaciones de Pb,Zn,Cu,Fe, etc., que han sido conocidas y explotadas desde antiguo, en especial en los alrededores de Gadoni. BALDRACCO (1854) ya hacía referencia a alguno de los indicios. Se

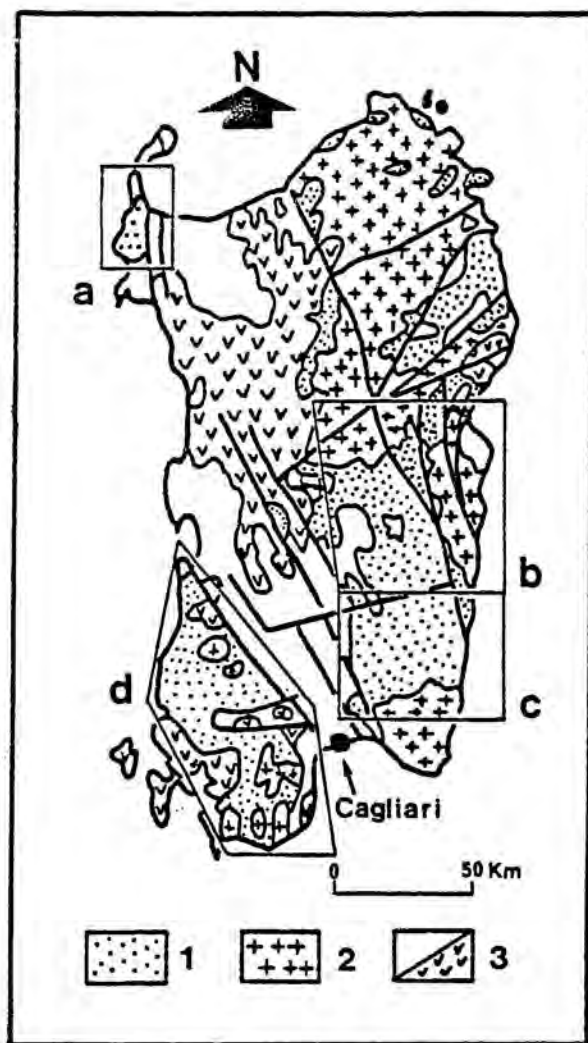


Fig. 265.- Situación de los diferentes sectores considerados en el comentario de las mineralizaciones vulcanogénicas y/o Sedex de la isla de Cerdeña; a/ Nurra; b/ Sector central de la isla; c/ Sarrabus-Gerrei (SE de la isla); d/ Iglesias-Sulcis y sectores ajenos (Fluminese, alrededores del Arcuentu, etc.). Leyenda: 1/ Materiales volcánicos y sedimentarios paleozoicos. 2/ Granitoides tardihercínicos. 3/ Materiales postpaleozoicos (el sector tramado corresponde a las rocas volcánicas terciarias y cuaternarias).

trata en general de numerosos cuerpos lenticulares (es decir, discontinuos) de reducidas dimensiones, del orden de 10.000 t de mena como máximo; sólo en Funtana Raminosa han sido explotados lentejones de dimensiones un poco más importantes, del orden de algunos centenares de miles de t de mena (ZUFFARDI, 1969).

TARICCO (1911) describió numerosos indicios de sulfuros, resaltando su relación con granatitas y rocas carbonáticas más o menos metamorfizadas, y atribuyendo la génesis de las mineralizaciones a procesos de metasomatismo asociados a la intrusión de diques y/u otros cuerpos ácidos (en general claramente postectónicos).

Este modo de ver las cosas fue confirmado plenamente en los trabajos de DESSAU (1937) sobre las mineralizaciones de Funtana Raminosa y OGNIBEN (1959) sobre las de Correboi, e incluso en tiempos modernos por Dessau (en DESSAU et al., 1982) de nuevo en el caso de las mineralizaciones de Correboi. Los ejemplos de mineralización claramente sinsedimentaria (con fracturas sinsedimentarias fosilizadas por la misma sedimentación, estructuras gradadas, microslumping en los niveles de sulfuros, etc.) citados en los trabajos de OGNIBEN (1959) y DESSAU et al. (1982) son atribuidos a un perfecto metasomatismo selectivo de determinados horizontes sedimentarios.

Hay que entender estas interpretaciones en un contexto histórico marcadamente plutonista para las interpretaciones de la mayoría de las mineralizaciones sardas, consolidado durante casi un siglo, y teniendo en cuenta que muchas de las mineralizaciones presentes en el sector central de la isla presentan un encajante de tipo skarnoide y paragénesis de minerales metálicos propias de temperaturas elevadas (en general por encima de los 200-250 °C).

Sin embargo, este estado de cosas comenzó a cambiar a partir del "Symposium sui problemi geo-minerari sardi" (Cagliari, 1965). A partir de ese momento (en gran medida ante las evidencias proporcionadas por la geoquímica isotópica) se aceptó el carácter sedimentario y estratoligado de las mineralizaciones de la plataforma cámbrica del Iglesias-Sulcis, hecho que ya había sido señalado previamente sin éxito desde finales de los años 50 por parte de diferentes investigadores italianos, alemanes y franceses.

Fuera del contexto de la plataforma carbonática cámbrica, los trabajos de VIOLÒ (1966, 1967) y PRETTI (1967) en el Gerrei meridional (SE de la isla), de SOLA (1967) en Perda s'Oliu (Fluminese, SW de la isla) y el trabajo de síntesis de ZUFFARDI (1967) demostraron con un detallado estudio morfológico y textural la existencia de mineralizaciones claramente estratiformes en los materiales siluro-devónicos de casi toda la isla. Ante la aparente ausencia de relación directa con volcanismo, en todos estos trabajos se sugiere la existencia de un proceso metalogénico relacionado con procesos pedológicos (léase procesos bio-rexistácicos en el sentido popularizado por Erhart), y de un posterior proceso metamórfico que habría provocado la recristalización de la mineralización y su encajante.

En el caso concreto de las mineralizaciones del sector central de la isla, BAKOS & ZUFFARDI (in ZUFFARDI, 1967) señalan incluso la existencia de un marcado control paleogeográfico (línea de costa y presencia de un paleogolfo) en el caso de las mineralizaciones de Correboi. ZUFFARDI (1969) resaltó la posibilidad de que este tipo de yacimientos estuvieran genéticamente relacionadas con volcanismo. PADALINO (1973) abunda en la descriptiva de estas mineralizaciones (señalando su estrecha asociación con las liditas) y en el razonamiento de su claro control paleogeográfico y su posible origen exclusivamente sedimentario, dada la carencia de intercalaciones volcánicas significativas en el sector.

En el trabajo de GARBARINO et al. (1976 a) se describe por primera vez la existencia de importantes intercalaciones volcánicas y volcanoderivadas en el seno de las secuencias ordovícico-silúricas del sector central de la isla. Estos autores resaltaron la estrecha relación entre el volcanismo, la morfología de la cuenca (existencia de paleorrelieves volcánicos), la sedimentación y la mineralización, y el hecho de que ésta (al menos en parte) se debería a la irrupción del volcanismo en la cuenca con el aporte de elementos previamente casi inéditos en la metalogé-
nia cámbrica sarda como el Cu y el F.

Estos autores señalan también la existencia de un único nivel mineralizado de morfología lentiforme, con carácter de skarnoide (granates, anfíboles, epidota, clorita, cuarzo, fluorita -hasta un 15-20 % del total en algunos casos- y sulfuros) que constituye, a pesar de las discontinuidades inherentes a su morfología, un horizonte-guía litoestratigráfico.

GARBARINO et al. (1976 b) continúan la descripción detallada de las mineralizaciones, señalando que el contexto geotectónico en que se ha desarrollado corresponde a un paleomargen con volcanismo activo durante del desarrollo de la sedimentación ordovícico-silúrica, y señalan la existencia de una zonación entre las paragénesis presentes en términos paleogeográficos similares a los del modelo Kupferschiefer (Fe-Cu en los medios deltaicos y Pb-Zn en los marcadamente marinos). En este trabajo también se señala el carácter relativamente selectivo del metamorfismo en los skarnoides mineralizados, atribuyendo la mayor actividad de metamorfismo térmico al ciclo volcánico de edad "caledónica".

PADALINO et al. (1978) señalan la existencia de canales de aporte de los metales en el seno de las rocas volcánicas y consecuentemente redefinen la mineralización del sector central de la isla dentro de un modelo claramente vulcano-sedimentario, en un contexto geodinámico propio de un paleomargen en proceso de separación.

MAZZELLA et al. (1979) señalaron la existencia de una importante dispersión geoquímica primaria de F en los sedimentos de la secuencia ordovícico-silúrica tanto en el sector central de la isla (Barbagia) como en el SW (Fluminese), dispersión que sería correlacionable con la aparición del volcanismo en la cuenca.

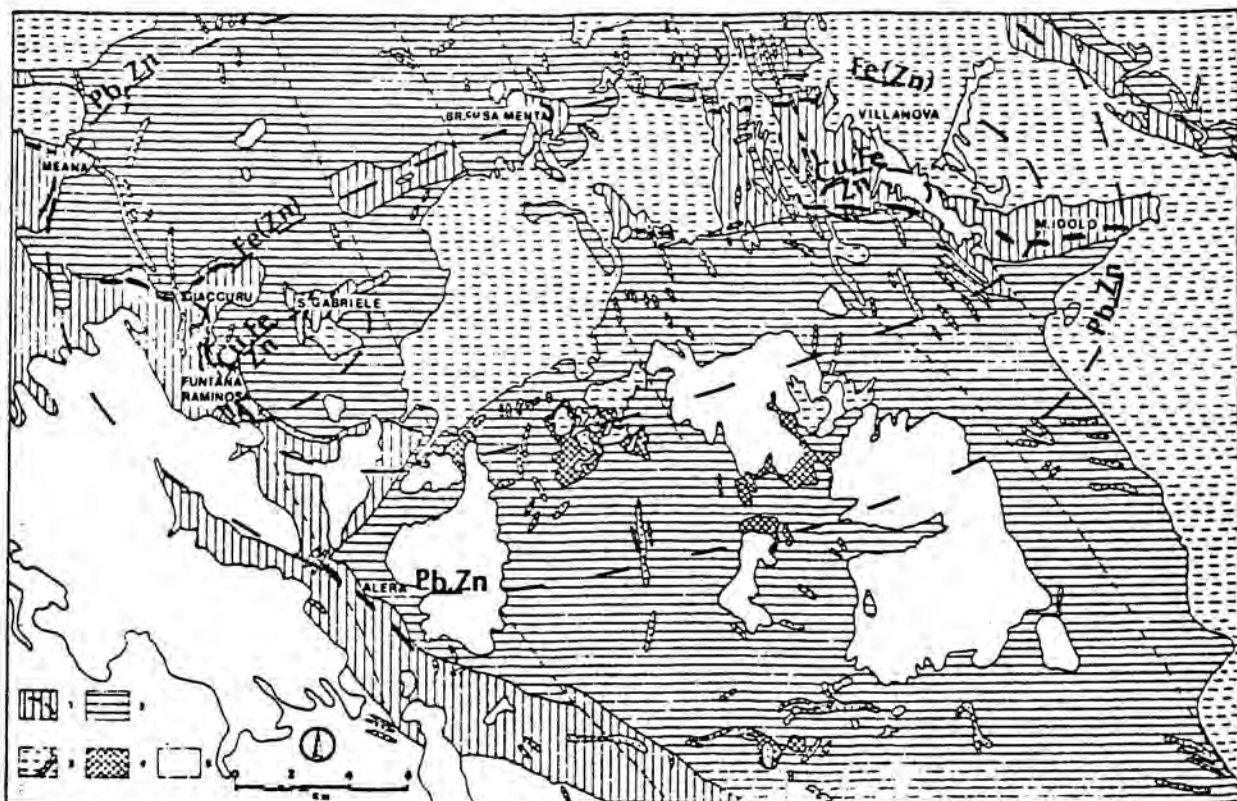
GARBARINO et al. (1980) señalan que ya desde el Ordovícico existió un proceso de rifting desarrollado con actividad a pulsaciones, entre las cuales podría existir incluso algún episodio compresivo (con las consiguientes modificaciones en la evolución del volcanismo).

En este contexto, el horizonte de skarn mineralizado parece representar el último episodio (hidrotermal) del ciclo volcánico, y las mineralizaciones pueden constituir un fenómeno de reemplazamiento sobre el fondo marino cerca de los centros volcánicos donde la actividad fumarólica se manifestaba dentro de un modelo sedimentario-exhalativo similar al enunciado por OFTEDAHL (1959). Al haberse producido este proceso al inicio de la sedimentación carbonática este hecho se reflejaría en las paragénesis calcosilicatadas de los skarns. En este trabajo también se ofrece un esquema de las zonaciones metálicas reconocidas en el sector central de la isla (véase la fig. 266).

GARBARINO et al. (1981) sugieren la posibilidad de la existencia de un ambiente de arco volcánico localizado, con la evolución en el tiempo y en el espacio (migración de sur a norte) del volcanismo ácido desde el Sarrabus hacia el sector central de la isla.

Esta hipótesis implicaría que mientras en el Sarrabus la actividad volcánica (ácida) correspondería al Ordovícico Superior, en el sector central de la isla sería algo más moderna y evolucionaría desde los términos riolíticos del Sarrabus hasta las andesitas en el sector central. Esta evolución química comportaría la variación de las paragénesis minerales asociadas al vulcanismo, dentro de un modelo de mineralización asociada a arco volcánico. En este planteamiento queda ya comprendido implícitamente que el stock metálico es aportado prácticamente de un modo exclusivo por el volcanismo ácido-intermedio calcoalcalino.

Finalmente, en GARBARINO et al. (1982, 1984) se ofrece un resumen sintético de la investigación realizada en los años precedentes, complementada con los mapas metalogenéticos y de un detallado inventario de indicios, así como el litogeoquímico a malla aproximadamente regular realizado en una escala estratégica. Todos estos datos confirman la existencia de dos tipos de paragénesis principales, a saber Fe-Zn-Cu y Zn-Pb, o dicho de otra manera, la existencia de una aparente incompatibilidad entre



Geological map of Central Sardinia area.

1. Ordovician-Silurian sequence along with the ore-bearing horizon - 2. Low Carboniferous sequence (so-called „post-Gothlandian”) - 3. Hercynian magmatism („granites” and dikes) - 4. Permo-Triassic cover - 5. Jurassic sub-horizontal sediments of platform (limestones, marls and dolomites).

Fig. 266.- Esquema de la zonación metálica en las mineralizaciones estratiformes del sector central de la isla de Cerdeña (según GARBARINO et al. 1980).

la asociación Fe-Cu y el Pb en las paragénesis. Este hecho puede obviamente ser aplicado en prospección minera en la escala táctica.

22.4.2.- Mineralizaciones del sector NW de la isla (Nurra).

En la Nurra existen importantes mineralizaciones estratiformes del tipo "hierro oolítico". Estas mineralizaciones tienen un volumen considerable (los datos disponibles hablan de 6-10 millones de toneladas de mena, con leyes relativamente elevadas), y afloran a lo largo de los dos flancos de un sinforme, a su vez recientemente identificado como el flanco inverso de un gran pliegue de tipo pennínico (CARMIGNANI et al. 1979 a).

Los niveles ferríferos aparecen interestratificados en el seno de una sucesión metamórfica que comprende rocas sedimentarias siliciclásticas, gneises y (en las proximidades de las mineralizaciones) rocas volcánicas básicas. Atendiendo a la sucesión litológica presente la edad de estos materiales metamórficos podría corresponder a un lapso de tiempo comprendido entre el Ordovícico y el Devónico.

Estos yacimientos son bien conocidos desde el trabajo de FRANCHI (1910). Este autor describió con claridad el carácter sedimentario de la mineralización, tanto en la escala macroscópica (interestratificaciones con los materiales siliciclásticos) como en la microscópica (textura oolítica predominante). Además describió correctamente la mineralogía de los oolitos, con bandas concéntricas alternantes de leptoclorita (cloritas ferríferas y/o chamositas s.str.), magnetita y (en menor medida) siderita.

En su completa descripción del yacimiento FRANCHI (1910) señaló la existencia de rocas volcánicas básicas en las inmediaciones de la mineralización (así como el abundante contenido en magnetita y otros minerales férricos en éstas) y la existencia de transformaciones mineralógicas (principalmente neoformación de magnetita) debidas a la acción del metamorfismo. Por lo que se refiere a la génesis, este autor consideró la posibilidad de exhalaciones hidrotermales (lo que es ciertamente sorprendente, dada la época de realización del trabajo), sin considerarla de todos modos estrictamente necesaria para poder justificar las características del yacimiento.

Poco después (STELLA, in TESTA, 1921 b) la hipótesis de formación del yacimiento ferrífero a partir de un proceso hidrotermal-exhalativo relacionado directamente con el volcanismo básico parecía confirmada.

Ya en tiempos más recientes, DI COLBERTALDO & VENERANDI (1962) realizaron un detallado estudio del yacimiento reafirmando el carácter sedimentario-exhalativo del yacimiento estratiforme, relacionándolo con la existencia de actividad distensiva submarina, y describiendo una segunda mineralización de menor importancia, consistente en la existencia de sulfuros (galena, esfaleri-

ta, pirrotina, arsenopirita, calcopirita, ...) en el seno de las rocas volcánicas básicas. Esta mineralización está relacionada con la actividad volcánica básica intrusiva, es hidrotermal y también está asociada directamente a la existencia de fracturas sinsedimentarias (op.cit. p. 88).

Por lo tanto, podemos resumir que ha sido detalladamente descrita en la Nurra una mineralización exhalativo-sedimentaria estratiforme (oxidada: magnetita, ilmenita, rutilo, siderita, chamosita,...) de Fe, asociada a la existencia de volcanismo, acompañada de una segunda mineralización sulfurada epigenética de importancia mucho menor, igualmente relacionada con el volcanismo básico. El stock metálico es importante, pero económicamente inexplorable por la escasa potencia media de las mineralizaciones y el alto contenido en P de las menas.

Existen otras mineralizaciones en este sector (Pb, Zn, Sb, etc.) pero aparentemente se trata de cuerpos filonianos tardíos respecto al ciclo hercínico.

22.4.3.- Mineralizaciones del sector SW de la isla (Iglesiente-Sulcis y zonas anejas).

22.4.3.1.- Mineralizaciones contenidas en los materiales cámbricos.

Las mineralizaciones contenidas en el seno de la plataforma carbonática cámbrica han sido clasificadas dentro del tipo Mississippi Valley-Bleiberg-Silesia desde finales de los años 60 (ZUFFARDI, 1969; GANDIN et al. 1973; VIDLO 1974; FANNI et al. 1981; BONI 1985, etc.), y por lo tanto no entran directamente dentro del campo de nuestro estudio.

Sin embargo, algunos autores como ZUFFARDI (1969) ya señalaron la existencia de algunas mineralizaciones (principalmente en el Sulcis) que por sus texturas (claramente sedimentarias) y por sus paragénesis podrían ser atribuidas a una génesis volcano-sedimentaria, recordando que por otra parte eran conocidos desde muy antiguo algunos cuerpos atribuibles a actividad subvolcánica en el seno de los materiales cámbricos mineralizados (véase por ej. FERRARIS, 1903).

Muchas de estas mineralizaciones un tanto diferenciadas de las paragénesis normales sulfuradas con Pb-Zn-Ba-Fe-(Ag) aparecen en las proximidades de granitoides tardihercínicos intrusivos, hecho que ha provocado la recristalización de la menas y encajantes (véase por ej. URAS et al. 1965); este tipo de mineralizaciones fueron clásicamente consideradas como el producto de metasomatismo asociado a la intrusión de estos granitoides. Entre

algunos de los yacimientos típicos de este tipo podemos señalar los del llamado "Grupo Rosas" (Rosas, Sa Marchesa, Sa Duchesa, Monte Tamara) en el Sulcis.

En uno de ellos (Sa Marchesa, en las cercanías de Acquacada, Sulcis) hemos realizado un estudio de detalle a título de comparación, dadas sus similitudes con las mineralizaciones de tipo Sant Martí Sacalm (sector norte de las Cadenas Costeras Catalanas, véase el cap. 22.2.1.3.). Este yacimiento es bien conocido tanto por lo que se refiere a la morfología de la mineralización sulfurada (PRUNA, 1965), como por lo que se refiere a la mineralogía (VENERANDI 1971).

En Sa Marchesa la mineralización explotada está constituida principalmente por Zn-Pb-(Cu). La relación Zn/Pb va de 7:3 a 3:2 (PRUNA 1960, PRUNA 1965) dependiendo de la zona en cuestión y de la época de explotación.

Las menas explotadas en los últimos tiempos de actividad de la mina no presentaban en general leyes más altas de un 6 % de metal contenido (Pb-Zn-Cu); en ellas además de Zn y Pb en las relaciones antes indicadas se encontraba el Cu con valores del 0,25 % (localmente llegando al 0.8 %), pero disponemos de informes inéditos que indican valores mucho mayores de Cu para las menas oxidadas presentes en el techo de la metalización, objeto de explotación en los primeros tiempos de actividad de la mina.

Estos tres metales se hallan en forma de esfalerita, galena y calcopirita; cantidades menores de Cu se presentan en forma de tetraedrita, bornita y enargita (e igualmente calcoxina y covellina en las zonas de oxidación).

En las décadas de 1910 y 1920 fueron explotados carbonatos de Pb y Zn en forma de lentejones estratoligados (BORGHESAN, 1936). Otros minerales como la pirita, la pirrotina y la magnetita (en diferentes zonas) pueden ser localmente importantes, especialmente cuando la mineralización aparece en forma de sulfuros masivos. Existen también concentraciones locales bastante importantes de fluorita.

Los concentrados industriales que se obtenían en las últimas décadas de explotación de la mina contenían también 800 gr. Ag/Tm. y 100 gr. Bi/Tm. (en los concentrados de galena) y 3800 gr. Cd/Tm. y 150 gr. Co/Tm. (en los concentrados de esfalerita). (PRUNA 1965). La plata está relacionada con la existencia de minerales de la serie matildita-schappbachita intimamente incluida en la galena. El Bi aparece en forma de Bi nativo (muy frecuente en inclusiones y pequeñas venillas en el interior de la galena, la calcopirita y la pirrotina), y el Cd y el Co están probablemente incluidos en la estructura reticular de la esfalerita, debido a la significativa escasez de cobaltina y la ausencia de minerales

de Cd característicos. Otros metales presentes en cantidades menores son Sb, Ni (niquelina, mackiwanita), Sn (como stannina) y Mo (como molibdenita) (VENERANDI, 1971).

La scheelita se encontró a finales de los años 60 en las escombreras de la mina (VALERA & ZUFFARDI 1968). Algunas muestras seleccionadas que fueron analizadas en el laboratorio químico de la mina de Monteponi (datos inéditos) ofrecieron valores máximos del 1.2 % en WO₃, pero en general este mineral aparece sólo como un mineral accesorio en la metalización.

El yacimiento de Sa Marchesa fue clásicamente interpretado como un skarn. BORGHESAN (1942, p.53) clasificó la metalización como genéticamente pneumatolítica, y más concretamente como perteneciente al tipo "pirometasomático en el contacto caliza-esquistos o caliza-diabasa". Este autor aplicaba el término "diabasa" a la "roccia verde" de los mineros, que contenía la metalización (op.cit., pp.53-54), y también clasificó esta roca verde como hornfels por comparación con otras rocas del SE de Cerdeña denominadas así por A.Cavinato (BORGHESAN 1936). De hecho, las citadas rocas del SE de Cerdeña tienen un origen volcánico ("Quarzite del Sarrabus", véase cap. 6.4.).

Desde ese punto de vista, el origen de la metalización estaba relacionado con los granitoides tardohercínicos, los cuales por otra parte no afloran ni en superficie ni en las galerías (el afloramiento más cercano aparece 4 Km. al sur, en el sector de Monte Tamara). Esta opinión fue también defendida por VALERA & ZUFFARDI (1968, 1970) y VALERA (1970) cuando por primera vez describieron la presencia de scheelita en la mina.

Esta hipótesis genética ha continuado teniendo partidarios en tiempos recientes; VENERANDI (1971) sugirió un origen termometamórfico (isoquímico) para la "roccia verde" singenético con la metalización de molibdenita-hematites-magnetita (y quizás también con la scheelita, que esta autora no encontró a lo largo de su estudio), y un origen epigenético-hidrotermal de media-alta temperatura para la mineralización económica (esfalerita-galena-calcopirita y minerales accesorios acompañantes), basándose principalmente en la presencia de algunas paragénesis minerales, como la existencia de exsoluciones de mackinawita.

De cualquier modo, el carácter estratoligado de la mineralización es generalmente aceptado, excepto por V.PRUNA (1965), quien indicó en una clara confusión entre foliación sedimentaria y esquistosidad que la metalización sulfurada era singenética a esta última, y propuso un control tectónico de la metalización (con respecto a fracturas tardías).

La primera referencia de la "roccia verde" de Sa Marchesa como un nivel estratigráfico "en perfecta analogía con otros existentes en las minas del Iglesias" se debe a E.PRUNA (1960).

PRETTI et al. (1978) señalaron en la metalización económica (Pb-Zn-Cu) un carácter estratoligado relacionado con un paleokarst temprano originado como consecuencia de una emersión relacionada con la "fase sarda" de orogénesis. Posteriormente se habría desarrollado sobre este paleokarst el metamorfismo térmico inducido por la intrusión de los granitoides tardohercínicos.

Finalmente, BONI et al. (1981) describieron la existencia de tectónica distensiva sinsedimentaria a lo largo del Cámbrico, y la creación de una sedimentación especial ("slumps" y deslizamientos en un sentido amplio, brechas intraformacionales y metalización sinsedimentaria relacionada con estas brechas) en relación con dicha tectónica. No obstante, todos los trabajos modernos (VALERA & ZUFFARDI 1968, 1970; VALERA 1970; VENERANDI 1971, PRETTI et al. 1978, BONI et al. 1981) consideran más o menos explícitamente que el tungsteno está relacionado con un aporte epigenético tardío relacionado con los granitoides tardohercínicos.

Se conoce igualmente desde el trabajo de BORGHESAN (1936) la existencia de diferentes filones de pequeñas dimensiones constituidos principalmente por baritina y cuarzo, y enriquecimientos locales de sulfuros (principalmente galena), que atraviesan la "roccia verde" mineralizada, y que todo el mundo coincide en calificar como removilizaciones muy tardías de la mineralización principal.

Como se ha visto en este sucinto repaso de la evolución de las hipótesis genéticas sobre el origen de las mineralizaciones de Sa Marchesa, la "roccia verde" ocupa un lugar privilegiado como foco de polémicas. Esta "roccia verde" está constituida por silicatos, minerales calcosilicatados y carbonatos (para descripciones detalladas, véase los trabajos de VENERANDI (1971) y PRETTI et al. (1978)) y ocupa tanto disposiciones estratiformes como otras zonadas claramente epigenéticas de tipo skarn, conjuntamente con la mineralización sulfurada de Pb-Zn-Cu contenida principalmente en dicha "roccia verde".

De hecho, por lo que se refiere a la "roccia verde" en disposición estratiforme BONI et al. (1981) han demostrado que constituye en parte la matriz de las brechas sinsedimentarias. Estas brechas sinsedimentarias constituyen el equivalente local del Mb. "Calcare nodulare" (una caliza de tipo griotte) de la Fm. de Cabitza (Cámbrico medio), y su matriz presenta composiciones variables entre los polos carbonático, sulfurado (metalización económica) y la citada "roccia verde".

Por nuestra parte, el estudio detallado ha permitido reconocer la mineralización de sulfuros, fluorita y scheelita tanto con características de skarn (sector interior del yacimiento) como con carácter netamente estratiforme, en forma de cemento en las brechas, en clastos de caliza litificada en el momento de

formación de las brechas sinsedimentarias, y en forma de clastos blandos (de sulfuros, como scheelita diseminada en motas en clastos blandos carbonáticos, etc.). Nuestras observaciones coinciden plenamente con lo señalado por BONI et al. (1981) por lo que se refiere al contexto sedimentológico de la mineralización, añadiendo a ellas el hecho de la presencia de scheelita sinsedimentaria.

En conjunto se trata de una mineralización bastante similar a la del tipo Sant Martí Sacalm. Nuestra interpretación de ambas mineralizaciones (GIMENO 1986 e) es que pertenecen al tipo Sedex, siendo criterios definitorios: la presencia de una paragénesis amplia, tanto por lo que se refiere a elementos como a los minerales implicados; la existencia de una tectónica activa sinsedimentaria; la existencia de un carácter sinsedimentario pluriepisódico de la mineralización (presencia en forma de clastos consolidados y blandos en el seno de la brecha sinsedimentaria, matriz de ésta, etc.) incluyendo minerales atípicos en un medio geoquímico supérgénico "normal", como la scheelita; la coexistencia de mineralizaciones singenéticas (sector superior del yacimiento) con otras epigenéticas (sector inferior del yacimiento). La existencia de minerales propios de condiciones de alta temperatura (y en concreto, de la mackinawita) no es un obstáculo para este modelo, ya que ha sido descrita en Sedex actuales.

En resumen, podemos indicar que existen mineralizaciones atribuibles al tipo Sedex en la plataforma carbonática cámbrica, en concreto en un sector en el que la mayoría de autores coinciden señalar la existencia de mayor subsidencia asociada probablemente al límite sur de la plataforma. Estas mineralizaciones son especialmente interesantes, por lo que se refiere a su semejanza con otras existentes no sólo en las Cadenas Costeras Catalanas sino además en el sector sur de la Montaigne Noire.

Por lo que se refiere al resto de las mineralizaciones de la plataforma cámbrica, el origen del stock metálico acumulado continúa oscuro, pero no está de más el señalar que el estudio mediante métodos de geoquímica isotópica en contextos geo-yacimientoológicos semejantes como la plataforma del Carbonífero inferior irlandés ha dado resultados a priori inesperados a favor de un modelo de tipo Sedex (CAULFIELD et al. 1986). Recientemente BONI & BECHSTAEDT (1988) han señalado que contrariamente a lo expuesto por BONI (1985) se puede en la actualidad interpretar el modelo genético de las mineralizaciones del cámbrico del SE de Cerdeña como un proceso evolutivo que va desde los depósitos de tipo SEDEX a los de tipo Mississippi Valley.

22.4.3.2. Mineralizaciones en los materiales ordovícico-devónicos.

Podemos distinguir dos tipos principales de mineralizaciones en los materiales ordovícico-devónicos del SW de la isla: por una parte las paragenesis férricas ricas en magnetita y por otra las sulfuradas (Pb-Zn-Cu).

El yacimiento más representativo del primer tipo es el de S. Leone, situado en las inmediaciones de la población de Capoterra. Se trata de una serie de skarns con magnetita, situados en metasedimentos paleozoicos situados en disposición de roof-pendant respecto al granitoide tardihercínico de Monte Arcosu; se han explotado en diferentes periodos dentro de este siglo cerca de 2 millones de t de mena (la mayoría en la misma mina de S. Leone), con leyes de Fe del orden del 40 % y contenidos en sílice variables entre el 15-25 %. Los recursos totales pueden llegar a alcanzar los 6-10 millones de t de mena.

La mineralización presenta un carácter claramente estratiforme, concordante con la sucesión siliciclástica que la encaja, y aparece en cuerpos lenticulares de espesor variable entre 1 y 15 m; los tramos explotados en general oscilaban sobre los 10 m. Los cuerpos explotados presentan un claro control estructural de dirección NE-SW que coincide con los controles tectónicos locales reconocibles en los metasedimentos (a pesar de la existencia de metamorfismo de contacto).

Estos metasedimentos aparecen en posición normal, y constan principalmente en un paquete de materiales siliciclásticos de unos 500-600 m de potencia hacia la mitad de la cual aparecen intercalados los niveles portadores de la mineralización, a lo largo de un tramo vertical del orden de unos 50 m. Los materiales siliciclásticos infrayacentes a los niveles mineralizados están constituidos principalmente por materiales turbidíticos, pudiendo reconocerse numerosas fracturas lístricas, deslizamientos sinsedimentarios en todas las escalas, discordancias sinsedimentarias de alto grado, niveles de brechas intraformacionales, etc. En conjunto se trata de litofacies muy semejantes a las aflorantes en el extremo occidental del Sarrabus, al oeste del sector de los grandes domos.

El nivel portador de las mineralizaciones se caracteriza además de por contener los cuerpos ferríferos por la presencia de cuerpos de liditas análogos a los del Sarrabus (directamente relacionados con la mineralización), por niveles grafitosos, por esporádicas intercalaciones lenticulares de mármol microcristalino (PIGA, 1949) y por la presencia de cuerpos de rocas análogas a las "quarziti" del Sarrabus; todas estas rocas han sufrido los

efectos del metamorfismo de contacto originado por la intrusión de los granitoides tardihercínicos.

Los niveles mineralizados son skarns de magnetita con paragénesis fundamentalmente calcosilicatadas (andradita, hedenbergita, esfena, epidota, wollastonita, etc.), pudiéndose distinguir una asociación de paragénesis primarias y otra posterior secundaria, en la que aparecen fluorita y scheelita en pequeñas cantidades. Los skarns han sido detalladamente estudiados desde un punto de vista petrológico por VERKAEREN (1974).

Los niveles siliciclásticos suprayacentes a los niveles portadores de la mineralización son en parte semejantes a los infrayacentes, pero en general son más masivos y monótonos y presentan menos evidencias de desestabilización sinsedimentaria.

Desde antiguo se ha relacionado genéticamente la existencia de estas mineralizaciones con el magmatismo hercínico. Sin embargo, del trabajo de VERKAEREN (1974) puede deducirse que la asociación de paragénesis primarias corresponde a un metamorfismo esencialmente isoquímico e isovolumétrico. VERKAEREN & BARTHOLOME (1979) han señalado por lo menos por lo que se refiere al Fe la existencia de un stock primario singenético, depositado en el seno de una formación carbonática que habría presentado originalmente importantes intercalaciones vulcanoderivadas. El carácter singenético del Fe puede confirmarse localmente por la existencia de niveles con oolitos ferríferos en el seno de los materiales siliciclásticos del encajante.

Es indudable que este tipo de mineralizaciones ha sufrido modificaciones texturales y mineralógicas por la intrusión de los granitoides, pero no es menos cierto que las removilizaciones suelen presentar un carácter muy local, y que las lilitas asociadas a la mineralización tienen las características propias de las exhalitas estudiadas en el Sarrabus, motivo por el que no pueden ser atribuidas a una silicificación de sedimentos carbonáticos o de otro tipo. Los niveles lenticulares de magnetita en ocasiones han preservado estructuras sedimentarias difícilmente atribuibles a una metasomatosis selectiva de sedimentos preexistentes. En estas condiciones se puede sospechar la existencia de mineralizaciones Sedex oxidadas, posteriormente sometidas a metamorfismo de contacto.

En los alrededores de esta mineralización existen numerosos indicios uraníferos (CONTI, 1963), algunos de los cuales aparecen en el seno de los granitoides en forma de pechblenda, torbernita, etc., y han sido explorados mediante algunas galerías (por ej. en el sector de Arcu Linarbu). Estos indicios (y todo el sector de S. Leone) fueron explorados intensamente en tiempos recientes por la sociedad Agip Nucleare, llegándose al parecer a la conclusión de que el U presente no procedía de los granitoides sino que

había sido removilizado por estos a partir de los metasedimentos (MARCELLO 1983, com.personal).

Por lo que se refiere a las mineralizaciones sulfuradas, a pesar de que no existen tantos estudios como en el resto de sectores estudiados parece fuera de toda duda su carácter claramente estratiforme, apareciendo en la proximidad de litofacies carbonáticas que podrían corresponder al tránsito silúrico-devónico (SOLA 1967; MARINI & MELIS 1981; BARCA & MARINI 1983).

En el sector del Fluminense las mineralizaciones en ocasiones están asociadas a volcanismo intermedio-básico, existen cuerpos de rocas epiclásticas semejantes a los descritos en el Sarrabus y las frecuentes heteropías de facies hacen sospechar en controles tectono-sedimentarios semejantes a los descritos en el SE de la isla. En Monte Linas existen igualmente evidencias de desestabilización sinsedimentaria de los materiales de la secuencia siliciclástica, con cuerpos deslizados de notables dimensiones y e importantes paquetes de brechas de intraclastos.

Por lo que se refiere a las zonaciones metálicas, es difícil reconocerlas, ya que los diferentes afloramientos tienen escasa continuidad y aparecen aislados entre sí por cuerpos de granitoides subaflorantes. Estos granitoides tardihercínicos han generado mineralizaciones filonianas de Sn, W, Mo, Ni, y han producido numerosos skarns en los materiales carbonáticos siluro-devónicos, muchos de ellos también mineralizados. En el estado actual de los conocimientos sólo se puede señalar las similitudes de las mineralizaciones con las conocidas en otros sectores, como por ej. las del Gerrei suroriental.

22.5.- Conclusiones finales sobre las mineralizaciones de tipo vulcanogénico y/o Sedex en el Mediterráneo Noroccidental (Cadenas Costeras Catalanas, Pirineo Centrooriental e isla de Cerdeña).

Después de la revisión de las mineralizaciones contenidas en/o atribuibles a la sucesión sedimentaria y volcánica paleozoica del Mediterráneo Noroccidental podemos extraer una serie de conclusiones:

- Existen multitud de episodios mineralizantes desde el Cámbrico al Carbonífero inferior, y esta tendencia se observa tanto en la escala regional como a un nivel muy local.

- La mayor parte de las mineralizaciones están claramente relacionadas con la existencia de tectónica sinsedimentaria distensiva; las mineralizaciones pueden ser estratiformes o epigenéticas, pero suelen presentar preferencia por determinadas litofacies y suelen aparecer asociadas a relieves positivos (o

sus márgenes) del fondo marino, independientemente de la profundidad deducible en cada momento para la cuenca.

- En la mayoría de los casos (excepciones cámbricas ya comentadas) existen sedimentos químicos característicos asociados a las mineralizaciones.

- La presencia de volcanismo es constante en las cuencas, pero mucho menos importante que en un modelo de tipo Kuroko o Riotinto por lo que se refiere al control directo sobre las mineralizaciones (excepción significativa: el Sarrabus). El volcanismo puede ser bimodal pero predominan los términos ácidos ampliamente sobre los básicos. Por lo que se refiere al quimismo, existe un marcado predominio de los términos calcoalcalinos, sin que puedan ser razonablemente relacionados con un periodo orogénico compresivo.

- Desde un punto de vista morfológico existe una cierta repetición de las situaciones generadoras de mineralización, de modo que las condiciones locales (por ej., sedimentación predominantemente siliciclástica o carbonática) debidas a variaciones climáticas, de la profundidad de la cuenca, etc. a lo largo del largo periodo de tiempo abarcado sólo producen variaciones de orden menor en el modelo general de yacimiento.

- Existe un gran número de pequeños depósitos, pero esporádicamente han aparecido algunos yacimientos de tamaño medio.

- Estas mineralizaciones se han formado a temperaturas moderadamente elevadas (100-350 ° C), es decir a partir de sistemas hidrotermales.

- Las paragénesis pueden ser relativamente sencillas en algunos de los yacimientos de un determinado distrito, y esto en general se cumple en el caso de las mineralizaciones de reducidas dimensiones. Sin embargo, las mineralizaciones mayores (correspondientes a sistemas hidrotermales mayores y más evolucionados) presentan junto a los principales minerales de la mena un abundante acompañamiento de sulfuros y sulfosales complejas, correspondientes a otros muchos elementos. Esta característica puede ser aprovechada en una escala táctica para prospectar selectivamente metales nobles (ej. típico, el Au) o escasos.

En resumen, podemos señalar que en el sector estudiado la mayor parte de las mineralizaciones generadas en las cuencas sedimentarias paleozoicas tienen un carácter Sedex, tal como éste ha sido definido en el cap. 21. Este tipo de mineralizaciones se prolongan igualmente en el sector contiguo al norte (Montaigne Noire en Francia), considerando la situación pre-rotación de la microplaca sardo-corsa.

Por lo que se refiere a las zonaciones metálicas, éstas no siguen relaciones espacio-temporales según una ley determinada.

En este sentido, los resultados de nuestro trabajo permiten descartar para la isla de Cerdeña la posibilidad de evolución metalogenética dentro un modelo de arco volcánico (GARBARINO et al. 1981), tanto por lo que se refiere a la edad del volcanismo ácido del Sarrabus como a su quimismo, ya que en este sector también existen términos de composición intermedia que no se traducen (sino todo lo contrario) en la presencia de paragénesis cupríferas. La aparición del Cu en las paragénesis puede ser localmente la consecuencia del desarrollo de sistemas hidrotermales de T más elevada que los que han generado las mineralizaciones de Pb-Zn.

La distribución espacio-temporal de las paragénesis ha de ser entendida en los sectores en estudio teniendo en cuenta el cuerpo de doctrina desarrollado al respecto por ROUTHIER (1969, 1976, 1980).

Existen provincias metalogenéticas ricas en determinados elementos, que se repiten a lo largo de la evolución de su historia metalogenética presentando diferentes tipologías de mineralización, mientras que otros elementos no aparecen jamás en cantidades significativas. Los elementos característicos de una determinada provincia (de un determinado sector de corteza) aprovechan los acontecimientos tectono-magmáticos para ascender hasta niveles superficiales de ésta.

ROUTHIER (1978) ha puesto como ejemplo de cinturón plomo-zincífero el que iría de Rubiales-Mina Antonina-Reocín a la provincia centropirenaica de yacimientos paleozoicos de tipo Sedex, y desde éstos al Macizo Central francés pasando por la Montagne Noire. Nótese que si consideramos la disposición original de la placa sardo-corsa el Iglesias-Sulcis y las mineralizaciones de Montevecchio-Ingurtosu aparecen en paralelo al citado cinturón, conjuntamente con otras mineralizaciones plomo-zincíferas menores en los Catalánides (Osor, Martorell, Vallirana, Pontons, Falset, Bellmunt,...).

Entendido de este modo, el magmatismo ligado la situación geotectónica distensiva reiteradamente manifestada a lo largo del Paleozoico actuó como "ascensor" de los elementos contenidos en la corteza, y la distribución de las paragénesis no es más que el reflejo de las inhomogeneidades geoquímicas de ésta, moderadamente matizado como es lógico por la fenomenología superficial local.

En el caso sardo es especialmente significativa la distribución del Cu (véase la fig. 267), confinado en el sector central-septentrional (donde de nuevo aparece asociado al volcanismo).

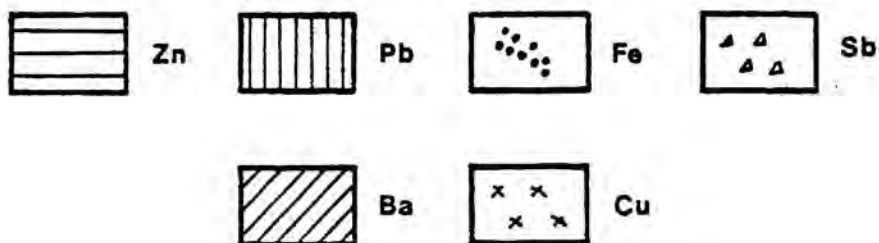
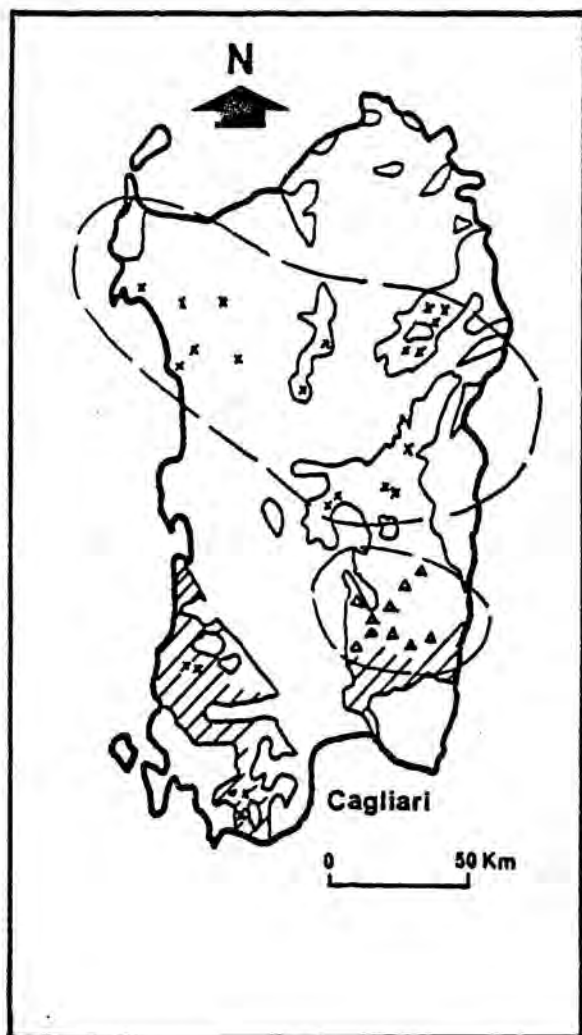
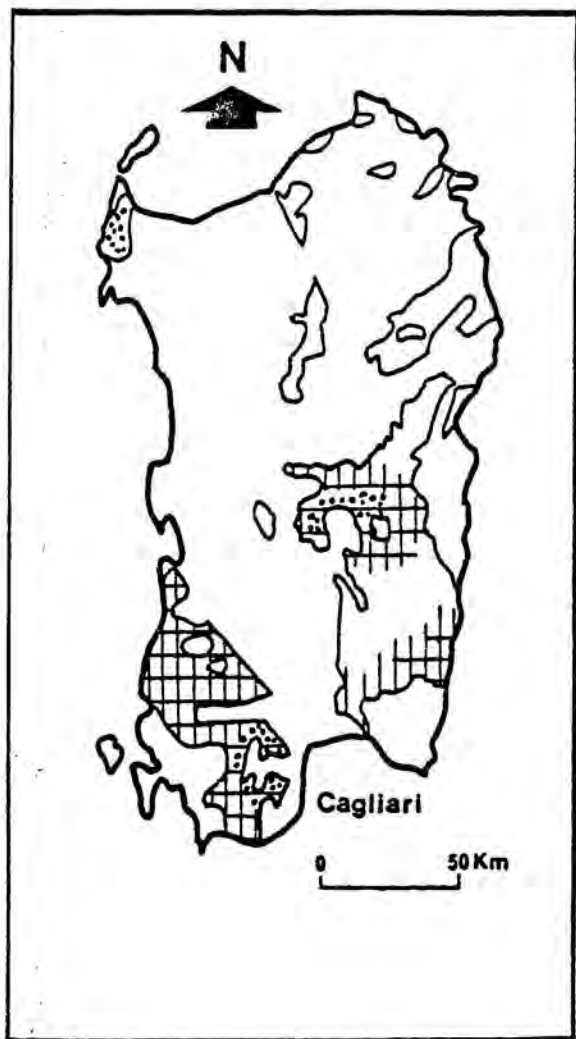


Fig. 267.- Zonaciones metálicas en la isla de Cerdeña. En la fig. de la derecha los dos círculos recogen el área de distribución del Cu (c.superior) y el Sb (c.inferior). Para explicación véase el texto.

calcoalcalino terciario) y en un sector restringido del SW de la isla (donde de nuevo reaparece a favor del volcanismo calcoalcalino terciario). El Fe también sigue en cierto modo una tendencia de distribución semejante, mientras que el Pb, el Ba, y hasta cierto punto la Ag son relativamente incompatibles con ambos. El Zn es el elemento aparentemente más ubicuo, mientras que el F correspondiente al ciclo sedimentario paleozoico prácticamente sólo aparece en cantidades notables al NE del graben del Campidano.

Tal como indica Routhier, las zonaciones también presentan discontinuidades, y un caso característico de la isla de Cerdeña sería el de la aparición de mineralizaciones de estibina-scheelita (y F, pensemos en la importante mineralización de Silius) en un "hueco" de la zona correspondiente al Pb. Otro caso semejante sería el de las paragénesis de Cu-Fe-Zn en el sector de Funtana Raminosa.

En el caso de la provincia plombo-zincífera centropirenaica la zonación más evidente es la referida a la presencia de Ba en el sector occidental, y en menor medida la presencia del Fe en los extremos este y oeste del cinturón. En el sector de Vall de Ribes también han sido señaladas zonaciones, aunque se trata de fenómenos mucho más locales (AYDRA, 1980; ROBERT, 1980). Por lo que se refiere a las mineralizaciones de las Cadenas Costeras Catalanas, en el estado actual de los conocimientos es difícil añadir más comentarios a los ya realizados con respecto a la prospección geoquímica.

23.- Bibliografía

Bibliografía.

AHLFELD, F. (1946): "Mapa de los yacimientos minerales de Bolivia, con una memoria explicativa". Dirección General de Minas y Petróleo, Ministerio de Economía Nacional, La Paz. 19 pp., Peuser, Buenos Aires.

ALCALDE, C. (1984): "Prospección táctica de los recursos minerales del área de Cànoves-St. Pere de Vilamajor (Montseny, Barcelona)". Tesis de Licenciatura inédita, Univ. de Barcelona, 180 pp.

ALCALDE, C. & VILADEVALL, M. (1984): "Prospección táctica de la anomalía de Pb-Zn-Cu-As del área de Cànoves-Sant Pere de Vilamajor (Montseny, Barcelona)". I Congreso Español de Geología, t. II, pp. 317-319.

AMADE, E. (1986): "Le gisement exhalatif-sédimentaire de Zn-Pb-Ag de Lady Loretta (Queensland, Australie)". Chron.rech. min., 483, pp. 41-63.

ANGERMEIER, H.O. (1964): "Die Antimonit-Scheelit-Lagerstätten des Gerrei (Sudostsardinien, Italien) und ihr geologischer Rahmen". Tesis Doctoral inéd. Univ. München, 62 pp.

ANNELS, A.F. (1984): "The geotectonic environment of Zambian copper-cobalt mineralization". J.geol.Soc.London, 141, pp. 279-289.

ANONIMO (1952): "RI.MI.SA. Programa di lavori nel Sarrabus", 48 pp. Informe interno mecanografiado de la compañía "Ricerche Minerarie Società per Azioni", atribuible a E.PRUNA.

ARRIBAS, A.; GALAN, E.; MARTIN-POZAS, J.M.; NICOLAU, J y SALVADOR, P. (1971): "Estudio mineralógico de la variscita de Palazuelo de las Cuevas, Zamora (España)". Studia Geologica, 2, pp. 115-132.

ARTHAUD, F. (1970): "Etude tectonique et microtectonique comparé de deux domaines hercyniens: les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne)". Publ. USTELA, Sér.Géol.Struct., 1, 175 pp.

ARTHAUD, F. & SONIAC, S. (1981): "Une coupe synthétique à travers de la chaîne varisque de Sardaigne. Commentaires sur l'évolution tectono-métamorphique". Bull.Soc.géol.France, (7), t. XXIII, n° 5, pp. 535-539.

ARTINI, E. (1891): "Contribuzioni alla conoscenza delle forme cristalline delle stefanite del Sarrabus". Giorn. di Min. Crist. e Petrol., vol. II, fasc. 4, Pavia.

ASHAUER, H. y TEICHMULLER, R. (1935): "Die variscische und alpidische gebirgbildung Kataloniens" Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math.-Phys. Kl. (3) 16, pp. 1-79.

AYORA, C. (1980): "Les concentracions metàl·liques de la Vall de Ribes". Tesis doctoral inéd., Univ. de Barcelona, 182 pp.

AYORA, C. & CASAS, J.M. (1985): "Mineralización estratiforme de Pb-Zn-Cu en el Paleozoico de Bassegoda (Pirineo Oriental)". Acta Geol. Hisp., 20, nº 3/4, pp. 233-239.

AYORA, C. & CASAS, J.M. (1986): "Stratabound As-Au mineralization in pre-Caradocian rocks from the Vall de Ribes, Eastern Pyrennes, Spain". Mineral. Deposita, 21, pp. 278-287.

AYORA, C. & PHILLIPS, R. (1981): "Natural occurrences in the systems $PbS-Bi_2S_3-Sb_2S_3$ and $PbS-Sb_2S_3$ Vall de Ribes area, Eastern Pyrennes, Spain". Bull. mineral. 104, pp. 556-564.

AYORA, C.; CARDELLACH, E. & PHILLIPS, R. (1981): "Mineralization from Vall de Ribes area (Eastern Pyrennes, Spain)". Mineral. Deposita, 16, pp. 195-204.

AYORA, C.; GIMENO, D. & VILADEVALL, M. (1986): "Indices de scheelite dans la base de la série cambro-ordovicienne du nord-est de la Peninsule Iberique", European meeting on tungsten deposits, Toulouse 12-14 may, Program and Extended Abstracts, pp. 59-60.

AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. & VERA, J.A. (1979): "Microfacies de Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas". Secr. Publ. Univ. Granada, 83 pp.

BAKOS, F. (1973 a): "Le mineralizzazioni baritico-fluoritiche di Bruncu Molentino (Sarrabus, Sardegna Sud-Orientale)". Atti Giorn. Stud. Fluoriti Italiane (Torino 1972), cap. 3/1, pp. 99-140.

BAKOS, F. (1973 b): "Le mineralizzazioni fluoritiche di Is Crabus (Sarrabus, Sardegna Sud-Orientale)". Atti Giorn. Stud. Fluoriti Italiane (Torino 1972), cap. 3/2, pp. 141-172.

BAKOS, F. (1973 c): "Le mineralizzazioni fluoritiche di Bruncu Vintura (Sarrabus, Sardegna Sud-Orientale)". Atti Giorn. Stud. Fluoriti Italiane (Torino 1972), cap. 3/3, pp. 173-196.

BAKOS, F. (1973 d): "Le mineralizzazioni fluoritiche di Bruncu Mannu (Sarrabus-Gerrei, Sardegna Sud-Orientale)". Atti Giorn. Stud. Fluoriti Italiane (Torino 1972), cap. 3/4, pp. 197-224.

BAKOS, F.; CARCANGIU, G.; FADDA, S.; MAZZELLA, A. & VALERA, R. (1988): "The Au-Ag-As-Fe-Cu-Zn-Sb-W paragenesis of Baccu Locci (SE Sardinia): An example of multiphase evolution from a protore of volcano-sedimentary origin". In Zuffar'days '88, International Meeting, Cagliari, October 10-15/1988, Abstracts, 1 p.

BALDRACCO, C. (1854): "Cenni sulla costituzione metallifera della Sardegna. Dati in luce dietro il voto del Consiglio delle Miniere e lo assentimento del Ministero dei Lavori Pubblici". Tipografia G. Marzorati, 522 pp., Torino.

BANDEL, K. (1974): "Deep-water limestones from the Devonian-Carboniferous of the Carnic Alps, Austria". Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 1, pp. 93-115.

BANKS, D. A. (1985): "A fossil hydrothermal worm assemblage from the Tynagh lead-zinc deposit in Ireland". Nature, 313, pp. 128-131.

BARBIERI, M.; TOLOMEO, L. y VOLTAGGIO, M. (1983): "Yttrium, lanthanum and manganese geochemistry in fluorite deposits from Sardinia (Italy)". Chemical Geology, 40, pp. 43-50.

BARBIERI, M.; MASI, U. y TOLOMEO, L. (1984): "Strontium geochemical evidence for the origin of the barite deposits from Sardinia, Italy". Econ. Geology, 79, pp. 1360-1365.

BARCA, S. (1981): "Contributo alla stratigrafia del Siluriano-Devoniano del Sarrabus (Sardegna Sud-Orientale)". Boll. Soc. Geol. It., 100, pp. 85-92.

BARCA, S. (1985): "'Postgotlandiano" Auct. e Carbonifero Inferiore terrigeno in Sardegna: recenti e nuovi dati stratigrafico-strutturali." In T. COCCOZZA & C. A. RICCI (eds.) (1985), pp. 21-22.

BARCA, S. (1986): "New stratigraphic and structural data on the "post-Gotlandiano" Auct. and the terrigenous Lower Carboniferous sequence of Sardinia". IGCP Project No 5: "Correlation of Prevariscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. Final Meeting, Sardinia, May 25-31, 1986", p. 8-9.

BARCA, S. & DI GREGORIO, F. (1977): "Arenaria fossilifera eocenica nel Sarrabus (Sardegna Sudorientale). Boll. Soc. Geol. It., 96, pp. 377-386.

BARCA, S. & DI GREGORIO, F. (1979 a): "Nuovo affioramento eocenico nel Sarrabus-Gerrei (Sardegna Sud-Orientale)." Boll. Soc. Geol. It., 98, pp. 367-372.

BARCA, S. & DI GREGORIO, F. (1979 b): "La successione ordoviciano-siluriana inferiore nel Sarrabus". Mem.Soc.Geol.It., 20, pp. 189-202.

BARCA, S. & MARINI, C. (1983): "Le mineralizzazioni stratiformi a solfuri misti del settore paleozoico del Monte Linas (Sardegna Sud-Occidentale). Contesto geologico e caratteri geochimici". Res.S.A.M.Sa, LXXXVIII, n° 1, pp. 5-54.

BARCA, S. & MASCIA, M. (1982): "Assetto stratigrafico e tettonico del Paleozoico del Sarrabus Occidentale", in L.CARMIGNANI et al. (eds.) (1982), pp. 87-93.

BARCA, S.; CARMIGNANI, L.; COCOZZA, T.; GHEZZO, C.; MINZONI, N.; PERTUSATI, P.C. & RICCI, C.A. (1981 a): "Geotraverse B in Sardinia: stratigraphic correlation forms". In S.KAMARATA & F.P.SASSI: "IGPC N° 5". Newsletter v.3, pp. 5-21.

BARCA, S.; DEL RIO, M. y PITTAU DEMELIA, P. (1981 b): "Acritarchs in the "Arenarie di San Vito" of south-east Sardinia: stratigraphical and geologic implications". Boll.Soc.Geol.It., 100, pp. 369-375.

BARCA, S.; COCOZZA, T.; DEL RIO, M. & PITTAU DEMELIA, P. (1981 c): "Discovery of Lower Ordovician Acritarchs in the "Postgotlandian" sequence of southwestern Sardinia (Italy): age and tectonic implications". Boll.Soc.Geol.It., 100, pp. 377-392.

BARCA, S.; CARMIGNANI, L.; COCOZZA, T.; FRANCESCHELLI, M.; GHEZZO, C.; MEMMI, I.; MINZONI, N.; PERTUSATI, P.C. & RICCI, C.A. (1984): "The Caledonian events in Sardinia". in D.G.GEE & B.A. STURT (eds.): "The Caledonian orogen", pp. 75-79, John Wiley & Sons Ltd.

BARCA, S.; GNOLI, M.; OLIVIERI, R. y SERPAGLI, E. (1986): "New stratigraphic data and evidence of lower and upper Devonian based on conodonts in Sarrabus area (Southeastern Sardinia)". Riv.It. Paleont.Strat., 92 (3), pp. 299-320.

BARCA, S.; COCOZZA, T.; DEL RIO, M.; PILLOLA, G.L. & PITTAU DEMELIA, P. (1987): "Datation de l'Ordovicien inférieur par Dictyonema flabelliforme et Acritarches dans la partie supérieure de la formation "Cambrienne" de Cabitza (SW de la Sardaigne, Italie): conséquences géodynamiques". C.R.Acad.Sci.Paris, t.305, Série II, pp. 1109-1113.

BARD, J.P. (1965): "Sur la structure en coussins des volcanites basiques de la région de Cumbres Mayores (Huelva, Espagne)". Bull. Soc. géol. de France, (7), VII, pp. 80-84.

BARNES, R.G. (1983): "Stratabound and stratiform tungsten

mineralization in the Broken Hill Block, N.S.W." *Journal of the Geol. Soc. of Australia*, 30, pp. 225-239.

BARNOLAS, A.; GARCIA-VELEZ, A. y SOUBRIER, J. (1980): "Sobre la presencia del Caradoc en Les Gavarres". *Acta Geol. Hisp.*, 20 (1), pp. 9-13.

BECCALUVA, L.; LEONE, F.; MACCIONI, L. & MACCIOTTA, G. (1981): "Petrology and tectonic setting of the paleozoic basic rocks from Iglesias-Sulcis (Sardinia, Italy)". *N.Jb. Miner. Abh.*, 140, pp. 184-201.

BECHSTADT, T.; BONI, M. & SCHLEDDING, T. (1984): "Slope sediments in the Cambrian Gonnesa Formation of the Sulcis area, SW Sardinia". *N.Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 3, pp. 129-138.

BELKIN, H.E.; DE VIVO, B. & VALERA, R. (1984): "Fluid inclusion study of some Sarrabus fluorite deposits, Sardinia, Italy". *Economic Geology*, 79, pp. 409-414.

BERAN, A.; GOD, R.; GOTZINGER, M. & ZEMANN, J. (1985): "A scheelite mineralization in calc-silicatic rocks of the Moldanubicum (Bohemian Massif) in Austria" *Mineral. Deposita*, 20, pp. 16-22.

BERNARD, A.J. & FOGLIERINI, F. (1964): "A propos des "filons hydrothermaux" de Pierrefite-Nestalas". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 258, pp. 274-277.

BERNARD, A.J.; DAGALLIER, G. y SOLER, E. (1982): "The exhalative sediments linked to the volcanic exhalative massive sulphide deposits: a case study of european occurrences". In: G.C. AMSTUTZ et al. (eds.) *Ore Genesis. The State of the Art*. Springer, Berlin, pp. 553-564.

BESSON, M. (1972): "Le gisement de plomb-zinc de Pierrefite". 24th I.G.C. Montreal, sect. 4, pp. 335-337.

BESSON, M. (1973): "La formation ferrifère de Pierrefite". *Bull. BRGM*, sect. II, n° 2, pp. 89-114.

BETHKE, P.M. (1984): "Controls on base and precious metal mineralization in deeper epithermal environments". U.S. Geological Survey, Open-File Report 84-890, 14 pp.

BEZIAT, P. & TOLLON, F. (1976): "La scheelite dans le Midi de la France: le problème des concentrations de tungstène dans les strates" *Mém. h. Sér. Soc. géol. France*, 7, pp. 49-56.

BEZIAT, P.; PROHUET, J.P. & TOLLON, F. (1980): "Le district de Montredon-Labessonnié (Tarn). W, Sn, F." 26 C.G.I., Gisements Français, Fascicule E-7, pp. 1-44.

BEZIAT, P.; BOUDRIE, M.; GUION, J.L.; TOLLON, F. (1986): "Le district à W (Sn-F) de Montredon-Labessonnié (Tarn): Présence de concentrations stratiformes et filoniennes", European Meeting on tungsten deposits, Toulouse 12-14 may, Program and Extended Abstracts, pp. 65-66.

BIDAUT, H. (1953): "Note préliminaire sur un mode de formation possible des phosphates dinantiens des Pyrénées. XIX C.G.I., 11, pp. 185-190.

BINGQIU, Z.; JINMAO, Z.; LIXIN, Z. & YAXIN, Z. (1986): "Mercury, arsenic, antimony, bismuth and boron as geochemical indicators for geothermal areas". Jour. Geochemical Exploration, 25, pp. 379-388.

BISCHOFF, J.L. & PITZER, K.S. (1985): "Phase relations and adiabats in boiling seafloor geothermal systems". Earth and Planetary Science Letters, 75, pp. 327-338.

BISTE, M. (1977): "The hypothermal Cu-As mineralization with occurrence of wolframite-scheelite near Muravera, SE Sardinia". N.Jb.Min.Mh., 12, pp. 548-558, Stuttgart.

BLATT, H.; MIDDLETON, G. y MURRAY, R. (1972): "Origin of sedimentary rocks". Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall Inc., 634 pp.

BOCCALETTI, M.; MANETTI, G. & QUAZZONE, G. (1974): "Evoluzione paleogeografica e dinamica del Mediterraneo: i bacini marginali". Mem.Soc.Geol.It., 13-2, pp. 162-199. (Publicado en 1977).

BOI, M.; MAXIA, M.; BROTZU, P.; MACCIONI, L.; SALVADORI, I. & VALERA, R. (1982): "The vein deposit of Monte Genis (SE Sardinia) in the framework of Sardinian F-Ba mineralizations". Bull. B.R.G.M., (2), section II, n° 3, pp. 303-307.

BOIS, J.P.; BERTRANEU, J.; BOULADON, J.; GUIRAUDIE, C. & PROUHET, J.P. (1972): "Carboire, un nouveau type de minéralisation stratiforme en zinc-plomb dans les Pyrénées françaises". 24th IGC, Section 4, pp. 363-371.

BOIS, J.P.; FOUIT, G.; GROS, Y.; GUERANGE, B. & PICOT, P. (1976): "Les minéralisations de Zn (Pb) de l'anticlinorium de Pierrefite: un exemple de gisements hydrothermaux et sédimentaires associés au volcanisme dans le Paléozoïque des Pyrénées centrales". Bull. BRGM, IIème série, sect. II, n° 6, pp. 543-567.

BOMBICCI, L. (1877): "Sui minerali delle miniere del Sarra-bus". Contribuzioni di Mineralogia Ital. Mem.R.Acc.Sc.Bologna, Serie III, vol. VIII., n° 2 pp. 326-344.

BONI, M. (1985): "Les gisements de type Mississippi Valley du Sud-Ouest de la Sardaigne: une synthèse" Chron.Rech.Min., 479, pp. 7-34.

BONI, M. & BECHSTÄDT, TH. (1985): "Ore-hosting breccias in the Cambrian of SW Sardinia: their distribution and paleotectonic significance". In T. COCOZZA & C.A. RICCI (eds.) (1985), pp. 26-27.

BONI, M. & BECHSTÄDT, TH. (1988): "Tectonic control on the mineralization in the Cambrian carbonate platform in SW Sardinia (Italy)". In Zuffar'days '88, International Meeting, Cagliari, October 10-15/1988, Abstracts, 2 p.

BONI, M.; COCOZZA, T.; GANDIN, A. & PERNA, G. (1981): "Tettonica, sedimentazione e mineralizzazione delle brecce al bordo sudorientale della piattaforma carbonatica cambrica (Sulcis, Sardegna)". Mem.Soc.Geol.It., 22, pp. 111-122.

BORGHESAN, E. (1927): "Rapporto del permesso di ricerca Bacu Scardu (Sinnai)". Informe inéd. mecanografiado, Archivio Geologico Miniera di Montevecchio (incluye varias páginas de notas manuscritas).

BORGHESAN, E. (1936): "Giacimenti di solfuri misti di pirometasomatismo in rocce calcaree nella miniera Marchesa (Narcao)". Ress.A.M.Sa., vol. 41, n. 6., pp. 205-216.

BORGHESAN, E. (1941): "Permesso di ricerca "Bruncu Baracca", Comune di Dolianova, Prov. di Cagliari". Informe inéd. mecanografiado, Archivio Geologico Miniera di Montevecchio.

BORGHESAN, E. (1942 a): "Permesso di ricerca Tuviois". Informe inéd. mecanografiado, Archivio Geologico Miniera di Montevecchio.

BORGHESAN, E. (1942 b): "Relazione sulla visita del 27 Aprile 1942.XX al PERMESSO GENNARGIOLAS in Comune di San Vito, Cagliari". Informe inéd. mecanografiado, Archivio Geologico Miniera di Montevecchio.

BORGHESAN, E. (1942 c): "Miniere del gruppo Rosas (Sa Marchesa, Begatrotta, Rosas, Mitza Sermentus)". Ress.A.M.Sa., vol. 47, n. 3-4, pp. 51-56.

BORIANI, A.; BONAFEDE, M.; PICCARDO, G.B. & VAI, GB. (eds.) (1987): "The lithosphere in Italy. Advances in earth science research". Pre-print volume, Accademia Nazionale dei Lincei, 380 pp.

BOSELLINI, A. & OGNIBEN, G. (1968): "Ricoprimenti ercinici nella Sardegna Centrale". Ann.Univ.Ferrara, 1, pp. 1-15.

BOYCE, A.J.; COLEMAN, M.L.; & RUSSELL, M.J. (1983): "Formation of fossil hydrothermal chimneys and mounds from Silvermines, Ireland". *Nature*, vol. 306, No 5943, pp. 545-550.

BOYER, F. & ROUTHIER, P. (1974): "Extension régionale des couches à scheelite dans la couverture métamorphique de la zone axiale en Montagne Noire (Hérault, France)" *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 279, Série D, pp. 1829-1832.

BRANTLEY, S. & TOPINKA, L. (eds.) (1984): "Volcanic studies at the U.S. Geological Survey's David A. Johnston Cascades Volcano Observatory, Vancouver, Washington". *Earthquake Information Bull.*, March-April, 16, 124 pp.

BRASIER, M.D. (1980): "The Lower Cambrian transgression and glauconite-phosphate facies in Western Europe". *Journal of The Geological Society*, London, 137, pp. 695-703.

BRAUX, C.; POUIT, G. & ALSAC, C. (1979): "Les minéralisations Zn (Pb) stratiformes du Paléozoïque volcano-sédimentaire en bordure nord du dôme de Lys-Caillaouas, Hautes Pyrénées (Vals de Lustou et d'Azet)". *Bull. BRGM*, IIème série, section II, n° 4, pp. 323-331.

BRIGO, L.; FERRARIO, A.; MARCELLO, A.; NATALE, P.; OMENETTO, G.; PADALINO, G.; SALVADORI, I.; TOCCO, S.; URAS, I.; VALERA, R.; ZUCCHETTI, S. & ZUFFARDI, P. (1982): "Gîtes filoniens Pb-Zn-F-Ba de basse température du domaine varisque d'Italie". *Bull. BRGM*, (2), section II, n° 2, pp. 195-206.

BROTZU, P.; FERRINI, V. & MASI, U. (1983): "Stable-isotope geochemistry of Hercynian granitoid rocks from the Sarrabus massif (southeastern Sardinia, Italy)". *Isot. Geosci.*, 1, pp. 77-90.

BUCHANAN, L. (1981): "Precious metal deposits associated with volcanic environments in the Southwest". *Ariz. Geol. Soc. Dig.*, XIV, pp. 237-262.

BURCHARD, V. (1977): "Genesis of the King Island (Tasmania) scheelite mine". in D.D. KLEMM & M.J. SCHNEIDER (eds), "Time- and strata-bound ore deposits", pp. 199-204. Springer Verlag.

BURG, J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, Ph.; MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1981): "Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian Peninsula)". In G.S. LISTER, H.-J. BEHR, K. WEBER & H.J. ZWART (Eds.): "The effect of deformation of rocks". *Tectonophysics*, 78, pp. 161-177.

BURNHAM, C.W. (1983): "Deep submarine pyroclastic eruptions". *Econ. Geology*, Monograph 5, pp. 142-148.

BURRAGATO, F. & GRUBESSI, O. (1979): "Su alcune fluoriti colorate della Sardegna". Periodico di Mineralogia, 48, pp. 115-126.

BUSATTI, L. (1892): "I porfidi della miniera di Tuvois nel Sarrabus (Sardegna)". Atti Soc. Toscana di Sci. Nat., Memorie, vol. XII, pp. 162-180, Pisa.

BUSATTI, L. (1894): "Determinazione petrografica di alcune rocce del Sarrabus (Sardegna)". Atti Soc. Toscana di Sc. Nat., Memorie, vol. XIII, pp. 9-19, Pisa.

BUSBY-SPERA, C. J. & WHITE, J. D. L. (1987): "Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties". Bull. Volcanol., 49, pp. 765-775.

BUTT, C. R. M. (1979): "Geochemistry of a pseudo-gossan developed on a black shale-dolerite contact, Killara, Western Australia". Journal of Geochemical Exploration, 11, pp. 131-156.

CAILLAT, C.; DELHAVI, P.; MARTEL-JANTIN, B.; MICHEL, R. y VINCENT, P. M. (1981): "Découverte de coulées pyroclastiques sous-marines dans la zone de l'Iran central. Mécanisme de mise en place". Bull. Volcanol., 44 (2), pp. 169-176.

CALDERONI, G.; MASI, U.; MACCIONI, L.; NICOLETTI, M.; PETRUCCIANI, C. & PADALINO, G. (1984): "Geochemistry and geochronology of the caledonian "porphyroids" from Central Sardinia (Italy)". Rend. S. I. M. P., 39 (1) pp. 261-274.

CALDERONI, G.; FERRINI, V.; GARBARINO, C.; MASI, U.; NICOLETTI, M. & PADALINO, G. (1985): "Geochemistry of the fluorite and barite vein from Monte Genis (Sardinia, Italy)". Miner. Petrogr. Acta, vol. XXIX, pp. 13-23.

CALEFFI, D.; MOINE, B.; BEZIAT, P. & TOLLON, F. (1986): "Géochimie et minéralogie des schistes noirs dans l'environnement des minéralisations stratiformes en scheelite du district de Montredon (Montagne Noire)" European Meeting on tungsten deposits, Toulouse 12-14 may, Program and Extended Abstracts, pp. 69-70.

CALVINO, F. (1956 a): "I porfidi grigi del Sarrabus". Boll. Serv. Geol. d'It., 78 (1-2), pp. 265-275, Roma.

CALVINO, F. (1956 b): "Fossili anfibolizzati in arenaria metamorfica". La Ricerca Scientifica, XXVI, 8, pp. 2390-2399, Roma.

CALVINO, F. (1958): "Contributo alla cronologia delle rocce filoniane sarde". Res. Ass. Min. Sarda, LXII, 6, pp. 31-37, Iglesias.

CALVINO, F. (1959): "Primi risultati di uno studio stratigrafico e tettonico della Sardegna sud-orientale". Mem. Acc. Patav. di SS. LL. AA., 71, 4-5, pp. 41-52, Padova.

CALVINO, F. (1960): "Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna Sud-orientale)". Boll. Serv. Geol. d'It., 81, pp. 489-556.

CALVINO, F. (1961): "Mineralizzazioni filoniane di età alpina in Sardegna. Barite di Santoru e fluorite di Monte Cardiga". Res. A.M.Sa., n° 8, pp. 14-31.

CALVINO, F. (1963): "Carta Geologica d'Italia alla scala 1:000.000. Foglio 227: Muravera". Servizio Geologico d'Italia e Regione Autonoma della Sardegna.

CALVINO, F. (1965): "Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 227: Muravera". Servizio Geologico d'Italia e Regione Autonoma della Sardegna, 60 pp., Roma. (Publicada en 1972).

CAMERANA, E. (1917): "Come avvenne il risorgimento dell'industria mineraria in Sardegna". La Miniera Italiana. Notizie e note in occasione del Convegno Minerario Italiano, Roma 10-11 giugno 1917, pp. 4-6.

CANALS, M. (1985): "Estructura sedimentaria y evolución morfológica del talud y el glacis continentales del Golfo de León: fenómenos de desestabilización de la cobertera sedimentaria plio-cuaternaria". Tesis doctoral inéd., Univ. de Barcelona, 618 pp.

CANARANTE, G.; COCOZZA, T. & D'ARGENIO, B. (1981): "Tectono-sedimentary trends and palaeogeography of Sardinia during late Precambrian and Cambrian". IAS, 2ond. European Regional Meeting, 1981, Abstracts, pp. 227-229.

CANN, J.R. (1970): "Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean-floor basaltic rocks". Earth Plan. Sc. Letters, 10, pp. 7-111.

CAPPA, U. (1897): "Relazione della gita geologica fatta alla miniera di Su Suergiu nei giorni 11-12-13 maggio 1897". Res. A. M.Sa., n° 5, Iglesias.

CARIA, I. (1942): "Braquiopodi fossili della Sardegna". Rend. del Seminario della Facoltà di Scienze della R. Università di Cagliari, vol. XII, fasc. 3-4, 16 pp.

CARLISLE, D. (1963): "Pillow breccias and their acquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia" Journ. Geology, 71, pp. 48-71.

CARMIGNANI, L. & PERTUSATI, P.C. (1977): "Analisi strutturale di un segmento della catena ercinica: il Gerrei (Sardegna SE)". Boll. Soc. Geol. It., 96, pp. 339-364.

CARMIGNANI, L.; RAU, A.; SQUARCI, P. & VAI, G.B. (1977): "Le successioni paleozoico-triassiche della Sardegna centrale e dell' "Autoctono" Apuano: analogie e possibili correlazioni". In G.B. VAI (ed.) (1977), pp. 11-14.

CARMIGNANI, L.; CORTECCI, G.; DESSAU, G.; DUCHI, G.; OGGIANO, G.; PERTUSATI, P. & SAITTA, M. (1978 a): "The antimony and tungsten deposit of Villasalto in South-Eastern Sardinia and its relationships with hercynian tectonics". Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 58, pp. 163-188.

CARMIGNANI, L.; COCOZZA, T.; MINZONI, N. & PERTUSATI, P.C. (1978 b): "Falde di ricoprimento erciniche nella Sardegna a Nord-Est del Campidano" Mem. Soc. Geol. It., 19, pp. 501-510.

CARMIGNANI, L.; COCOZZA, T.; MINZONI, N. & PERTUSATI, P.C. (1978 c): "The hercynian orogenic revolution in Sardinia". Z. dt. geol. Ges., 128, pp. 485-493. Hannover.

CARMIGNANI, L.; FRANCESCHELLI, M.; PERTUSATI, P.C. & RICCI, C.A. (1979 a): "Evoluzione tettonico-metamorfica del basamento ercinico della Nurra". Mem. Soc. Geol. It., 20, pp. 57-84.

CARMIGNANI, L.; COCOZZA, T.; MINZONI, N.; PERTUSATI, P.C. & RICCI, C.A. (1979 b): "E la Corsica il retropaese della catena ercinica della Sardegna?". Mem. Soc. Geol. It., 20, pp. 47-55.

CARMIGNANI, L.; COCOZZA, T.; MINZONI, N. & PERTUSATI, P.C. (1981): "Structural and palaeogeographic lineaments of the variscan cycle in Sardinia". In H.J. ZWART & U.F. DORNSIEPEN (eds.): "The Variscan orogen in Europe". Geol. Mijnbouw, 60, pp. 171-181.

CARMIGNANI, L.; COCOZZA, T.; GHEZZO, C.; PERTUSATI, P.C. & RICCI, C.A. (eds) (1982 a): "Guida alla geologia del Paleozoico sardo", 215 pp. Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., Pisa.

CARMIGNANI, L.; COCOZZA, T.; GHEZZO, C.; PERTUSATI, P.C. & RICCI, C.A. (1982 b): "Lineamenti del basamento Sardo". In L. CARMIGNANI et al. (eds). (1982) pp. 11-23.

CARMIGNANI, L.; COSTAGLIOLA, C.; GATTIGLIO, M.; LEGLISE, H.; OGGIANO, G.; MASCIA, M.; NAUD, G. & PERTUSATI, P.C. (1982 c): "Lineamenti geologici della bassa valle del Flumendosa (Sardegna Sur-Orientale)". In L. CARMIGNANI et al. (eds.) (1982), pp. 95-107.

CARMIGNANI, L.; FRANCESCHELLI, M.; GATTIGLIO, M.; PERTUSATI, P.C. & RICCI, C.A. (1982 d): "Attuali conoscenze sul ciclo ercinico nella Sardegna Settentrionale". In L. CARMIGNANI et al. (eds.) (1982 a), pp. 129-135.

CARMIGNANI, L.; COCOZZA, T.; GHEZZO, C.; PERTUSATI, P.C. & RICCI, C.A. (eds.) (1986): "Guide-book to the excursion on the Paleozoic basement of Sardinia". Newsletter of IGCP Project n25, special issue, final meeting, Sardinia May 28-31 1986, 97 pp.

CARMIGNANI, L.; CHERCHI, A. & RICCI, C.A. (1987): "Basement structure and mesozoic-Cainozoic evolution in Sardinia". In A. BORIANI et al. (eds.) (1987), pp. 77-98.

CARMONA, J.M. (1982): "Las mineralizaciones de hierro de Malgrat-Pineda (Comarca del Maresme) y su contexto geológico". Tesis de Licenciatura, Univ. de Barcelona, 157 pp.

CARMONA, J.M. (1987): "Caracterización geoquímica del tránsito Ordovícico-Silúrico de las Cadenas Costeras Catalanas. Su aplicación en el estudio evolutivo de la cuenca y de los procesos físico-químicos actuantes en la misma, como guía de prospección de recursos minerales". Tesis Doctoral inéd. Univ. de Barcelona, 383 pp.

CARMONA, J.M. & VILADEVALL, M. (1983): "Estudio geológico del sector oriental del macizo paleozoico del Montnegre (Provincia de Barcelona)". Rev. Inv. Geol., 36, pp. 83-86.

CARMONA, J.M. & VILADEVALL, M. (1985): "Morfología y mineralogénesis de las concentraciones de hierro del macizo paleozoico del Montnegre, Malgrat-Calella (Provincia de Barcelona)". Rev. Inv. Geol., 40, pp. 65-86.

CARMONA, J.M. & VILADEVALL, M. (1988): "Procesos metalogenéticos actuantes en el tránsito Ordovícico-Silúrico de las Cadenas Costeras Catalanas y metalotectos determinados". Geociencias, vol. 3, fasc. 1-2, pp. 323-332, Aveiro.

CAROLI, Ing. (1948): "Relazione sulla miniera Serra S' Ilixi per la Società Pertusola". Informe inéd. mecanografiado, Archivo Geologico Miniera di Montevecchio.

CAROZZI, A. (1953): "Petrographie des roches sédimentaires". Neuchatel, Ed. du Griffon, 250 pp.

CARRERAS, J. y VILADEVALL, M. (1974): "Estudio preliminar del área metamórfica de Sa Riera (Bagur, prov. Gerona)". Inst. Inv. Geológicas, 29, pp. 67-78.

CAS, R. (1978): "Silicic lavas in paleozoic flyschlike deposits in New South Wales, Australia: behaviour of deep

subaqueous silicic flows", Geological Society of America Bulletin, 89, pp. 1708-1714.

CAS, R.A.F. & WRIGHT, J.V. (1987): "Volcanic successions. Modern and ancient." 528 pp. Allen & Unwin, London.

CASAS, A. (1979): "Estudio litogeoquímico del Paleozoico del macizo del Montseny y su aplicación a la prospección minera". Tesis Doctoral inéd. Univ. de Barcelona, 315 pp.

CATHLES, L.M.; GUBER, A.L.; LENAGH, T.C. y DUDAS, F.O. (1983): "Kuroko-type massive sulfide deposits of Japan: products of an aborted island-arc rift". Econ. Geology, Monograf 5, pp. 96-114.

CAULFIELD, J.B.; LEHURAY, A.P. & RYE, D.M. (1986): "A review of lead and sulphur isotope investigations of Irish sediment-hosted base metal deposits with new data from the Keel, Ballinalack, Moyvoughly and Tatestown deposits". In C.J. ANDREW, R.W.A. CROWE, FINLAY, S., PENNELL, W.M. & PYNE, J.F. (eds.) "Geology and genesis of mineral deposits in Ireland", Irish Association for Economic Geology, pp. 591-615, Dublin.

CAVET, P. (1957): "Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées Orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre." Bull. Serv. Cart. Geol. Fr., 254 (55), pp. 303-518.

CAVINATO, A. (1933): "Contributo alla conoscenza petrologica della Sardegna. Sulle così dette quarziti del Sarrabus, ovvero su di un interessante fenomeno di metamorfismo indotto dai magmi granitici nei calcari dell'Ordoviciano superiore" R. Acc. Lincei, XLI, pp. 236-241.

CAVINATO, A. (1935): "Studi petrografici sulla Sardegna Sud-Orientale", Soc. Coop. Tipografica, 284 pp., Padova.

CAVINATO, A. (1939): "Nuovi risultati ed osservazioni nel rilievo geologico del foglio Mandas, 2259 della Carta d'Italia al 100.000". Rendiconti della R. Accademia Nazionale dei Lincei, Classe di Scienze fisiche, matematiche e naturali, vol. XXIX, serie 6a, 12 sem., fasc. 11, Roma giugno 1939-XVII, pp. 597-601.

CAVINATO, A. (1956): "Contributo alla conoscenza geologica della Sardegna. 1.- Le pietre verdi". Rend. Accademia Nazionale dei Lincei, serie III, vol. XX, Fasc. 5, pp. 572-575.

CHAPIN, C.E. y ELSTON, W.E. (1979): "Introduction", Geol. Soc. of America, Spec. Paper 180, pp. 1-4.

CHAPIN, C.E. y LOWELL, G.R. (1979): "Primary and secondary flow structures in ash-flow tuffs of the Gribbles Run paleo-valley, Central Colorado". Geol. Soc. of America, Spec. Paper 180, pp. 137-154.

CHECCHI, F. & DUCHI, G. (1983): "Rapporti tra tettonica ercinica e mineralizzazioni nel Sarrabus Orientale (Sardegna)". Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., Serie A, 90, pp. 111-140.

CHERCHI, A. (1959): "Sulla posizione ed età delle arenarie feldspatiche nel paleozoico del Gerrei (Sardegna meridionale)". Rend. Seminario Fac. Scienze Univ. Cagliari, vol. XXIX, fasc. 1-2, pp. 1-8.

CLAYPOOL, G.E.; HOLSER, W.T.; KLAPLAN, I.R.; SAKAI, H. & ZAK, I. (1980): "The age curves of sulphur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation". Chemical Geology, 28, pp. 199-260.

COATS, J.S.; SMITH, G.C.; FORTEY, N.J.; GALLAGHER, M.J.; MAY, F. & McCOURT, W.J. (1980): "Strata-bound barium-zinc mineralization in daldarian schist near Aberfeldy, Scotland". Trans. Inst. Mining & Metallurgy, 89, pp. B110-122.

COATS, J.S.; FORTEY, N.J.; GALLAGHER, M.J. & GROUT, A. (1984): "Stratiform barium enrichment in the Daldarian of Scotland". Economic Geology, 79, pp. 1585-1595.

COCOZZA, T. (1969): "Slumping e breccie intraformazionali nel Cambriano medio della Sardegna". Boll. Soc. Geol. It., n. 88, pp. 71-80.

COCOZZA, T. (1972): "Structural pattern of Sardinia". In "La Ricerca Scientifica", 90, "Structural model of Italy", pp. 183-201, CNR, Roma. (Publicado en 1975)

COCOZZA, T. (1979): "The Cambrian of Sardinia". Mem. Soc. Geol. It., n. 20, pp. 163-187.

COCOZZA, T. & MINZONI, N. (1977): "Osservazioni sul vulcanismo sardo". In G.B. VAI (ed) (1977), pp. 25-29.

COCOZZA, T.; JACOBACCI, A.; NARDI, R. y SALVADORI, I. (1974): "Schema stratigrafico-strutturale del Massiccio Sardo-Corso e minerogenesi della Sardegna". Mem. Soc. Geol. It., 13, pp. 83-186.

COCOZZA, T. & RICCI, C.A. (eds.) (1985): "Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano". Reunione Scientifica dei Gruppi de Lavoro del CNR "Paleozoico" e "Evoluzione magmatica e metamorfica della crosta fanerozoica". Siena, 13-14 dicembre 1985. 118 pp., Univ. di Siena, Dipto. Scienza della Terra.

COLES, K.S. y SNYDER, W.S. (1985): "Significance of lower and middle Paleozoic phosphatic chert in the Toquima Range, Central Nevada". Geology, 13, pp. 573-576.

CONSTANTINOU, G. & GOVETT, G.J.S. (1972): "Genesis of sulphide ore deposits, ochre and umber of Cyprus". Trans.Inst.Mining and Metallurgy, v. 81, pp. B34-46.

CONTI, L. (1963): "Lineamenti geopetrografici e giacimentologici delle mineralizzazioni uranifere nei dintorni di S.Leone (Cagliari)". Period.Mineral., 32, pp. 387-457, Roma.

CONTI-VECCHI, G. (1971): "La variscite di Villaputzu (Sardegna Centro-orientale)". Rend.Sem.Fac.Sc.Cagliari, 41, pp. 7-13.

COOK, P.J. (1984): "Spatial and temporal controls on the formation of phosphate deposits. A review." in J.D.NRIAGU & P.B.MOORE (eds.): "Phosphate minerals", pp.242-274, Springer Verlag.

COOK, P.J. & McELHINNY, M.W. (1979): "A reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics". Econ.Geology, 74, pp. 315-330.

COOK, H.E. y MULLINS, H.T. (1983): "Basin margin environment" in P.A.Scholle et al. (eds.): "Carbonate Depositional Environments", pp. 540-617.

CORSI, A. (1897): "Brevi notizie e relazione di una gita alle miniere argentifere del Sarrabus". Boll.Soc.Geol.d'It., XV, fasc.4, pp. 554-565.

CORTECCI, G.; REYES, E.; LEONE, G. & TURI, B. (1987): "Sulfur, oxygen, carbon and strontium isotope geochemistry of the Sarrabus-Gerrei mining district, Southeastern Sardinia, Italy". Econ. Geology, 82, pp. 1592-1610.

COSTAGLIOLA, C. & LEGLISE, H. (1980): "Contribution à la connaissance du secteur paléozoïque de Brecca". 8e. Reunion Annuelle des Sciences de la Terre, Marseille 1980, p. 107. Soc. géol.fr.édit.Paris.

COX, D.P. & SINGER, D.A. (1986): "Mineral deposits models". U.S.Geological Survey Bulletin 1693, 379 pp.

CREVOLA, G. & SONNET, P. (1984): "Une minéralisation fluorée stratiforme, à deformations varisques, dans le massif métamorphique de Tanneron (Provence cristalline)" C.R.Acad.Sc.Paris, t. 299, Série D, 12, pp. 805-808.

CROUZET, J. y TOLLON, F. (1980): "Le gisement stratiforme et filonien de Salsigne, Aude. Au, As (Ag, Cu, Bi)". 26 C.G.I., Gisements Français, E8, pp. 1-54.

D'ACHIARDI, G. (1900 a): "Emimorfismo e geminazione della stefanite del Sarrabus (Sardegna)". Atti della Soc. Toscana di Sci. Nat., Memorie, vol. XVIII, 32 pp., Pisa.

D'ACHIARDI, G. (1900 b): "Minerali del Sarrabus (Sardegna). 1. Pirargirite e Proustite.- 2. Baritina.- 3. Armotona." Atti della Soc. Toscana di Sci. Nat., Memorie, vol. XVIII, 11 pp.

DAGALLIER, G. (1973): "Sur le cycle volcano-sédimentaire de l'Ordovicien terminal à Fe-Zn-Pb de la région de Pierrefite-Nestalas". C.R. Acad. Sc. Paris, 276, pp. 273-276.

DE CASTRO, C. (1890): "Descrizione geologico-mineraria della zona argentifera del Sarrabus (Sardegna)". Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, vol. V, 68 pp. R. Ufficio Geologico, Tipografia Nazionale, Roma.

DE CASTRO, C. (1890): "Carta geologico-mineraria del Sarrabus. Scala 1:50.000". Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, vol. IV, R. Ufficio Geologico, Tipografia Nazionale, Roma.

DE LAUNAY, L. (1913): "Traité de métallogénie, gîtes minéraux et metallifères". t. I, 858 pp., Lib. Polytechnique Ch. Béranger, Paris et Liège.

DEL MORO, A.; DI SIMPLICIO, P.; GHEZZO, C.; GUASPARRI, G.; RITA, F. & SABATINI, G. (1975): "Radiometric data and intrusive sequence in the Sardinian batholith". Neues Jahrb. Mineralog. Abh., 126, pp. 28-40.

DEBRENNE, F. & NAUD, G. (1981): "Méduses et traces fossiles supposées précambriennes dans la formation de San Vito, Sarrabus, Sud-Est de la Sardaigne". Bull. Soc. géol. France, (7), XXIII, 1, pp. 23-31.

DEGENS, E. T. y KULBICKI, G. (1973): "Hydrothermal origin of metals in some East African Rift lakes". Mineral. Deposita, 8, pp. 388-404.

DESSAU, G. (1937): "Studi sulla miniera de Funtana Raminosa". Per. Mineralogia, VIII, n° 2, pp. 117-215, Roma.

DESSAU, G.; DUCHI, G. & STEA, B. (1972): "Geologia e depositi minerari della zona Monti Romani-Monteti". Mem. Soc. Geol. It., XI, pp. 217-260.

DESSAU, G.; DUCHI, G.; MORETTI, A. & OGGIANO, G. (1982): "Geologia della zona del Valico di Correboi (Sardegna centro-orientale). Rilevamento, tettonica, giacimenti minerari". Bull. Soc. Geol. It., 101, pp. 497-522.

DI COLBERTALDO, D. & VENERANDI, I. (1962): "Il giacimento ferrifero della Nurra nella Sardegna Nord-occidentale". Atti della Soc. It. Sc. Nat. e del Museo Civico di Storia Naturale in Milano, vol. CI, fasc. 2, pp. 61-91.

DI SIMPLICIO, P.; FERRARA, G.; GHEZZO, C.; GUASPARRI, G.; PELLIZZER, R.; RICCI, C.A.; RITA, F. & SABATINI, G. (1974): "Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico della Sardegna". Rend. S.I.M.P., 30, pp. 979-1068.

DIGENARO, A. & QUAGLIARELLA-ASCIANO, F. (1974): "Antimonpearcite di Serra S'Ilixì (Sarrabus)". Rend. S.I.M.P., vol. XXX (2), pp. 1193-1199.

DODELLER, F. (1986): "Etude petrographique et géochimique des skarns de Gualba, Sierra de Montseny, Catalogne, Espagne" E.N.S. Saint-Etienne, 85 pp.

DURAN, H. (1985): "El paleozoico de Les Guilleries" Tesis doctoral inéd. Univ. A. de Barcelona, 243 pp.

DURAN, H.; MARTINEZ, F. & JULIVERT, M. (1981): "The Guilleries area". Guide to the field trips in the Eastern Pyrennes and Catalonian Coastal Ranges, 13-15 June 1981, pp. 38-43.

DURAN, H.; GIL IBARGUCHI, J.I.; JULIVERT, M. & UBACH, J. (1984): "Early Paleozoic acid volcanism in the Catalonian Coastal Ranges (Northwestern Mediterranean)". Newsletter, 6, pp. 33-43.

EINAUDI, M.T.; MEINERT, L.D. & NEWBERRY, R.J. (1981): "Skarn deposits", Econ. Geology, Seventy-Fifth Anniversary Volume, pp. 317-391.

EINSELE, G. (1985): "Basaltic sill-sediment complexes in young spreading centers: genesis and significance", Geology, 13, pp. 249-252.

EUGSTER, H.P. (1967): "Hydrous sodium silicates from Lake Magadi, Kenya: precursors of bedded chert". Science, 137 (3793), pp. 1177-1180.

EUGSTER, H.P. (1969): "Inorganic bedded cherts from the Magadi Area, Kenya" Contr. Mineral. and Petrol., 22, pp. 1-31.

FAGAN, J.J. (1962): "Carboniferous cherts, turbidites and volcanic rocks in Northern Independence Range Nevada" Bull. Geol. Soc. Am., 73, pp. 595-612.

FANNI, S.; GANDIN, A.; GRILLO, S.M.; LIPPI, F.; MARRAS, G.; SALVADORI, A. & TOCCO, S. (1981): "La piattaforma carbonatica cambrica della Sardegna Sud-Occidentale: sedimentazione e deposizioni metallifere". Mem. Soc. Geol. It., 22, pp. 123-137.

FARRELL, C.W.; HOLLAND, H.D. & PETERSEN, U. (1978): "The isotopic composition of strontium in barites and anhydrites from Kuroko deposits". *Mining Geology*, 28, pp. 281-291.

FARRIS, M. (1981): "Geologia del paleozoico compreso tra Villacidro e Gonnosfanadiga". Tesi di Laurea inéd. Univ. de Cagliari.

FAURA, M. (1923): *Servei del Mapa Geològic de Catalunya esc. 1:100.000, Mancomunitat de Catalunya, Explicació de la fulla n.24, Sant Feliu de Guixols*. 85 pp.

FDEZ. TURIEL, J.L. (1983): "Prospección estratégica de la cuenca hidrográfica del río Garona (Vall d'Aran, Lleida)". Tesis de Licenciatura inéd., Univ. de Barcelona, 244 pp., 17 mapas temáticos 1:50.000.

FDEZ. TURIEL, J.L.; VILADEVALL, M.; GIMENO, D. & DURAN, M.E. (1986): "Prospección estratégica de la cuenca hidrográfica superior del río Garona (Vall d'Aran, Lleida)", *Rev. Inv. Geol.*, v. 42/43, pp. 121-130.

FERRARA, Ing. (1942 a): "Relazione della visita alle miniere G. Bonu e Masaloni". Informe inéd. mecanografiado, Archivo Geologico Miniera di Montevecchio.

FERRARA, Ing. (1942 b): "Permesso di ricerca "Masaloni". Relazione sui lavori eseguiti". Informe inéd. mecanografiado, Archivo Geologico Miniera di Montevecchio.

FERRARA, Ing. (1942 c): "Relazione alla Spett. Direzione delle Miniere. Monteponi". Informe inéd. mecanografiado, Archivo Geologico Miniera di Montevecchio.

FERRARIS, F. (1903): "Filone di diabase mineralizzato nella miniera di Monteponi". *Res. A.M.Sa.*, 8, n.º 7, pp. 5-6.

FERRARIS, M.R. (1985): "Il Paleozoico della bassa valle del Flumendosa: graniti ed aureole di contatto (settore nord-occidentale)". Tesi di Laurea inéd., Univ. di Milano.

FERRER, A. (1983): "Prospección geoquímica estratégica del sector occidental del macizo del Montseny (Barcelona)". Tesis de Licenciatura inéd., Univ. de Barcelona, 143 pp.

FERRER, A.; FONT, X. & VILADEVALL, M. (1985): "Tipología de las mineralizaciones de baritina de las Cadenas Costeras Catalanas. (El ejemplo del sector del Congost, Barcelona)". *Rev. Inv. Geol.*, 40, pp. 103-113.

FINK, J.H. (1980): "Gravity instability in the Holocene Big and Little Glass Mountain rhyolitic obsidian flows, Northern California", *Tectonophysics*, 66, pp. 147-166.

FINK, J.H. (1983): "Structure and emplacement of a rhyolitic obsidian flow : Little Glas Mountain, Medicine Lake Highland, northern California", *Geological Society of America Bulletin*, 94, pp.362-380.

FINK, J.H. y POLLARD, D.D. (1983): "Structural evidence for dikes beneath silicic domes, Medicina Lake Highland Volcano, California", *Geology*, 11, pp. 458-461.

FINLOW-BATES, T. (1979): "Cyclicality in the lead-zinc-silver-bearing sediments at Mount Isa Mine, Queensland, Australia, and rates of sulfide accumulation". *Economic Geology*, 74, pp. 1408-1419.

FINLOW-BATES, T. (1980): "The chemical and physical controls on the genesis of submarine exhalative orebodies and their implications for formulating exploration concepts. A review." *Geol.Jb.*, D 40, pp. 131-168, Hannover.

FINLOW-BATES, T. & LARGE, D.E. (1978): "Water depth as major control on the formation of submarine exhalative ore deposits". *Geol.Jb.*, D30, pp. 27-39, Hannover.

FISCHER, R.V. y SCHMINCKE, H.U. (1984): "Pyroclastic Rocks", Berlin, Springer-Verlag, 472 pp.

FISKE, R.S. (1963): "Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecosh Formation, Washington" *Geol. Society of America Bulletin*, 74, pp. 391-406.

FISKE, R.S. y MATSUDA, T. (1964): "Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan" *American Journal of Science*, 262, pp. 76-106.

FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1975): "Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements". *Earth Plan.Sci.Letters*, 27, pp. 211-218.

FOGLIERINI, F.; BERNARD, A.J. y VERRAES, G. (1980): "Le gisement des Malines (Gard). Zn, Pb". 26 C.G.I., *Gisements Français*, E5, pp. 1-56.

FOLK, R.L. (1974): "Petrology of sedimentary rocks". 170 pp., Hemphills, Austin, Texas.

FOLK, R.L. y WEAVER, C.E. (1952): "A study of the texture and composition of chert". *Am.Jour.Sci.*, 250, pp. 498-510.

FONT, X. (1979): "Estudio morfológico del yacimiento de fluorita de Osor y su contexto geológico" Tesis de Licenciatura inéd., Univ. de Barcelona, 102 pp.

FONT, X. (1983): "Estudio de las mineralizaciones del macizo del Montseny-Guilleries (Barcelona y Girona) y su aplicación a la prospección geoquímica de redes de drenaje", Tesis doctoral inéd. Univ. de Barcelona, 217+317 pp.

FONT, X. & VILADEVALL, M. (1982): "Les minéralisations de F, Ba, Pb, Zn de la région du Montseny-Guilleries (Catalogne, Espagne) et leur contexte géologique" Bull. B.R.G.M. (2), Section II, 3, p. 289.

FONT, X. & VILADEVALL, M. (1988): "Prospección geoquímica de fluor en las aguas superficiales del macizo de Montseny-Guilleries (Barcelona y Girona)". Acta Geol. Hisp., v. 23, nº 1, pp. 61-69.

FONT, X.; GIMENO, D.; VILADEVALL, M. & FERNANDEZ TURIEL, J.L. (1987): "Prospección geoquímica en las redes de drenaje de los materiales cambro-ordovícicos del macizo del Montseny-Guilleries (Noreste de España)", VII Semana de Geoquímica, I Reunión Ibérica de Geoquímica, Aveiro, Portugal, 14-18 dezembro - 1987, Resumos de Comunicações e "Posters", 5, 2 pp.

FONT, X.; GIMENO, D.; VILADEVALL, M. & FERNANDEZ TURIEL, J.L. (1988): "Prospección geoquímica en las redes de drenaje de los materiales Cambro-ordovícicos del macizo del Montseny-Guilleries (Noreste de España)". Geosciências, vol. 3, fasc. 1-2, pp. 359-370, Aveiro.

FONT, X.; VILADEVALL, M.; CASAS, A. & VAQUER, R. (1984): "Geochemical exploration in the Montseny Mountains (NE Spain)". Acta Geol. Hisp., 19, pp. 193-197.

FONTANA, D.; GELMINI, R. & LOMBARDI, G. (1982): "Le successioni sedimentarie e vulcaniche carbonifere e permo-triassiche della Sardegna". in L. CARMIGNANI et al. (eds) (1982), pp. 183-192.

FOUQUET, Y.; AUCLAIR, G.; CAMBON, P. & ETOUBLEAU, J. (1988): "Geological setting and mineralogical and geochemical investigations on sulfide deposits near 13° N on the East Pacific Rise". Marine Geology, 84, pp. 145-178.

FRANCESCHELLI, M.; MEMMI, I. & RICCI, C.A. (1982): "Zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale". In L. CARMIGNANI et al. (eds.) (1982), pp. 137-149.

FRANCHI, S. (1910): "Sui giacimenti di minerale di ferro leptocloritico con struttura oolitica della Nurra in Sardegna".

Boll. R. Comitato Geologico d'Italia, serie V, vol. I, fasc. 29, pp. 125-158.

FRANCIS, E.H. & HOWELLS, M.F. (1973): "Transgressive welded ash-flow tuffs among the Ordovician sediments of NE Snowdonia, N Wales", J. geol. Soc. London, 129, pp. 621-641.

FRANKLIN, J.M.; LYDON, J.W. & SANGSTER, D.F. (1981): "Volcanic-associated massive sulfide deposits". Economic Geology, 75th Anniversary Volume, pp. 485-627.

FUCHTBAUER, H. & RICHTER, D.K. (1983): "Relations between submarine fissures, internal breccias and mass flows during Triassic and earlier rifting processes". Geol. Rundschau, 72, 1, pp. 53-66.

FUCHTBAUER, H.; RICHTER, D.K. & WACHTER, H. (1984): "Comment on 'Neptunic dikes and their relation to hydrodynamic circulation of submarine hydrothermal systems'". Geology, April 1984, pp. 251-252.

FULP, M.S. & RENSHAW, J.L. (1985): "Volcanogenic-exhalative tungsten mineralization of Proterozoic age near Santa Fe, New Mexico, and implications for exploration". Geology, 13, pp. 66-69.

FURNES, H. (1972): "Metahyaloclastite breccias associated with ordovician pillow-lavas in the Solund area, West Norway". Norsk Geologisk Tidsskrift, 4, pp. 385-407. Oslo.

FURNES, H. (1973): "Variolitic structure in ordovician pillow lava and its possible significance as an environmental indicator". Geology, vol. 1, no 1, pp. 27-30.

FURNES, H. & BIRGIR FRIDLEIFSSON, I. (1974): "Tidal effects on the formation of pillow-lava/hyaloclastite deltas". Geology, 2, pp. 381-384.

FURNES, H. & SKJERLIE, F.J. (1972): "The significance of primary structures in the Ordovician pillow lava sequence of Western Norway in an understanding of major fold pattern". Geol. Mag. 109, (4), pp. 315-322.

GAMBARONE, M. (1941): "Rapporto sul sopralluogo eseguito a 'Bruncu Baracca', comune de Sicci S. Biaggio-Dolianova (Cagliari)". Informe inéd. mecanografiado, Archivio Geologico Miniera di Montevecchio.

GANDIN, A.; PADALINO, G.; TOCCO, S. & VIOLLO, M. (1973): "Un esempio di deposizione stratiforme di barite nella 'dolomia rigata' del Cambrico della Sardegna sud-occidentale. Tentativo di correlazione tra l'ambiente di sedimentazione e la precipitazione del solfato di bario. Nota 1". Boll. Soc. Geol. It., 92, pp. 329-354.

GANDIN, A. (1985): "Anomalie al passaggio Formazione de Gonnese-Formazione de Cabitza (Cambriano Inferiore e Medio; Sardegna Sud-Occidentale)". In COCOZZA & RICCI (eds.) (1985), pp. 28-29.

GANDIN, A. (1986): "Depositional-paleogeographic trend of Cambrian in SW Sardinian: a review". IGCP Project No 5: "Correlation of Prevariscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. Final Meeting, Sardinia, May 25-31, 1986", p. 24.

GANDIN, A. & PILLOLA, G.L. (1985): "Biostratigrafia e sedimentologia della formazione di Cabitza dell'Iglesiente". In COCOZZA & RICCI (eds.) (1985), pp. 30-31.

GANDIN, A.; MINZONI, N. & COURJAULT, P. (1987): "Shelf to basin transition in the Cambrian-Lower Ordovician of Sardegna". Geol.Rundschau, 76/3, pp. 827-836.

GARBARINO, C.; MINZONI, N.; PADALINO, G.; TOCCO, S.; URAS, I. & VIOLO, M. (1976 a): "La serie paleozoica della Sardegna Centrale: un programma di ricerche geominerarie". Rend. S.I.M.P., 32, 2, pp. 511-520.

GARBARINO, C.; MINZONI, N.; PADALINO, G.; TOCCO, S.; URAS, I. & VIOLO, M. (1976 b): "The silurian metallogeny in Central Sardinia (Italy): an example of volcanic-sedimentary ore deposits in paleomargin environments". Metallogeny and Plate Tectonics in the Northeastern Mediterranean, Inter. Conference, pp. 533-535.

GARBARINO, C.; MACCIONI, L.; MINZONI, N.; PADALINO, G.; TOCCO, S. & VIOLO, M. (1980): "The stratabound copper-lead-zinc mineralization of the Sardinian microplate (Italy). A model of volcanic-sedimentary deposition in paleomargin environment. Preliminary report (1)". In S.JANKOVIC & R.H.SILLITOE (EDS.) "European Copper Deposits", SGA Spec.Publ. No 1, pp. 251-260. Belgrado.

GARBARINO, C.; MACCIONI, L.; PADALINO, C.; TOCCO, S. & VIOLO, M. (1981): "Le mineralizzazioni stratiformi di solfuri misti della Sardegna Centrale quale prodotto di un vulcanismo di margine continentale di età ordoviciana: proposta di un modello geodinamico e genetico". Mem.Soc.Geol.It., 22, pp. 145-150.

GARBARINO, C.; MACCIONI, L.; PADALINO, G.; TOCCO, S. & VIOLO, M. (1982): "Studi di nuove metodologie di prospezione mineraria: miglioramento delle conoscenze delle guide geodinamiche e paleogeografiche di giacimenti vulcanogenici a solfuri misti. Determinazione dei parametri per lo sviluppo ottimale dei piani di esplorazione". Rapporto finale Contratto CREST n 090-79-7-MPFI, 70 pp.

GARBARINO, C.; GRILLO, S.M.; MARINI, C.; MAZZELLA, A.; MELIS, F.; PADALINO, G.; TOCCO, S.; VIOLDO, M.; MACCIONI, L. & FIORI, M. (1984): "The paleozoic metallogenic epochs of the Sardinian microplate (Western Mediterranean): an attempt of synthesis on geodynamic evolution and mineralizing processes". Rend. S.I.M.P., 39 (1), pp. 193-228.

GARCIA HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; RIVAS, P. & VERA, J.A. (1976): "Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera". Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán, Granada 12-14 mayo 1976), Secr.Publ.Univ.Granada, pp. 146-157.

GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C. & VERA, J.A. (1980): "Mesozoic paleogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera". Geologie in Mijnbouw, 59, pp. 155-168.

GARRISON, R.E. y FISCHER, A.G. (1969): "Deep water limestones and radiolarites of the alpine Jurassic" in G.M.Friedman (ed.) Spec.Publs.Soc.econ.Paleont.Miner.Tulsa, 14, pp. 20-56, Tulsa.

GEIJER, P. (1919): "Recent developments at Kiruna". Sveriges Geol.Undersökning, ser. c, nº 288, 22 pp.

GEZE, B. (1949): "Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes Méridionales" Mem.Soc.géol.France, 62, pp. 215 pp.

GHEZZO, C. & ORSINI, J.B. (1982): "Lineamenti strutturali e composizionali del batolite ercinico sardo-corso in Sardegna". In L.CARMIGNANI et al. (eds.) (1982), pp. 165-181.

GIMENO, D. (1983): "Prospección geoquímica y mineralógica del sector norte del macizo de Les Guilleries (comarcas de Osona y La Selva, Girona). Fase estratégica". Tesis de Licenciatura inéd., Univ. de Barcelona, 221 pp. + 19 mapas temáticos.

GIMENO, D. (1985): "Un modelo en el Paleozoico Sardo y su aplicación a la investigación geológica y minera en Cataluña", Rev.Inv.Geol., 41, pp. 5-15.

GIMENO, D. (1986 a): "Fenómenos de desestabilización de taludes submarinos en plataformas siliciclásticas: tipología de litofacies e implicaciones genéticas" in Ll.Cabrera (ed.) XI Congreso Español de Sedimentología, Res. Com., p.90, Barcelona, G.E.S.

GIMENO, D. (1986 b): "Génesis de pliegues sinsedimentarios en lilitas paleozoicas: tipos radicados y tipos deslizados" in Ll.Cabrera (ed.) XI Congreso Español de Sedimentología, Res.Com. p.91, Barcelona, G.E.S.

GIMENO, D. (1986 c): "Evolution of a siliciclastic basin during late ordovician-silurian times: an example from Sarrabus region, SE Sardinia, Italy" in I.G.C.P. n. 233 ed. Proceedings "Int. Conf. Iberian Terranes and their regional correlation" p. 96. Oviedo.

GIMENO, D. (1986 d): "Phosphate ores (apatite, variscite) of sedex-type in Palaeozoic siliciclastic shelves: an example from Sarrabus region, SE Sardinia, Italy" in I.G.C.P. n. 233 ed. Proceedings "Int. Conf. Iberian Terranes and their regional correlation, p. 95, Oviedo.

GIMENO, D. (1986 e): "Les métallisations à scheelite de Sant Marti Sacalm (Chaînes Cotières Catalanes, Espagne) et Sa Marchesa (Sudouest de Sardaigne, Italie): une analyse comparative" European Meeting on tungsten deposits, Toulouse 12-14 may, Program and Extended Abstracts, pp. 63-64.

GIMENO, D. (1987 a): "Características sedimentológicas y tipología de pliegues sin sedimentarios en lilitas: el ejemplo de la plataforma siliciclástica paleozoica del Sarrabus (SE de la isla de Cerdeña, Italia), Acta Geológica Hispánica, v. 21, (en prensa).

GIMENO, D. (1987 b): "Exhalites related to hydrothermal vents: some palaeozoic examples". Terra Cognita, 7 (2-3), p. 191.

GIMENO, D. (1987 c): "Estudio textural y microquímico de mineralizaciones fosfatadas paleozoicas de origen sedimentario-exhalativo (Sedex)" Boletín Sociedad Española de Mineralogía, 10-1, pp. 30-31.

GIMENO, D. (1988 a): "Contribución al conocimiento mineralógico y textural de rocas silíceo-fosfatadas paleozoicas: el ejemplo del Sarrabus (Sudeste de la isla de Cerdeña, Italia)", Bol. Soc. Esp. de Mineralogía, 11, Parte 1, pp. 191-201.

GIMENO, D. (1988 b): "Interacción entre magmas de composición ácida y sedimentos siliciclásticos parcialmente litificados en medio subacuático: litofacies resultantes". Simposios. SGE. II Congreso Geológico de España (Granada, 27/VI/1988-1/VII/1988), pp. 405-413.

GIMENO, D. y ONNIS, G. (1986): "Asimilación de bioclastos en el frente de avance de materiales volcánicos: dos ejemplos" in Ll. Cabrera ed. XI Congreso Español de Sedimentología, Res. Com. p. 92, Barcelona, G.E.S.

GIMENO, D. & ONNIS, G. (1987): "Procesos de asimilación de bioclastos (y su preservación) por parte de materiales piroclás-

ticos en medio subacuático: dos ejemplos y un modelo genético", Acta Geologica Hispánica, v. 21, (en prensa).

GIMENO, D. & UTRILLA, R. (1986): "Existencia de metalizaciones singenéticas en las calizas paleozoicas del sector de La Garriga (Montseny, Cadenas Costeras Catalanas)", in LL. CABRERA (ed.): XI Congreso Español de Sedimentología, Barcelona 15-18 Sept. 1986, Resúmenes de las Comunicaciones, p. 93.

GIMENO, D. & VILADEVALL, M. (1983): "Las mineralizaciones estratiformes en Fe-Zn-Pb-Cu-(W) y en Pb del Cambro-ordovícico del macizo de Les Guilleries (Girona)", Rev. d'Inv. Geol., 36, pp. 121-133.

GIMENO, D. & VILADEVALL, M. (1987): "Les metal·litzacions del Cambroordovicià dels Catalànids: estat actual dels coneixements". Llibre homenatge a M. Faura i Sans, Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya (en prensa).

GIMENO, D.; MARINI, C. & SISTU, G. (1988): "Le mineralizzazioni a variscite del Sarrabus (Sardegna SW)", Convegno "La microsonda ionica nelle Scienze della Terra", Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, Pavia 1-2 giugno 1988, p. 69.

GIMENO, D.; MARINI, C. & SISTU, G. (1989): "Le mineralizzazioni a variscite del Sarrabus (Sardegna SW)". Memorie della Società Geologica Italiana, (en prensa).

GIMENO, D.; FDEZ. TURIEL, J. L.; VILADEVALL, M. & DURAN, M. E. (1987): "Ejemplo de la aplicación de la prospección geoquímica sobre redes de drenaje a la cartografía geológica en el sector norte de Les Guilleries" II Congreso de Geoquímica de España, 20-25 de septiembre de 1987, Libro de Comunicaciones, pp. 235-238.

GIOBBI ORIGONI, E.; FERRARIS, M. R. & SCOLA, V. (1986). "Contribution to the petrographic and petrochemical knowledge of the granite and "porphyroids" of the San Vito area (Southern Flumendosa Valley). Petrography of the thermal metamorphism". Newsletter, v. 7.

GIOVANNONI, M. A. & ZANFRA, S. (1978): "Studio di Brachiopodi ordoviciani della Sardegna meridionale con la revisione delle collezioni del Servizio Geologico d'Italia". Boll. Serv. Geol. d'It., 99, pp. 85-232. (Publicado en 1979).

GNECH, V. (1922): "Appunti su alcuni giacimenti litologici e minerari del Sarrabus". Res. A. M. Sa., Nº 4, pp. 11-12.

GORTANI, M. (1922): "Osservazioni sul Paleozoico della Sardegna". Boll. Soc. Geol. It., v. XLI, pp. 362-369.

GOUIN, L. (1867): "Notice sur les mines de l'île de Sardaigne. Pour l'explication de la collection des minerais envoyés à l'Exposition Universelle de Paris". 89 pp., Imprimerie A. Timon, Cagliari.

GRADOLI, G. (1979): "Prospezione geologico-giacimentologica della zona di Brecca (Comune di S.Vito). Sardegna Sud-Orientale". Tesi di Laurea inéd. Univ. de Cagliari, 96 pp.

GRANT, L.; HALLS, C.; AVILA, W. & AVILA, G. (1977): "Igneous geology and the evolution of hydrothermal systems in some sub-volcanic tin deposits of Bolivia". In "Volcanic processes in ore genesis", Special publication n° 7 of the Geol. Soc. of London, pp. 117-126.

GRAPPIN, C.; TREUIL, M.; YAMAN, S. & TOURAY, J.C. (1979): "Le spectre des terres rares de la fluorine en tant que marqueur des propriétés du milieu de dépôt et des interactions entre solutions minéralisantes et roches sources. Exemple pris dans le district de la Marche Occidentale (France)". Mineral. Deposita, 14, pp. 297-309.

GRAULICH, J.M. (1952): "Les grands traits des zones d'isomé-tamorfisme du socle de la Nurra (Sardaigne). Ann. Soc. Géologique de Belgique, t. LXXV, pp. B145-152.

GRENNÉ, T. & ROBERTS, D. (1983): "Volcanostratigraphy and eruptive products of the Jonsvatn Greenstone Formation, Central Norwegian Caledonides". Nor. Geol. Unders., 387. pp. 21-37.

GRENVILLE, A.J. & COLE, F.G.S. (1891): "Devitrification of cracked and brecciated obsidian". Min. Magazine, v. IX, n° 44, pp. 272-274.

GRILL, E. (1915): "Contributo alla mineralogia sarda: sopra alcuni interessanti cristalli d'argentite e di quarzo" Rend. Accad. Lincei, p. 855.

GRUNAU, H.R. (1965): "Radiolarian cherts and associated rocks in space and time" Eclogae geol. Helv., 58, 1, pp. 157-208.

GUBER, A.L. y GREEN, G.R. (1983): "Aspects of the sedimentologic and structural development of the eastern Hokuroku District, Japan". Economic Geology, Monograf 5, pp. 71-95.

HATCH, F.H.; WELLS, A.K. & WELLS, M.K. (1983): "Petrology of the igneous rocks". 551 pp., George Allen & Unwin Ltd., London.

HAYMON, R.M.; KOSKI, R.A. & SINCLAIR, C. (1984): "Fossils of hydrothermal vent worms from Cretaceous sulfide ores of the Samail Ophiolite, Oman". Science, v. 223, pp. 1407-1409.

HEALD, P.; FOLEY, N.K. & HAYBA, D.O. (1987): "Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types". *Econ. Geology*, 82, no 1, pp. 1-26.

HEINZ, W.; LOESCHKE, J. y VAURA, G. (1985): "Phreatomagmatic volcanism during the Ordovician of the Cantabrian Mountains". *Geologische Rundschau*, 74/3, pp. 623-639.

HELMCKE, D. (1973): "Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE-Sardinien. II. Bericht: Zur Stratigraphie des Silur und Unterdevon der Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei". *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 9, pp. 529-544.

HELMCKE, D. & KOCH, G. (1974): "Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE Sardinien. III Bericht: Zur Altersstellung der Porphyroide in der Lagerstättenprovinz Sarrabus-Gerrei". *Z. dt. geol. Ges.*, 125, pp. 91-98, Hannover.

HENLEY, R.W. & HEDENQUIST, J.W. (1986): "Introduction to the geochemistry of active and fossil geothermal systems". *Monograph series in Mineral Deposits*, 26, pp. 1-22, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.

HOLL, R. (1979): "Time- and Stratabound early paleozoic scheelite, stibnite and cinnabar deposits in the Eastern Alps", *Verh. Geol. B-A.* (1978), 3, pp. 369-387.

HOLL, R. (1985): "Geothermal systems and active ore formation in the Taupo volcanic zone (New Zealand)". *Monograph Series on Mineral Deposits*, 25, pp. 53-73. Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.

HOLL, R. & SCHENK, P. (1988): "Metamorphosed hydrothermal eruption breccia (conglomerate) in the Ferbertal scheelite deposit, Eastern Alps, Austria". *Marine Geology*, 84, pp. 273-282.

HOLL, R. & MAUCHER, A. (1976): "The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps". In K.H. WOLF (ed.): "Handbook of Strata-bound and stratiform ore deposits", v. 5, ch. 1, pp. 1-36.

HOLL, R.; MAUCHER, A. & WESTENBERGER, H. (1972): "Synsedimentary-diagenetic ore fabrics in the strata- and time-bound scheelite deposits of Kleinarltal and Ferbertal in the Eastern Alps". *Mineral. Deposita*, 7, 2, pp. 217-226.

HORIKOSHI, E. (1969): "Volcanic activity related to the formation of the Kuroko-type deposits in the Kosaka District, Japan". *Mineral. Deposita*, 4, pp. 321-345.

HORIKOSHI, E. & SATO, T. (1970): "Volcanic activity and ore deposition in the Kosaka mine". T. TATSUMI (ed.): "Volcanism and ore genesis", Tokyo Univ. Press., pp. 181-196.

HOWELLS, A.; REEDMAN, A. J. y CAMPBELL, S. D. G. (1986): "The submarine eruption and emplacement of the Lower Rhyolitic Tuff Formation (Ordovician), N. Wales" J. geol. Soc. London, 143, pp. 411-423.

HSÜ, K. J. (1983): "Neptunic dikes and their relation to the hydrodynamic circulation of submarine hydrothermal systems". Geology, 11, August 1983, pp. 455-457.

HURST, J. M.; SHEEHAN, P. M.; PANDOLFI, J. M. (1985): "Silurian carbonate shelf and slope evolution in Nevada: a history of faulting, drowning and progradation". Geology, 13, pp. 185-188.

HUTCHINSON, R. W. (1973): "Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance". Economic Geology, 68, n.º 8, pp. 1223-1246.

JAEGER, H. (1976): "Das Silur und Unterdevon vom thüringischen Typ in Sardinien und seine regionalgeologische Bedeutung". Nova Acta Leopoldina, Neue Folge, n. 224, B. 45, pp. 263-298.

JAEGER, H. (1977): "The Silurian-Devonian boundary in Thuringia and Sardinia". In A. MARTINSSON (ed.) (1977) "The Silurian-Devonian boundary". IUGS Series A, N.º 5, pp. 117-125.

JENSEN, M. L.; ASHLEY, R. P. & ALBERS, J. P. (1971): "Primary and secondary sulfates at Goldfield, Nevada". Econ. Geology, 66, pp. 618-626.

JOHNSON, J. G. (1985): "Comment on "Silurian carbonate shelf and slope evolution in Nevada: a history of faulting, drowning, and progradation". Geology, October 1985, pp. 744-745.

JOHNSTON, W. G. Q. (1969): "Pillow lava and pahoehoe: a discussion". Journal of Geology, 77, pp. 730-732.

JONES, J. G. (1968): "Pillow lava and pahoehoe". Journal of Geology, 76, pp. 485-488.

JONES, J. G. (1969): "Pillow lava and pahoehoe: a replay". Journal of Geology, 77, pp. 732-734.

JONES, J. G. & NELSON, P. H. H. (1970). "The flow of basalt lava from air into water. Its structural expression and stratigraphic significance". Geol. Mag., 107, pp. 13-19.

JOVANOVIC, Z.Z. (1973): "Late Cretaceous volcanogenic flysch and diabase chert formations in the jugoslav inner Dinarides" *Sedimentary Geology*, 9, pp. 117-147.

JULIVERT, M. (1978): "Algunas bases para la correlación paleogeográfica entre los macizos hercinianos del occidente de Europa". *Cuad.Sem.Est.Cerámicos de Sargadelos*, nº 27: "Geología de la parte norte del Macizo Ibérico", pp. 159-191.

JULIVERT, M. & DURAN, H. (1983): "Stratigraphic chart of palaeozoic sequence in Catalonian Coastal Ranges (Northeastern Mediterranean, Geotraverse A2, IGCP PROJECT nº 5)". in F.P.SASSI & T.SZEDERKENYI (eds.) "IGCP nº 5 NEWSLETTER vol.5", pp. 54-57.

JULIVERT, M. & MARTINEZ, P. (1980): "The palaeozoic of the Catalonian Coastal Ranges (Northwestern Mediterranean)". *Newsletter*, nº 2, pp. 124-128, IGCP Nº 5.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1974): "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Memoria explicativa". 113 pp., IGME, Madrid.

JULIVERT, M.; DURAN, H.; RICKARDS, R.B. & CHAPMAN, A.J. (1985): "Siluro-Devonian graptolite stratigraphy of the Catalonian Coastal Ranges". *Acta Geol.Hisp.*, 20, nº 3/4, pp. 199-207.

JULIVERT, M.; DURAN, H.; GARCIA LOPEZ, S.; TRUYOLS MASSONI, M. & VILLAS, L. (1986): "The paleozoic pre-carboniferous sequence in the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain) and its faunas". IGCP Project Nº 5: "Correlation of Prevariscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. Final Meeting, Sardinia, May 25-31, 1986", pp. 31-37.

KAWACHI, Y. & PRINGLE, I.J. (1988): "Multiple-rind structure in pillow lava as an indicator of shallow water". *Bull.Volcanol.*, 50, pp. 161-168.

KHOURY, H.N. (1987): "Tripolization of chert in Jordan". *Sedimentary Geology*, 53, pp. 305-310.

KIDDER, D.L. (1985): "Petrology and origin of phosphate nodules from the Midcontinent Pennsylvanian epicontinental sea". *Journ.Sedimentary Petrology*, 55, nº 6, pp. 809-816.

KLEIN, C. (1883), "Ueber Antimonnickel Glanz (Ulmannit) von Monte Narba, Sarrabus", *Neues Jahrbuch*, (1), p. 180.

KLEIN, C. & JANNANSCH, F. (1887): "Ueber Antimonnickel Glanz (Ulmannit) von Monte Narba, Sarrabus". *Neues Jahrbuch*, (2), p. 169.

KOKELAAR, B.P. (1982): "Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies", *J.geol. Soc.London*, 139, pp. 21-33.

KOKELAAR, B.P.; BEVINS, R.E. y ROACH, R.A. (1985): "Submarine silicic volcanism and associated sedimentary and tectonic processes, Ramsey Island, SW Wales", *J.geol.Soc.London*, 142, 4, pp. 591-613.

KOKELAAR, B.P.; HOWELLS, M.F.; BEVINS, R.E.; ROACH, R.A. y DUNKLEY, P.N. (1984): "The Ordovician marginal basin of Wales", in B.P.KOKELAAR y M.F.HOWELLS (eds.): "Marginal Basin Geology. Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins", *Spec.Publ.geol.Soc.London*, 16, pp. 245-269.

KOSKI, R.A.; CLAGUE, D.A. & OUDIN, E. (1984): "Mineralogy and chemistry of massive deposits from the Juan de Fuca Ridge". *Geol.Soc. of America Bull.*, 95, pp. 930-045.

KRAJEWSKI, K.P. (1984): "Early diagenetic phosphate cements in the Albian condensed glauconitic limestone of the Tatra Mountains, Western Carpathians". *Sedimentology*, 31, pp. 443-470.

KRYLATOV, S. (1963): "Note préliminaire sur les jaspes dinantiens des Pyrénées et leur cortège". *Bull.Soc.géol.France*, 7ème. Série, t. V, 3, pp. 393-400.

KULM, LD.; STUOSS, E.; MOORE, J.C.; CARSON, B.; LEWIS, B.T.; RITGER, S.D.; RADKO, D.C.; THORNBURG, T.M.; EMBLEY, R.W.; RUGH, W.D.; MASSOTH, G.J.; LANGSETH, M.G.; COCHRANE, G.R. & SCAMMAN, R.L. (1986): "Oregon subduction zone: venting, fauna and carbonates". *Science*, 231, pp. 561-566.

KURDIYEH, A. (1986): "Prospección magnética de mineralizaciones tipo skarn del Montseny (Barcelona)" Tesis doctoral inéd. Univ. de Barcelona, 196 pp.

KUSAKABE, M. & CHIBA, H. (1983): "Oxygen and sulfur isotope composition of barite and anhydrite from the Fukazawa deposit, Japan". *Econ.Geology, Monograph 5*, pp. 292-301.

KYSER, T.K. (ed.) (1987): "Stable isotope geochemistry of low temperature processes". *MAC, Short Course Handbook*, v. 13, 452 pp.

LACERDA, H. y BERNARD, A.J. (1984): "Existence de minéralisations plombo-zincifères syngénétiques du substratum cambrien du district des Malines (Gard, France)". *Mineral.Depositá*, 19 (2), pp. 152-157.

LACROIX, A. (1927): "Minéralogie de la France et de ses colonies", v. IV, Paris, pp. 479-486.

LA MARMORA, A. (1857): "Voyage en Sardaigne. Troisième partie: description géologique et paléontologique", Paris, Ed. Bertrand, 650 pp.

LARGE, D.E. (1980 a): "Geological parameters associated with sedimentary-hosted, submarine exhalative Pb-Zn deposits: an empirical model for mineral exploration". Geol.Jb., D40, pp. 59-129.

LARGE, D.E. (1980 b): "The chemical and physical controls on the genesis of submarine exhalative orebodies and their implications for formulating exploration concepts. A review". Geol.Jb., D40, pp. 131-168.

LARGE, D.E. (1983): "Sediment-hosted massive sulphide lead-zinc deposits: an empirical model". In D.F.SANGSTER (ed.) (1983), pp. 1-29.

LARSEN, E.S. (1942): "The mineralogy and paragenesis of the variscite nodules from near Fairfield, Utah". American Mineralogist, 27, pp. 281-300, 350-372 y 441-451.

LARTER, R.C.L.; BOYLE, A.J. & RUSSELL, M.J. (1981): "Hydrothermal pyrite chimneys from the Ballynoe baryte deposits, Silvermines, County Tipperary, Ireland". Mineral.Deposita, 16, pp. 309-310.

LECOLLE, M. (1977): "La ceinture Sud-Iberique: un exemple de province à amas sulfurés volcano-sédimentaires (Tectonique, Métamorphisme, Stratigraphie, Volcanisme, Paléogéographie et Métallogénie", Tesis Doctoral, Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI), 609 pp.

LEHMANN, B. (1975): "Stratabound polymetallic and F-Ba-deposits of the Sarrabus-Gerrei region, SE Sardinia. IV Report: Initial variscan magmatism in SE Sardinia." N.Jb.Mineral.Mh., H 10, pp. 460-470. Stuttgart.

LETERRIER, J.; MAURY, R.C.; THONON, P.; GIRARD, D. & MARCHAL, M. (1982): "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series". Earth Planet.Sci.Lett., 59, pp. 139-154.

LEWIS, J.V. (1914): "Origin of pillow lavas", Geol.Soc.Am. Bull., 25, pp. 591-654.

LOFGREN, G. (1971): "Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass". Geol.Soc.Amer.Bull., 82, pp. 111-124.

LONSDALE, P. (1977): "Abysal pahoehoe with lava coils at the Galapagos Rift". *Geology*, 5, pp. 147-152.

LOVISATO, D. (1893): "Gita al Serpeddi del 13-14 maggio 1893". *Boll. Club Alpino Sardo*, 25 pp.

LOVISATO, D. (1894): "Il Devoniano nell Gerrei (Sardegna)". *Rendiconti R.Acc. dei Lincei*, v. III, 19 Sem., pp. 131-135.

Mc. BIRNEY, A. R. (1963): "Factors governing the nature of submarine volcanism" *Bull. Volc.*, 26, pp. 455-469.

Mc. BRIDE, E. F. y FOLK, R. L. (1979): "Features and origin of italian jurassic radiolarites deposited on continental crust". *Jour. Sed. Petrology*, 49 (3), pp. 837-868.

MAJEWSKI, J. P. (1969): "Recognition of invertebrate fossil fragments in rocks and thin sections". *Inter. Sed. Petrog. series*, XIII, Curillier, J. & Schurmann, H. M. E. (eds.), 101 pp., Leiden.

MANGOLD, M. (1988): "Zur Mikrothermometrie und Geochemie der Fluorite im Sarrabus-Gerrei (SE-Sardinien) als indikatoren lagerstättenbildender Prozesse". *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A, Band 92*, 72 pp.

MARCELLO, A.; PRETTI, S.; SALVADORI, I.; URAS, I.; VALERA, R.; VIOLÒ, M. & ZUFFARDI, P. (1978 a): "Carta Metallogenica della Sardegna". Escala 1:250.000, Ente Minerario Sardo/Servizio Geologico d'Italia.

MARCELLO, A.; PRETTI, S. & SALVADORI, I. (1978 b): "Le prospezioni geominerarie in Sardegna: La prospezione geochimica strategica". *Boll. Servizio Geol. d'It.*, 99, pp. 277-310.

MARCELLO, A.; PRETTI, S. & SALVADORI, I. (1978 c): "Le prospezioni geominerarie in Sardegna: la prospezione geochimica tattica". *Ente Minerario Sardo*, anno VI, 3-4, pp. 7-24.

MARCELLO, A.; PRETTI, S. & SALVADORI, I. (1980): "La prospezione geo-mineraria di base ed applicata in Sardegna, nell'ambito del "programma generale" dell'Ente Minerario Sardo.

MARCELLO, A.; PRETTI, S. & URAS, I. (1983): "La barite in Sardegna". *L'Industria Mineraria*, n. 5, pp. 1-32.

MARCHESE, E. (1862): "Cenno sulle ricchezze minerali della Sardegna". 94 pp., Tipografia A. Timon, Cagliari.

MARCHESINI, A. & DE MICHELE, V. (1967): "Su un affioramento fosfatico nel Sarrabus (Sardegna) (Nota preliminare)". *Atti Soc. It. Str. Sc. Mus. Civico St. Nat. Milano.*, 106(2), pp. 167-170.

MARCHIG, V.; GUNDLACH, H.; HOLLER, G. & WILKE, M. (1988): "New discoveries of massive sulfide deposits on the East Pacific Rise". *Marine Geology*, 84, pp. 179-190.

MARINI, C. & MELIS, M.F. (1981): "Le mineralizzazioni strati-formi a solfuri misti della serie paleozoica del Fluminese (Sardegna Sud-Occidentale). Nota 1.". *Rend. SIMP*, 37 (1), pp. 541-555.

MARTI, J. (1986): "El vulcanisme explosiu tardihercinià del Pirineu català". Tesis Doctoral inèd. Univ. Barcelona, 304 pp.

MASI, U.; TURI, B. & VALERA, R. (1975): "Composizione isotopica del quarzo e della calcite di ganga del "Giacimento Argentifero" del Sarrabus (Sardegna Sud-orientale) e sue implicazioni genetiche". *Rend. S.I.M.P.*, 31, pp. 467-485.

MATA, J.M.; PLANA, F. & TRAVERIA, A. (1983): "Estudio mineralogico del yacimiento de fosfatos de Gavà". *Bol. Soc. Española de Mineralogía*, 6, pp. 257-258.

MATTE, Ph. (1986): "Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe". *Tectonophysics*, 126, pp. 329-374.

MAUCHER, A. (1965): "Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik", *Freib. Forsch. H.C.*, 186, pp. 173-187.

MAUCHER, A. (1972): "Time and stratabound ore deposits and the evolution of the Earth". 24th I.G.C., Section 4, pp. 83-87.

MAUCHER, A. (1976): "The strata-bound cinnabar-stibnite-scheelite deposits (discused with examples from the Mediterranean region)". In H.K.WOLF "Handbook of stratabound and stratiform ore deposits", v. 7, ch. 10, pp. 477-503. Elsevier.

MAXIA, M. (1983): "Segnalazione di potenti successioni carbonifere marine nella Sardegna meridionale". *Rend. Soc. Geol. It.*, 6, pp. 21-24.

MAXIA, M. (1985 a): "Il problema delle "brecce (e conglomerati) a liditi" nell'area paleozoica della Sardegna centro-meridionale". in T.COCOZZA & C.A.RICCI (eds.) (1985), p. 25.

MAXIA, M. (1985 b): "Ricostruzione strutturale del tratto di Catena Ercinica compresa nell'area tra il Sarrabus centro-meridionale e il Gerrei". In T.COCOZZA & C.A.RICCI (eds.) (1985), p. 92.

MAZZELLA, A.; MELIS, M.F.; PORCU, R.; RIVOLDINI, A. & VILOLO, M. (1979): "La distribuzione geochemica del fluoro nella sequenza

ordoviciano-siluriana della Sardegna". *Ress. A.M.Sa.*, LXXXIV, n° 2, pp. 39-62.

MAZZUCHELLI, M. & MINZONI, N. (1986): "New geochemical data on Middle Ordovician-Silurian volcanics on the Central zone of Sardinia (Italy)". IGCP Project N° 5: "Correlation of Prevariscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. Final Meeting, Sardinia, May 25-31, 1986", p. 52.

MELGAREJO, J.C. (1987): "Estudi geològic i metal·logenètic del Paleozoic del Sud de les Serralades Costaneres Catalanes". Tesis Doctoral inèd. Univ. de Barcelona, 646 pp.

MELGAREJO, J.C. & AYORA, C. (1988): "Mineralizaciones Sedex de Mn en tramos basales de la serie carbonifera del Priorat-Serra de Miramar (Cataluña)". *Bol. Soc. Esp. Mineralogia*, 11-2, pp. 157-158.

MEMMI, I.; BARCA, S.; CARMIGNANI, L.; COCOZZA, T.; FRANCESCHELLI, M.; GATTIGLIO, M.; GHEZZO, C.; MINZONI, N.; NAUD, G.; PERTUSATI, P. C. & RICCI, C.A. (1982): "Il magmatismo pre-ercinico della Sardegna". In L. CARMIGNANI et al. (eds.), pp. 157-164.

MEMMI, I.; BARCA, S.; CARMIGNANI, L.; COCOZZA, T.; ELTER, F.; FRANCESCHELLI, M.; GATTIGLIO, M.; GHEZZO, C.; MINZONI, N.; NAUD, G.; PERTUSATI, P. C. & RICCI, C.A. (1983): "Further geochemical data on the pre-hercynian igneous rocks and their geodynamic significance". In F. P. SASSI & T. SZEDERKÉNYI (eds.) *I.G.C.P. N° 5, Newsletter*, 5, pp. 87-93.

MENEGHINI, G. (1857): "Paléontologie de l'île de Sardaigne ou description des fossiles recueillis dans cette contrée par le Général A. De La Marmora. Suite à la III partie du "Voyage en Sardaigne" de La Marmora". 584 pp. Ed. Bocca, Torino.

MICHEL, R. (1952): "Sur la genèse des pépérites de Limagne". *C.R.S. Soc. géol. France*, N° 5, 3 mars 1952, pp. 82-84.

MIERS, A. (1891): "The tetartohedrism of ullmannite", *Mineral. Magazine*, n° 43, v. IX, pp. 211-213.

MILLOSEVICH, F. (1906): "Appunti di mineralogia sarda. Bournonite del Sarrabus". *Rend. Acc. dei Lincei, S.V.*, vol. 15, fasc. 8 I, pp. 457-462.

MINZONI, N. (1972): "Lineamenti geologico-petrografici delle formazioni paleozoiche affioranti nella zona di Meana Sardo (Sardegna centrale)". *Annali dell'Università di Ferrara, Nuova Serie, Sezione XVII, Scienze Mineralogiche e Petrografiche*, V. I, N. 6, pp. 67-87.

MINZONI, N. (1975): "La serie delle formazioni paleozoiche a sud del Gennargentu". *Boll. Soc. Geol. It.*, 94, pp. 347-365.

MINZONI, N. (1977): "Successione stratigrafica e assetto strutturale delle formazioni paleozoiche della Sardegna Centrale". In G.B. VAI (ed.), pp. 53-56.

MINZONI, N. (1985): "Magmatismo paleozoico ed evoluzione geodinamica in Sardegna", in T. COCOZZA & C.A. RICCI (eds.) (1985), pp. 87-88.

MINZONI, N. (1986 a): "Paleozoic tectonics, magmatism and sedimentation in Sardinia". IGCP Project No 5: "Correlation of Prevariscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. Final Meeting, Sardinia, May 25-31, 1986", p. 54.

MINZONI, N. (1986 b): "Sedimentary tectonics during Lower Paleozoic in Sardinia: the relationships between "porphyroids" and the Solanas Fm." IGCP Project No 5: "Correlation of Prevariscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. Final Meeting, Sardinia, May 25-31, 1986", p. 53.

MÖLLER, P.; PAREKH, P.P. & SCHNEIDER, H.-J. (1976): "The application of Tb/Ca-Tb/La abundance ratios to problems of fluor spar genesis". Mineral. Deposita, 11, pp. 111-116.

MÖLLER, P.; GERMAN, K. & SCHNEIDER, H.-J. (eds.) (1983): "Geochemical "proximity" indicators for strata-bound non-ferrous massive sulphide ore deposits. Final report 1980-82". Commission of the European Communities, Contract n. 117-80 MPP D, 75 pp., HMI-B 392, juli 1983, Freie Universität, Berlin.

MOORE, J.G. (1975): "Mechanism of formation of pillow lava". Am. Scientist, 63, pp. 269-277.

MOORE, J.G. & CHARLTON, D.W. (1984): "Ultrathin lava layers exposed near San Luis Obispo Bay, California". Geology, 12, pp. 542-545.

MOORE, J.G. & LOCKWOOD, J.P. (1978): "Spreading cracks on pillow lava". J. Geol., 86, 661-671.

MORTEANI, G.; MÖLLER, P. & HOEFS, J. (1986): "Rare-earth element and oxygen isotope studies of altered variscan granites: the Western Harz (Germany) and Southern Sardinia (Italy)". Chemical Geology, 54, pp. 53-68.

MOSIER, D.L.; SATO, T.; PAGE, N.; SINGER, D.A. & BERGER, B.R. (1986): "Descriptive model of Creede epithermal veins". In COX & SINGER (eds.) (1986), pp. 145-149.

MUIR, M.D. (1983): "Depositional environments of host rocks

to northern australian lead-zinc deposits, with special reference to McArthur River". In D.F.SANGSTER (ed.) (1983), pp. 141-174.

MUÑOZ, J.A. (1985): "Estructura alpina i herciniana a la vora sud de la zona axial del Pirineu Oriental, Tesis doctoral inéd., Univ. de Barcelona, 305 pp.

NAIRN, I.A. & WIRADIRADJA, S. (1980); "Late quaternary hydrothermal explosion breccias at Kawerau geothermal field, New Zealand". Bull.Volcanol., vol. 43-1, pp. 1-13.

NATALE, P. (1973): "Il giacimento di fluorite di Silius". Atti Giorn.Stud. Fluoriti Italiane (Torino 1972), cap. 3/9, pp. 325-340.

NAUD, G. (1979 a): "Les shales de Rio Canoni, formation-repère dans l'Ordovicien supérieur de Sardaigne orientale. Conséquences stratigraphiques et structurales". Bull.Soc.géol.France, (7), 21 (2), pp. 155-159.

NAUD, G. (1979 b): "Modèle structural des formations paléozoïques de Sardaigne Orientale", 7e. Reunion Annuelle des Sciences de la Terre, Lyon 1979, p. 341. Soc.géol.Fr.édit.Paris.

NAUD, G. (1979 c): "Tentative de synthèse sur l'évolution géodynamique de la Sardaigne antépermienne". Mem.Soc.Geol.It., 20, pp. 85-96.

NAUD, G. (1980): "Contribution à la connaissance des formations paléozoïques du Sarrabus (Sardaigne Sud-Orientale): stratigraphie du secteur de Tuviois". 8e. Reunion Annuelle des Sciences de la Terre, Marseille 1980, p. 259. Soc.géol.fr.édit. Paris.

NAUD, G. (1981): "Confirmation de l'existence de la discordance angulaire anté-ordovicienne dans le Sarrabus (Sardaigne sud-orientale): conséquences géodynamiques". C.R.Acad.Sc.Paris, t. 292, 16, Série II, pp. 1153-1156.

NAUD, G. (1982): "Un exemple de structuration des formations paléozoïques de Sardaigne Orientale: les unités chevauchantes de la Basse Vallée du Flumendosa (Sardaigne, Italie)". 9e. Reunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris, 1982, p. 469, Soc.géol. Fr.édit.Paris.

NAUD, G. (1984): "Rajeunissement de l'âge de la phase paléozoïque inferior et distension cambro-ordovicienne en Sardaigne". 10e. Reunion Annuelle des Sciences de la Terre, Bordeaux 1984, p. 413. Soc.géol.Fr.édit.Paris.

NAUD, G. & TEMPIER, C. (1977): "Schema stratigraphique et tectonique des formations paléozoïques de Sardaigne Sud-Orientale".

le". 5ème. Reunion Annuelle des Sciences de la Terre, Rennes, 1977, p. 348. Soc. géol.Franc.Edit., Paris

NELSON, C.E. & GILES, D.L. (1985): "Hydrothermal eruption mechanisms and hot spring gold deposits". *Economic Geology*, 80, pp. 1633-1639.

NISBET, E.G. & PEARCE, J.A. (1977): "Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, pp. 149-160.

NISBET, E.G. y PRICE, I. (1974): "Siliceous turbidites: bedded cherts as redeposited, ocean ridge derived sediments" in K.J.Hsü y H.C.Jenkyns (eds.), *Spec.Publs.int.Ass.Sediment.*, 1, pp. 351-366, London, Blackwell Sci.Publ.

NOTHOLT, A.J.G. (1980): "Economic phosphatic sediments: mode of occurrence and stratigraphical distribution". *J.geol.Soc. London*, pp. 793-805.

NOVARESE, V. (1917): "Il periodo eroico della geologia e delle miniere in Sardegna". *La Miniera Italiana. Notizie e note in occasione del Convegno Minerario Italiano, Roma 10-11 giugno 1917*, pp. 6-8.

NRIAGU, J.O. (1984): "Phosphate minerals: their properties and general modes of occurrence". In J.O.NRIAGU & P.B.MOORE (eds.): "Phosphate minerals", pp. 1-136, Springer Verlag.

DEN, I.S.; DE MAESSCHALCK, A.A. & LUSTENHOUWER, W.J. (1986): "Mid-Proterozoic exhalative-sedimentary Mn skarns containing possible microbial fossils, Grythyttan, Bergslagen, Sweden". *Econ.Geology*, v. 81, pp. 1533-1543.

OFTEDAHL, C. (1958): "A teory of exhalative-sedimentary ores". *Geol.Fören.Förhandl.*, BD 80, pp. 1-19, Stockholm.

OFTEDAHL, C. (1959): "On exhalative-sedimentary ores. Reply and discussion". *Geol.Fören.Förhandl.*, BD 81, H.1, pp. 139-144, Stockholm.

OGNIBEN, G. (1959): "Le mineralizzazioni metallifere di Correboi". *Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova*, XXI, pp. 1-46.

OHMOTO, H. (1983): "Geologic setting of the Kuroko Deposits, Japan. Part I. Geologic history of the Green Tuff region" *Economic Geology, Monograph 5*, pp. 9-24.

OHMOTO, H. & LASAGA, A.C. (1982): "Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, pp. 1727-1745.

OHMOTO, H. y TAKAHASHI, T. (1983): "Geologic setting of the Kuroko Deposits, Japan. Part III. Submarine calderas and Kuroko genesis." *Economic Geology*, Monograph 5, pp. 39-54.

OHMOTO, H.; MIZUKAM, M.; DRUMMOND, S.E.; ELDRIDGE, C.S.; DISUTHARNOND, V. & LENACH, T.C. (1983): "Chemical processes of Kuroko formation". *Econ. Geology Monograph* 5, pp. 570-604.

OLDERSHAW, A.E. (1968): "Electron-microscopic examination of Namurian bedded cherts, North Wales (Great Britain)". *Sedimentology*, 10, pp. 255-272.

OLIVIERI, R. (1970): "Conodonti e zonatura del Devoniano superiore e riconoscimento di Carbonifero inferiore nei calcari di Corona Mizziu (Gerrei, Sardegna)". *Boll. Soc. Paleont. It.*, 8, pp. 63-152.

O'NEIL, J.R. (1987): "Preservation of H, C, and O isotopic ratios in the low temperature environment". In T.K. KYSER (ed) (1987), pp. 85-128.

ORTEGA, E. (ed.) (1979): "Visita a Minas de Almadén. 26 Congreso Geológico Internacional", Informe inéd., 29 pp.

LOUDIN, E. (1983 a): "Hydrothermal sulfide deposits of the East Pacific Rise (21° N). Part I: Descriptive mineralogy". *Marine Mining*, 4, n° 1, pp. 39-71.

LOUDIN, E. (1983 b): "Minéralogie de gisements et indices liés a des zones d'accrétion océaniques actuelles (ride Est-Pacifique et mer Rouge) et fossile (Chypre)". *Chron. rech. min.*, n° 470, pp. 43-56.

LOUDIN, E. & CONSTANTINO, G. (1984): "Black smoker chimney fragments in Cyprus sulphide deposits". *Nature*, v. 308, N° 5957, pp. 349-353.

LOUDIN, E.; PICOT, P. & POUIT, G. (1981 a): "Comparison of sulfide deposits from the East Pacific Rise and Cyprus". *Nature*, v. 291, pp. 404-407.

LOUDIN, E.; FOUILLAC, C. & LE BEL, L. (1981 b): "Etudes minéralogique et géochimique des dépôts sulfurés sous-marins actuels de la ride est-pacifique (21° N)". *Documents du BRGM*, 25, 241 pp.

LOUDIN, E.; THISSE, Y. & RAMBOZ, C. (1984): "Fluid inclusion and mineralogical evidence for high-temperature saline hydrothermal circulation in the Red Sea metalliferous sediments: preliminary results". *Marine Mining*, 5, n° 1, pp. 3-31.

QYARZUN, R. (1988): "Aspectos geológicos y geoquímicos de los

yacimientos epitermales de oro y plata". Bol.Soc.Española de Mineralogía, 11-I, pp. 17-26.

PADALINO, G. (1973): "Guida per l'escursione alle mineralizzazioni di Correboi". In: Itinerari geologici, mineralogici, giacimentologici in Sardegna. Ente Minerario Sardo, pp. 17-27.

PADALINO, G.; TOCCO, S. & VILOLO, M. (1978): "Present hypothesis on correlation between paleogeographic environments and ore deposits. Examples from Sardinian mining district (Italy)". Mem.Soc.Geol.It., 19, pp. 721-725.

PADALINO, G.; PRETTI, S.; TAMBURRINI, D.; TOCCO, S.; URAS, I.; VILOLO, M. & ZUFFARDI, P. (1971): "Ore deposition in karst formations with examples from Sardinia. G.C.AMSTUTZ & A.J.BERNARD (eds.), International Union of Geological Sciences, Serie A, 3, pp. 209-220.

PAILLERET, P. (1983): "Les nodules baritiques de l'Albien du Sud-Est de la France: un exemple de concentrations minerales en relation avec l'evolution diagénétique du sediment". Thèse IIIème. Cycle, Université Claude-Bernard-Lyon 1, 236 pp.

PARAK, T. (1975): "The origin of the Kiruna iron ores". Sveriges Geologiska Undersökning", Serie C NR 709, Avhandlingar Och Uppsatser, Arsbok 69 NR 1, 209 pp., Stockholm.

PARAK, T. (1985): "Phosphorous in different types of ore sulfides in the iron ore deposits, and the type and origin of ores at Kiruna" Econ.Geology, 80, pp. 646-665.

PARNISARI y TESTA, L. (1920): "Rilevamento geologico a Monte Narba (Sarrabus)" Ress. A.M.Sa., n. 5, pp. 14-18.

PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973): "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses". Earth Planet.Sci.Lett., 19, 290-300.

PELLOUX, A. (1912): "Variscite del Sarrabus (Sardegna). Ann. Mus.Civico St.Nat.Genova. Serie III, 5 (45), pp. 470-472.

PERRIER, M. (1922): "Fossili silurici e stratificazione del calcare silicizzato nell Sarrabus". Ress. A.M.Sa., 27, n° 7, p. 13.

PICHLER, H. (1965): "Acid Hyaloclastites". Bull. Volcanol., 28, pp. 293-310.

PIERPOLI, P. (1933): "Etude microscopique de quelques mineraux des filons argentifères du Sarrabus". Bull.Soc.Fr.Min., t. 56-57, pp. 277-301.

FIGA, A. (1949): "Note sul giacimento di magnetite di S. Leone". Res.A.M.Sa., 54, n° 2, pp. 40-44.

PITTAU DEMELIA, P. & DEL RIO, M. (1982) : "Acritarchi cambriani ed ordoviciani di alcune successioni paleozoiche della Sardegna meridionale". Paleontologia stratigrafica ed Evoluzione, Quaderno N.2, 1982, pp. 137-138.

PLIMER, I.R. (1978): "Les gisements stratiformes de plomb et zinc de Broken Hill (Australie)". Chron.rech.min., 442, pp. 3-34.

POMESANO CHERCHI, A. (1960): "Sui porfiroidi nel Gotlandiano del Gerrei (Sardegna)". Acc.Naz.Lincei, Rend.Cl.Sci.fis.mat.nat., Serie VIII, vol. XXVIII, fasc. 5, pp. 670-673.

POMESANO CHERCHI, A. (1962): "Ricerche sul vulcanismo gotlandiano del Gerrei (Sardegna sud-orientale)". La Ricerca Scientifica, anno 32, serie 2, parte II-A, vol. 2, n° 3, pp. 279-285.

PORTER, E.W. & RIPLEY, E. (1985): "Petrologic and stable isotope study of the gold-bearing breccia pipe at the Golden Sunlight deposit, Montana". Econ. Geology, 80, pp. 1689-1706.

POUIT, G. (1976): "Gisements et volcanisme", Mém.h.sér.Soc. géol.France n. 7, pp. 115-126.

POUIT, G. (1978): "Différents modèles de minéralisations "Hydrothermale Sédimentaire" à Zn (Pb) du Paléozoïque des Pyrénées centrales". Mineral.Deposita, 13, 411-421.

POUIT, G. (1983): "Introduction. Les minéralisations polymétalliques actuelles et fossiles: problèmes posés par leurs classifications et comparaisons". In G.POUIT et al. (1983), pp. 4-13.

POUIT, G. (1984): "Les gisements à sulfures massifs exhalatifs-sédimentaires: une mise au point sur leur classification et la méthodologie de leur recherche". Chron.rech.min., n° 476, pp. 31-34.

POUIT, G. (1986): "Les minéralisations Zn-Pb exhalatives sédimentaires de Bentaillou et de l'anticlinorium paléozoïque de Bosost (Pyrénées ariégeoises, France)". Chron.rech.min., n° 485, pp. 3-16.

POUIT, G. & ALSAC, C. (1978): "Les facies noires tuffacés du Dévonien et de l'Ordovicien des Pyrénées centrales et leurs minéralisations Zn (Pb)". C.R.Acad.Sc.Paris, t. 287, Série D, pp. 415-418.

POUIT, G. & BOIS, J.P. (1986): "Arrens Zn (Pb), Ba Devonian deposit, Pyrénées, France: an exhalative-sedimentary-type deposit similar to Meggen". *Mineral. Deposita*, 21, pp. 181-189.

POUIT, G.; BOUQUET, C. & BOIS, J.P. (1979): "Les principaux niveaux minéralisés (Zn, Pb, Cu, Ba) du Paléozoïques des Pyrénées centrales: éléments de synthèse". *Bull. BRGM*, (2), II, n° 1, pp. 23-34.

POUIT, G.; BIGOT, M.; DELFOUR, J.; MILESI, J.P. & PICOT, P. (1983): "Les minéralisations actuelles et anciennes: l'exemple de la Mer Rouge". *Documents du BRGM*, 52, 48 pp.

PRETTI, S. (1967): "Contributo alla conoscenza dei giacimenti stratoidi polimetallici sardi in area metamorfica. Il giacimento di Parredis (Cagliari, Sardegna)". *Res. A.M.Sa.*, LXXII.

PRETTI, S., SALVADORI, I. & VIOLLO, M. (1978): "A new approach to the investigations on karst and ore-bodies in cambrian carbonatic rocks of Sardinia (Italy). Preliminary report." *Ress. A.M.Sa.*, vol. 84, n. 1, pp. 67-85.

PRIAN, J.F. (1980): "Caractéristiques des paléoenvironnements des phosphorites cambriennes du versant septentrional de la Montagne Noire (Sud du Massif Central, France), *Documents du B.R.G.M.*, n° 24, pp. 93-111.

PRUNA, E. (1953): "Nuovo campo di ricerche minerarie nel Sarrabus (Sardegna sud-orientale). La zona del "Mindarri" ". *Ress. A.M.Sa.*, 7, pp. 7-9.

PRUNA, E. (1960): "Note sul rilevamento geo-giacimentologico in corso nelle miniere di Rosas (Sardegna Sudoccidentale)". *AMMI S.p.A. Giornate di studio sulle ricerche geo-giacimentologiche*, Roma 22-23 novembre 1960, vol. IV/4, pp. 1-5.

PRUNA, V. (1965): "Sulla tettonica degli adunamenti a solfuri misti nella zona delle alternanze e nei calcari scistosi del Cambrico (sulcis, Sardegna sud-occidentale)". *Atti del Symposium Sui Problemi Geominerari Sardi, Cagliari-Iglesias 26-30 ottobre 1965, Sez. I-A12*, pp. 255-265.

PRUNA, E. & CHERCHI, A. (1954): "Nuovo campo di ricerche minerarie nel Sarrabus (Sardegna Sud-Orientale). La zona del "Mindarri" ". *Ress. A.M.Sa.*, dicembre 1954, pp. 9-31.

RAMSAY, J.G. (1977): "Plegamiento y fracturación de rocas". 590 pp., H. Blume Ediciones, Madrid.

RIBEIRO, A.; ANTUNES, M.T.; FERREIRA, M.P.; ROCHA, R.B.; SOARES, A.F.; ZBYSZEWSKI, G.; MOITINHO DE ALMEIDA, F.; DE CARVALHO,

D. & MONTEIRO, J.H. (1979): "Introduction à la géologie générale du Portugal", Serviços Geológicos de Portugal, 113 pp., Lisboa.

RIDGE, J.D. (1973): "Volcanic exhalations and ore deposition in the vicinity of the sea floor". Mineral. Deposita, 8, pp. 332-348.

RITTMANN, A. (1958): "Cenni sulle colate di ignimbriti". Boll. del Sed. Acad. Gioenia di St. nat. in Catania, IV, 10, pp. 524-533.

ROBERT, J.F. (1980): "Etude géologique et métallogénique du Val de Ribes sur le versant espagnol des Pyrénées Catalanes". Tesis Doctoral inéd., Univ. de Franche-Comté, 294 pp.

ROBINSON, D.J. (1984): "Silicate facies iron-formation and strata-bound alteration: Exhalites derived by mixing. Evidence from Mn garnet-stilpnomelane rocks at Redstone, Timmins, Ontario". Economic Geology, 79, pp. 1796-1817.

ROLLANDI, M.S. (1981): "Miniere e minatori in Sardegna. Dalla crisi del primo dopoguerra alla nascita di Carbonia". 170 pp., Edizioni della Torre, Cagliari.

RONA, P.A.; KLINKHAMMER, G.; NELSEN, T.A.; TREFRY, J.H. & ELDERFIELD, H. (1986): "Black smokers massive sulphides and vent biota at the Mid-Atlantic Ridge". Nature, v. 321, n° 6065, pp. 33-37.

ROSS, C.S. & SMITH, R.L. (1961): "Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations and identification". U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 366, 81 pp.

ROUTHIER, P. (1969): "Sur trois principes généraux de la Métallogénie et de la recherche minérale". Mineral. Deposita, vol. 4, 2, pp. 213-218.

ROUTHIER, P. (1976): "A new approach to metallogenic provinces: the example of Europe". Economic Geology, 71, pp. 803-811.

ROUTHIER, P. (1980): "Où sont les métaux pour l'avenir?. Les provinces métalliques. Essai de métallogénie globale". Mém. BRGM, n° 105, 410 pp.

ROUTHIER, P.; AYE, F.; BOYER, C.; LECOLLE, M.; MOLIERE, P. & ROGER, G. (1980): "La ceinture sud-ibérique à amas sulfurés dans sa partie espagnole médiane. Tableau géologique et métallogénique. Synthèse sur le type amas sulfurés volcano-sédimentaires". Mém. BRGM, n° 94, 265 pp.

RUSSELL, M.J. (1983): "Major sediment-hosted exhalative zinc+lead deposits: formation from hydrothermal convection cells".

that deepen during crustal extension". In D.F.SANGSTER (ed) (1983), pp. 251-292.

RUSSELL, M.J.; SOLOMON, M. & WALSHE, J.L. (1981 a): "The genesis of sediment-hosted, exhalative zinc+lead deposits". *Mineral. Deposita*, 16, pp. 113-127.

RUSSELL, M.J.; SOLOMON, M. & WALSHE, J.L. (1981 b): "Mechanisms of sulphide deposition in sediment-hosted exhalative lead-zinc deposits". *BMR Jnl. of Aust. Geol. & Geophys.*, v. 4, n^o, pp. 329-330.

RUSSELL, M.J.; BOYLE, A.J.; LARTER, R.C.L. & SAMSON, I.M. (1982): "The significance of hydrothermal pyrite chimneys in the Silvermines deposits". In A.G.BROWN (ed.): "Mineral exploration in Ireland: Progress and developments 1971-1981", Irish Association for Economic Geology, pp. 171-172.

RUSSELL, M.J.; HALL, A.J.; WILLIAN, R.C.R.; ALLISON, I.; ANDERTON, R. & BOWES, G. (1984): "On the origin of the Aberbeldy celsian+barite+base-metal deposits, Scotland". *Prospecting in areas of glaciated terrain*, Inst. Mining & Metallurgy, London.

RUTLEY, F.G.S. (1891): "Notes on Crystallites". *Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society*. v. IX, n^o 44, pp. 261-271.

RUTTEN, M.G. (1963): "Acid lava flow structure (as compared to ignimbrites)". *Bull. Volcanologique*, t. XXV, pp. 111-121.

SAAVEDRA, A. & SHIMADA, N. (1986): "La mineralización de los cuerpos subvolcánicos de Bolivia". *Memoria del II Coloquio del Instituto de Geología Económica, Febrero de 1986, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz, Bolivia*, pp. 168-177.

SALVADOR, P. & FAYOS, J. (1972): "Some aspects of the structural relationship between "Messbach-type" and "Lucin-type" variscites". *American Mineralogist*, v. 57, pp. 36-44.

SALVADORI, I.; VALERA, R. "Principi e metodi di ricerca delle mineralizzazioni fluoritico-baritiche nel Sarrabus (Sardegna Sud-orientale)", *Atti Giorn. Stud. Fluoriti Italiane (Torino 1972)*, cap. 4/5, pp. 533-548.

SAMAMA, J.C. (1976): "Comparative review of the genesis of the copper-lead sandstone-type deposits". In K.H.WOLF (ed.): "Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits", 6, pp. 1-20.

SANGSTER, D.F. (1972): "Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: a review". *Geol. Survey Canada, Paper 72-22*, 44 pp.

SANGSTER, D.F. (ed.) (1983): "Sediment-hosted stratiform lead-zinc deposits". MAC, Short Course Handbook, v. 8, 309 pp., Victoria, B.C. Canada.

SAN MIGUEL, M. (1944): "Diccionario petrográfico. Tomo I. Rocas eruptivas". C.S.I.C., Patronato "Santiago Ramón y Cajal"-Centro de Investigaciones Geológicas "Lucas Mallada", 174 pp., Madrid.

SANTALLIER, D.; PIQUE, A.; PLOQUIN, A.; QUENARDEL, S.M. & ROLET, J. (1986): "The Pre-Hercynian French Paleozoic orogen" International Conference on Iberian Terranes and their regional correlation, Oviedo 1-6 Sept. 1986, Abstracts, p. 55.

SANTANACH, P. (1972): "Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pirineos Orientales". Acta Geológica Hispánica, VII, 5, pp. 55-63.

SARTORI, F. & TESTA, L. (1918): "Tenori d'oro nei minerali in Sardegna". Res. A.M.Sa., XXIII, n° 9, pp. 304-305.

SARTORI, F. & TESTA, L. (1921): "Tenori d'oro nei minerali di Sardegna". Res. A.M.Sa., Anno XXVI, Seduta 16 Gennaio 1921, p. 19.

SASSI, F.; ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G. (1985): "L'evento caledoniano nell'Austroalpino delle Alpi Orientali: evoluzione e stato delle conoscenze" in T. COCOZZA & C.A. RICCI (eds.): "Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano. Siena 13-14 dicembre 1985. Note brevi e Riassunti" pp. 11-14.

SAXBY, J.D. & STEPHENS, J.F. (1973): "Carbonaceous matter in sulphide ores from Mount Isa and McArthur River: an investigation using the electronprobe and the electron microscope". Mineral. Deposita, 8, n° 2, pp. 127-137.

SAUPE, F. (1973): "La géologie du gisement de mercure d'Almaden". Tesis doctoral inéd. E.N.S. Nancy, 343 pp.

SCHERMERHORN, L.J.G. (1970): "The deposition of volcanics and piritite in the Iberian Pyrite Belt". Mineral. Deposita, 5, pp. 273-279.

SCHLAGER, W. (1974): "Preservation of cephalopod skeletons and carbonate dissolution on ancient tethyan sea floors". Spec. Publs. int. Ass. Sediment., 1, pp. 49-70.

SCHNEIDER, H.J. (1972): "Schichtgebundene NE-Metall- und F-Ba-Lagerstätten im Sarrabus-Gerrei-Gebiet, SE Sardinien. I."

Bericht zur Lagerstättenkunde und Geologie". N.Jb.Mineral.Mh., H. 12, pp. 529-541.

SCHNEIDER, H.H. (1974): "Lithostratigraphy of the San Vito Formation at San Nicolò Gerrei (SE Sardinia) and some tectonic consideration on the Villasalto Fault". Boll.Soc.Geol.It., 93, pp. 927-936.

SCHOLLE, P.A.; ARTHUR, M.A. & EKDALE, A.A. (1983 a): "Pelagic environment". In P.A.SCHOLLE, D.G.BEBOUT & C.H.MOORE (eds.): "Carbonate depositional environments", pp. 620-691.

SCHOLLE, P.A.; BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (eds.) (1983 b): "Carbonate Depositional Environments". A.A.P.G. Memoir # 33, 708 pp.

SCHROLL, E. (1984): "Geochemical indicator parameters of lead-zinc ore deposits in carbonate rocks". In A.WAUSCHKUHN et al. (eds.) (1984), pp. 294-305.

SCOTT, S.D. (1985): "Seafloor polymetallic sulfide deposits: modern and ancient". Marine Mining, 5, n° 2, pp. 191-212.

SCOTT, S.D. (1986): "Seafloor polymetallic sulfides: scientific curiosities or mines of the future?". Preprint from P.TELEKI et al. (eds.): "Proceedings NATO Advanced Research Workshop on "Marine Mineral: Resource Assesment Strategies", D.Reidel Publ.Co.

SEGNI, E.R. (1946): "Barium-felspars from Broken Hill, New South Wales". Min.Magazine, vol. XXVII, n. 192, pp. 166-174.

SELLA, G. (1871): "Carta mineraria dell'isola di Sardegna con l'indicazione delle miniere concesse ed in esplorazione a tutto il 1870 alla scala 1 e 250.000". Relazione del deputato Quintino Sella alla commissione di richiesta sulle condizioni dell'industria mineraria dell'isola di Sardegna, Camera dei Diputati, Torino, 2 maggio 1871. (ha sido consultada una reproducción facsimil).

SILLITOE, R.H. (1977): "Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: a review". In "Volcanic processes in ore genesis", Special publication n° 7 of the Geol.Soc. of London, pp. 99-116.

SILLITOE, R.H. & BONHAM, H.F. (1984): "Volcanic landforms and ore deposits". Econ.Geology, 79, pp. 1286-1298.

SILLITOE, R.H.; GRAUBERGER, G.L. & ELLIOTT, J.E. (1985): "A diatreme-hosted gold deposit at Montana Tunnels, Montana". Economic Geology, 80, pp. 1707-1721.

SIMONEIT, B.R.T. & LONSDALE, P.F. (1982): "Hydrothermal petroleum in mineralized mounds at the seabed of Guaymas Basin". *Nature*, 295, pp. 198-202.

SISTU, G. (1985): *Geologia e mineralizzazioni del settore Serra S'Iilixi-Rocca Arricelli (Sarrabus Occidentale)*", Univ. Cagliari, Tesi di Laurea inéd., 124 pp.

SITZIA, R. (1966): "Spettri I.R. di alcuni fosfati naturali". *Rend. Sem. Fac. Sc. Cagliari.*, 36, pp. 1-11.

SLACK, J.F. (1980): "Tourmaline: a prospecting guide for massive base-metal deposits in the Penobscot Bay Area, Maine". *Special Economic Studies Series n° 8*, pp. 1-25.

SLACK, J.F. (1982): "Tourmaline in Appalachian-Caledonian massive sulphide deposits and its exploration significance". *Trans. Inst. Mining & Metallurgy*, 91, pp. B81-89.

SLACK, J.F.; HERRIMAN, J.F.; BARNES, R.G. & FLIMER, I.R. (1984): "Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance". *Geology*, 12, pp. 713-716.

SOLA, L. (1967): "Contributo alla conoscenza dei giacimenti stratoidi polimetallici in area metamorfica. Il giacimento di Perda s'Oliu, Sardegna)". *Ress. A.M.Sa.*, 72, 5, 11-18. *revisar*

SOLE, M. (1986): "Prospección geoquímica estratégica del macizo de Les Gavarres (Girona)" *Tesis de Licenciatura*, Univ. de Barcelona, 144 pp.

SOLER, E. (1974): "Les chlorites liées aux minéralisations pyrito-cuprifères de la province de Huelva (SW Espagne)". *Sciences de la Terre*, T. XIX, n° 2, pp. 181-189.

SOLOMON, M. & WALSH, J.L. (1979): "The formation of massive sulfide deposits on the sea floor" *Economic Geology*, 74, pp. 797-813.

SOLOMON, M.; WALSH, J.L. & GARCIA PALOMERO, F. (1980): "Formation of massive sulphide deposits at Rio Tinto, Spain". *Transactions/Section B of the Institution of Mining and Metallurgy*, vol. 89, B16-24.

SONNET, F.; VERKAEREN, J. & CREVOLA, G. (1985): "Scheelite-bearing calc-silicate gneisses in the Provence crystalline basement (Var, France)" *Bull. Minéral.*, 108, pp. 377-390.

SORARU, G.B. (1941): "Visita al permesso minerario in regione Miniera Tacconis (proprietà Dr. Pernis) e al permesso minerario di Bruncu Berritta". *Informe inéd. mecanografiado*, Archivio Geologico Miniera di Montevecchio.

SPALLETTA, C. (1982): "Brecce e conglomerati a liditi come indicatori paleogeografici del Carbonifero Inferiore". in L.CARMIGNANI et al. (eds.) (1982), pp. 197-201.

SPARKS, R.S.J.; SIGURDSSON, H. y CAREY, S.N. (1980 a): "The entrance of pyroclastic flows into the sea. I. Oceanographic and geologic evidence from Dominica, Lesser Antilles", Jour. Volcanology and Geothermal Research, 7, pp. 87-96.

SPARKS, P.S.J.; SIGURDSSON, H. y CAREY, S.N. (1980 b): "The entrance of pyroclastic flows into the sea. II. Theoretical considerations on subaqueous emplacement and welding". Jour. Volcanology and Geothermal Research, 7, pp. 97-105.

SQUARZINA, F. (1959): "L'Industria mineraria italiana nell XX secolo". L'Industria Mineraria, Anno X, n° 1, pp. 19-36; n° 5, pp. 265-282; n° 7, pp. 423-439.

STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. (1975): "Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model". Earth Planet. Sci. Lett., 26, pp. 201-221.

STEINBERG, H.; DESPRAIRIES, A.; FOGELGESANG, J.F.; MARTIN, A.; CARON, D. y BLANCHET, R. (1977): "Radiolarites et sédiments hypersilicieux océaniques: une comparaison", Sedimentology, 24, pp. 547-563.

STRAUSS, G.K. (1965): "Sobre la geología de la provincia piritífera del Suroeste de la Península Ibérica y sus yacimientos, en especial sobre la mina de Lousal (Portugal)". Mem. IGME, 77, 266 pp., Madrid. (Traducción española de su tesis doctoral, publicada en 1970).

TANIMURA, S.; DATE, J.; TAKAHASHI, T. y OHMOTO, H. (1983): "Geologic setting of the Kuroko Deposits, Japan. Part II. Stratigraphy and structure of the Hokuroku District." Economic Geology, Monograph 5, pp. 24-38.

TARICCO, M. (1911): "Osservazioni geologico-minerarie sui dintorni di Gadoni e sul Gerrei (prov. di Cagliari)". Boll. Soc. Geol. It., 30, pp. 113-150.

TAYLOR, B.E. (1987): "Stable isotope geochemistry of ore-forming fluids", in KYSER (ed), op. cit., pp. 337-445.

TAYLOR, B.E. & SLACK, J.F. (1984): "Tourmalines from Appalachian-Caledonian massive sulfide deposits: textural, chemical and isotopic relationships". Economic Geology, 79, pp. 1703-1726.

TEICHMÜLLER, R. (1931): "Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes"

im sudlichen Sardinien". Abh.Ges.Wiss.Göttingen.Math.Phys.Kl. 3 (5), pp. 1-94.

TESTA,L. (1912): "Notizia del ritrovamento di Scyphocrinus nelle quarziti e scisti di Miniera Monte Narba". Res.A.M.Sa., 17, n° 2.

TESTA,L. (1914): "Il Cambriano nel Sarrabus". Res.A.M.Sa., 19, n° 8, p. 5.

TESTA,L. (1918): "Il Cambriano nel Sarrabus". Res.A.M.Sa., 23, n° 8, p. 263.

TESTA,L. (1920): "Estensione del Cambriano nel Sarrabus". Res.A.M.Sa., 25, n° 8, pp. 16-17.

TESTA,L. (1921 a): "Il Cambriano nel Sarrabus". Res.A.M.Sa., 26, n° 6, p. 12.

TESTA,L. (1921 b): "Le miniere ed i giacimenti di ferro della Sardegna". Res.A.M.Sa., 26, n° 6, pp. 13-15.

TESTA,L. (1922 a): "Il Cambriano nel Sarrabus". Res.A.M.Sa., 27, n° 5, p. 19.

TESTA,L. (1922 b): "Nouvi fossili silurici nel Sarrabus". Res. A.M.Sa., 27, n° 3, p. 12.

TESTA,L. (1922 c): "Cristalli di vesuvianite nella Miniera Masaloni (S. Vito)", Res. A.M.Sa., 27, n.6, p. 15.

THURSTON,D.R. (1972): "Studies on bedded cherts", Contr. Mineral. and Petrol., 36, pp. 329-334.

TIMPERLEY,M.H. (1983): "Phosphorous in spring waters of the Taupo volcanic zone, North Island, New Zealand". Chemical Geology, 38, pp. 287-306.

TILLING,R.I. (1984): "Eruptions of Mount St. Helens: past, present and future". General interest Publications of the U.S.Geol.Survey, 47 pp.

TOCCO,S.; GARBARINO,C.; GRILLO,S.M.; PADALINO,C. & VIOLLO,M. (1987): "Lithospheric evolution and metallogenesis: The Pb-Zn-Fe-Ba mineralization of the Cambrian carbonate platform, the mixed sulphides of the Ordovician-Silurian volcanism and Hercinian magmatism of Sardinia (Italy)". In A.BORIANI et al. (eds.) (1987), pp. 319-335.

TOMSON,I.N.; SIDOROV,A.A.; POLYAKOVA,D.P.; POLOKHOV,V.P. & MITYUSHKIN,N.T. (1985): "Graphite-ilmenite-sulfide mineralization

in ore region of the Eastern Soviet Union". *Int.Geol.Rev.*, v. 27, n° 3, pp. 293-305.

TONGIORGI, M.; BELLAGOTTI, E.; DI MILIA, A. & TRASCIATI, M. (1982): "Prima datazione su basi paleontologiche (acritarchi) della formazione di Solanas (Tremadociano, Arenigiano) (Meana Sardo, Sardegna Centrale)". In L. CARMIGNANI et al. (eds.) (1982 a), pp. 127-128.

TOSO, P. (1897): "Sul giacimento di Su Suergiu in Sardegna". *Res.Ass.M.Sa.*, Sed. 25 aprile 1897, pp. 11-15, Iglesias.

TRAVERSO, G.B. (1880): "Relazione dell'Ing.Cav. G.B.Traverso, direttore in Sardegna, al Consiglio Administrativo della Società Lanusei sulla campagna 1879-80", informe interno de la compañía minera "Società Lanusei", 29 pp.

TRAVERSO, G.B. (1881): "Giacimento a minerali d'argento del Sarrabus e di alcune specie di minerali provenienti dai filoni che lo costituiscono facenti parte della collezione mineralogica del Museo Civico di Genova". *Ann.Mus.Civ. di St.Nat. di Gen.*, vol. XVI, pp.493-522.

TRAVERSO, G.B. (1895): "Eugenio Marchese". 14 pp., Tipografia Sansoldi, Alba.

TRAVERSO, G.B. (1909): "Le miniere di argento in Sardegna". Tipografia e Libreria Sansoldi, 118 pp. Alba

TRAVERSO, G.B. (1898): "Sarrabus e i suoi minerali. Note descrittive sui minerali del Sarrabus facienti parte della collezioni di minerali italiani presso il Museo Civico di Genova". Tipografia e Libreria Sansoldi, 73 pp., Alba.

TRAVERSO, S. (1890): "Note sulla geologia e sui giacimenti argentiferi del Sarrabus (Sardegna)". 57 pp.+ figs. + mapa geol. 1:50.000. Francesco Casanova Editore, Torino.

TRAVERSO, S. (1892): "Note sulla tettonica del Siluriano in Sardegna". *Atti della Società Ligustica di Scienze Naturali e Geografiche*, Anno III, Vol. III, pp. 173-203, Genova.

TRAVERSO, S. (1893 a): "Quarziti e scisti metamorfici del Sarrabus (Sardegna). Studio petrografico". *Atti della Società Ligustica di Scienze Naturali*, Anno IV, Fasc. 1, 33 pp. Tipografia di Angelo Ciminago, Genova.

TRAVERSO, S. (1893 b): "Associazione di minerali de contatto nella miniera di Giovanni Bonu in Sardegna". 10 pp., Tipografia di Angelo Ciminago, Genova.

TUCKER, M.E. (1974): "Sedimentology of Palaeozoic pelagic limestones: the Devonian Griotte (Southern France) and Cephalopodenkalk (Germany)" in K.J.Hsü y H.C.Jenkyns (eds)., Spec.Publs. int. Ass.Sediment.1, pp. 71-92, London, Blackwell Sci.Publ.

TUCKER, M.E. y KENDAL, A.C. (1973): "The diagenesis and low grade metamorphism of Devonian styliolinid-rich pelagic carbonates from West Germany: possible analogues of recent pteropod ooze" Jour. Sed. Petrology, 43, 3, pp. 672-687.

TUFAR, W.; GUNDLACH, H. & MARCHIG, V. (1985): "Ore paragenesis from the East Pacific Rise". Monograph Series on Mineral Deposits, 25, pp. 75-93, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.

TUFAR, W.; TUFAR, E. & LANGE, J. (1986): "Ore paragenesis of recent hydrothermal deposits at the Cocos-Nazca plate boundary (Galápagos Rift) at 85° 51' and 85° 55' W: complex massive sulfide mineralizations non-sulfidic mineralizations and mineralized basalts". Geol.Rundschau, 75/3, pp. 829-861.

TURNER, J.S. & GUSTAFSON, L.B. (1978): "The flow of hot saline solutions from vents in the sea floor. Some implications for exhalative massive sulfide and other ore deposits". Economic Geology, 73, pp. 1082-1100.

URAS, I.; VIOLLO, M. & ZUFFARDI, P. (1965): "Considerazioni genetiche sui giacimenti stratoidi sardi polimetallici (Nota introduttiva)". Rend.Soc.Mineralogica.It., XXI, pp. 299-311.

VAI, G.B. (ed.) (1977 a): "Escursione in Sardegna 1977. Risultati e commenti". Bollettino del Gruppo di Lavoro sul Paleozoico CNR. GLP 2, 1977, Supplemento. 61 pp. Parma.

VAI, G.B. (1977 b): "Interpretazione stratigrafico-strutturale nella Sardegna SW. Impressioni sul "Postgotlandiano" della Sardegna centrale e NE". in G.B.VAI (ed) (1977) pp. 59-61.

VAI, G.B. & COCOZZA, T. (1974): "Il "Postgotlandiano" sardo, unità sinorogénica ercinica". Boll.Soc.Geol.It., 93, pp. 61-72.

VALERA, R. (1966): "Considerazioni sul campo di frattura del "Filone Argentifero" del Sarrabus (Sardegna Sud-Orientale)", Res. A.M.Sa., 71, 7, pp. 72-83.

VALERA, R. (1967 a): "Contributo alla conoscenza dell'evoluzione tettonica della Sardegna (con osservazioni sul controllo strutturale delle mineralizzazioni)", Res. A.M.Sa., 72, 6, pp. 1-94.

VALERA, R. (1967 b): "Le mineralizzazioni del Sarrabus (Sardegna Sud-Orientale). Nota 1: Sa Terra Mala". Res. A.M.Sa., anno LXXII, Novembre 1967 (prima parte), pp. 49-88.

VALERA, R. (1970): "La scheelite: una nuova prospettiva nella giacimentologia sarda". Res.A.M.Sa. LXXV, Dicembre 1970, n° 8, pp. 1-10.

VALERA, R. (1973 a): "Il settore della fluorite nel quadro dell'industria estrattiva nazionale con particolare riferimento a quella sarda", L'Industria Mineraria, anno XXIV, fasc. febbraio 1973, pp. 31-38.

VALERA, R. (1973 b): "Mineralizzazioni a fluorite del Sarrabus (Sardegna Sud-orientale). Nota 1: Il "Giacimento Argentifero". Atti Giorn.Stud. Fluoriti Italiane (Torino 1972), cap. 3/18 a, pp. 405-426.

VALERA, R. (1973 c): "Mineralizzazioni a fluorite del Sarrabus (Sardegna Sud-orientale). Nota 2: Il settore di S. Vito". Atti Giorn. Stud. Fluoriti Italiane (Torino 1972), cap. 3/18 b, pp. 427-441.

VALERA, R. (1973 d): "Mineralizzazioni a fluorite del Sarrabus (Sardegna Sud-orientale). Nota 3: Il settore di Burcei". Atti Giorn. Stud. Fluoriti Italiane (Torino 1972), cap. 3/18c, pp. 443-460.

VALERA, R. (1973 e): "Processi di rimobilizzazione e riconcentrazioni in alcuni giacimenti del Sarrabus". Atti Fac. Ing.Univ. Cagliari, 1(1), pp. 65-71.

VALERA, R. (1974 a): "Genesi ed evoluzione delle mineralizzazioni del Sarrabus (Sarrabus Sud-Orientale)". Rend.S.I.M.P., XXX, (2), pp. 1081-1108.

VALERA, R. (1974 b): "Appunti sulla morfologia, termometria e composizione delle inclusioni fluide di fluoriti sarde". Rend. S.I.M.P., XXX (1), pp. 459-480.

VALERA, R. (1978): "La fluorite in Sardegna. Ricorrenze e criteri di ricerca". Atti della Facoltà di Ingegneria, Univ. degli Studi di Cagliari, VI, n° 1, pp. 149-159.

VALERA, R. & PRETTI, S. (1970): "Le mineralizzazioni del Sarrabus (Sardegna Sud-Orientale). Nota 3: Tuviois". Res.Ass.M. Sa., LXXV, n° 4, pp. 1-39.

VALERA, R. & ZUFFARDI, P. (1968): "Segnalazione di scheelite in taluni adunamenti metamorfici della Sardegna". Res.A.M.Sa., vol. 73, n. 7, pp. 1-5.

VALERA, R. & ZUFFARDI, P. (1970): "La geochimica del tungsteno nel Paleozoico della Sardegna". Rend.SIMP, vol.XXVI, pp. 815-830.

VAN DER MEER MOHR, C.G.; KUIJFER, R.P.; VAN CALSTEREN, P.W.C. & DEN TEX, E. (1981): "The Hesperian Massif: from Iapetus aulacogen to ensialic orogen. a model for its development". Geol.Rundschau, 70, pp. 459-472, Stuttgart.

VAN DER SIJPEL, J.W.C.M. (1951): "Petrography and geology of Montseny-Guilleries (N.E. Spain)" Tesis doctoral Univ. Utrecht, 99 pp.

VARDABASSO, S. (1951): "La pénéplaine hercynienne de la Sardaigne du Centre-Est. Essai paléogéographique". Rev.Géogr. Lyon, 26, (2), pp. 127-139.

VENERANDI, I. (1965): "Nuove osservazioni sul giacimento ferrifero della Nurra". Rend.Soc.Mineralogica It., 21, pp. 317-333.

VENERANDI, I. (1971): "Il giacimento a blenda, galena, calcopirite di Sa Marchesa nel Sulcis (Sardegna)", Natura, Soc.It. Sc.Nat.Museo Civ.St.Nat e Acquario Civ. Milano, 62/4, pp. 550-549.

VERA, J.A. (1984): "Discontinuidades estratigráficas en materiales pelágicos: caracterización, génesis e interpretación". I Congreso Español de Geología, v. 1, pp. 109-122. Segovia.

VERKAEREN, J. (1974): "Les skarns à magnetite de San Leone (Sardaigne Sud-Occidentale)". Mémoires de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain, t. XXVII, fasc. 2, pp. 1-163.

VERKAEREN, J. & BARTHOLOME, P. (1979): "Petrology of the San Leone magnetite skarn deposit (SW Sardinia)". Economic Geology, 74, 1, pp. 53-66.

VIDAL, LL.M. (1886): "Reseña geológica y minera de la provincia de Gerona" Bol. de la Com. del Mapa Geol. de España, XIII, pp. 209-380.

VIELLARD, P.; TARDY, I. & NAHON, D. (1979): "Stability fields of clays and aluminium phosphates: parageneses in lateritic weathering of argillaceous phosphatic sediments". American Mineralogist, 64, pp. 626-634.

VILADEVALL, M. (1975): "Estudio petrológico y estructural de las rocas metamórficas y graníticas del sector nordoriental del macizo del Montseny (provincias de Barcelona-Gerona)" Tesis doctoral Univ. de Barcelona. 111 pp.

VILADEVALL, M. (1984) - "Prospección estratégica en Les Guilleries". I Congreso Español de Geología, 2, pp. 399-402.

VILADEVALL, M.; SOLE, M. & GIMENO, D. (1986): "Materiales paleozoicos y mineralizaciones estratoligadas del macizo de Les Gavarres (NE de las Cadenas Costeras Catalanas, Girona). Estado actual de los conocimientos", in LL. CABRERA (ed.): XI Congreso Español de Sedimentología, Barcelona 15-18 Sept. 1986, Resúmenes de las Comunicaciones, p. 180.

VILADEVALL, M.; VAQUER, R. & CARMONA, J.M. (1988): "Determinación del wolframio por fluorescencia de rayos X, y aplicación a la prospección geoquímica en redes de drenaje de Les Gavarres (Girona)". *Geociències*, vol. 3, fasc. 1-2, pp. 387-394, Aveiro.

VILAR, P. (1982): "Oro y moneda en la historia (1450-1920)", 506 pp., Col. Ariel Economía, 6ª Edición, Ed. Ariel, Barcelona.

VILLALBA, M.J. & GORDO, L. (1983): "Can Tintorer: un complex miner d'època neolítica al Baix Llobregat". *La Sentiu*, Museu de Gavà, nº 5, pp. 9-16.

VILLAMINAR, A. (1936): "Relazione sulla miniera "Tuvióis" nel comune di Sinnai". Informe inéd. mecanografiado, Archivio Geologico Miniera di Montevecchio.

VILLARI, L. (1980): "Iles Eoliennes et Lipari". In G. FAGNANI & P. ZUFFARDI (eds.): "Introduction à la géologie générale d'Italie et Guide à l'excursion 122 A", XXVI I.G.C. - S.I.M.P., pp. 134-136, Milano.

VINASSA DE REGNY, P. (1927): "Fossili ordoviciani sardi". *Mem. R. Acc. Naz. dei Lincei, Cl. Sc. fisiche. Memorie, Serie 6, Vol. II*, pp. 437-496.

VINASSA DE REGNY, P. (1942): "Fossili ordoviciani sardi. Parte II." *Mem. Acc. d'It.*, 12 (18), pp. 1025-1055.

VIOLDO, M. (1966): "Contributo alla conoscenza dei giacimenti stratoidi polimetallici, in area metamorfica. Il giacimento di Sa Lilla (S. Vito, Cagliari. Sardegna)". *Res. A.M.Sa.*, LXXI, nº 8, pp. 1-110.

VIOLDO, M. (1967): "Cointributo alla conoscenza dei giacimenti sardi stratoidi polimetallici: il giacimento di Sa Lilla (Cagliari). (Nota preliminare). *Rend. Soc. Mineralogica It.*, XXIII, 19 pp.

VIOLDO, M. (1974): "La zonalità nei giacimenti metalliferi; una conseguenza delle variazioni paleogeografiche durante la sedimentogenesi e la diagenesi". *Rend. SIMP.*, 30 (2), pp. 1109-1132.

VUAGNAT, M. (1975): "Pillow lava flows: isolated sacks or connected tubes?". *Bull. Volcanol.*, 39, pp. 581-589.

WATANABE, T. (1970): "Volcanism and ore genesis" in T. TATSUMI (ed.). "Volcanism and ore genesis", pp. 423-432. University of Tokyo Press, Tokyo.

WAUSCHKUHN, A.; KLUTH, C. & ZIMMERMANN, R.A. (eds) (1984): "Syngensis and epigenesis in the formation of mineral deposits" 653 pp., Springer Verlag.

WELLS, G.; BRYAN, W.B. & PEARCE, T.H. (1979): "Comparative morphology of ancient and modern pillow lavas". *Journal of Geology*, 87, pp. 427-440.

WENDT, J. (1974): "Encrusting organism in deep-sea manganese nodules". *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.* 1, pp. 437-447.

WENDT, J. & AIGNER, T. (1982): "Condensed griotte facies and cephalopod accumulations in the Upper Devonian of the Eastern Anti-Atlas, Morocco". In G. EINSELE & A. SEILACHER (eds.): "Cyclic and event stratification", pp. 326-332. Springer-Verlag, Berlin.

WENDT, J. & AIGNER, T. (1985): "Facies patterns and depositional environments of palaeozoic cephalopod limestones". *Sedimentary Geology*, 44, pp. 263-300.

WENDT, J.; AIGNER, T. & NEUGEBAUER, J. (1984): "Cephalopod limestone deposition on a shallow pelagic ridge: the Tafilalet Platform (Upper Devonian, eastern Anti-Atlas, Morocco)". *Sedimentology*, 31, pp. 601-625.

WHITTEN, D.G.A. & BROOKS, J.V.R. (1985): "A dictionary of Geology". 515 pp. Penguin Books.

WINCHESTER, Y. & FLOYD, P.A. (1977): "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements". *Chem. Geol.*, 20, pp. 325-343.

YAMAGISHI, H. (1985): "Growth of pillow lobes. Evidence from pillow lavas of Hokkaido, Japan, and North Island, New Zealand". *Geology*, 13, pp. 499-502.

YUI, S. (1983): "Textures of some Japanese Bessemer-type ores and their implications for Kuroko deposits". *Economic Geology, Monograph 5*, pp. 231-240.

YUI, S. & ISHITOYA, K. (1983): "Some textures of the ores from Ezuri Kuroko deposits, Akita Prefecture, Japan". *Economic Geology, Monograph 5*, pp. 224-230.

ZANKL, H. (1969): "Structural and textural evidence of early lithification in fine-grained carbonate rocks". *Sedimentology*, 12, pp. 241-256.

ZIEREBERG, R.A.; SHANKS, W.C. & BISCHOFF, J.L. (1984): "Massive sulfide deposits at 21° N East Pacific Rise: chemical composition, stable isotopes, and phase equilibria". *Geol. Soc. of America Bull.*, 95, pp. 922-929.

ZOPPI, G. (1888): "Descrizione geologico-mineraria dell'Iglesiente (Sardegna)". R. Ufficio Geologico, Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia, vol. IV, 154 pp. Tipografia Nazionale, Roma.

ZUCCHETTI, S. (1958): "The lead-arsenic sulfide ore deposit of Bacu Locci (Sardinia, Italy)". *Econ. Geology*, 55, pp. 867-876.

ZUFFARDI, P. (1951): "Permesso minerario Bruncu Baracca (Sarrabus) per Pb; Ag". Informe inéd. mecanografiado, Archivio Geologico Miniera di Montevecchio.

ZUFFARDI, P. (1967): "Sedimentary ores of the middle Silurian in Sardinia". *Proc. 15th Inter-Univ. Geol. Congr.*, pp. 207-239, Leicester.

ZUFFARDI, P. (1969): "La metallogenèse du plomb, du zinc et du barium en Sardaigne: un exemple de permanence, de polygénétisme et de transformisme". *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 92, pp. 321-344.

ZUFFARDI, P. (1973): "La barite nell'industria mineraria italiana, con speciale riguardo alla Sardegna". *L'Industria Mineraria*, anno XXIV, fasc. febbraio 1973, pp. 69-75.

ZWART, H.J. (1968): "The Paleozoic crystalline rocks of the Pyrenees in their structural setting". *Krystallinikum*, 6, pp. 125-140.

INDICE GENERAL DEL TRABAJO

Agradecimientos.	1
1.- Resumen.	7
2.- Introducción. Planteamiento general del trabajo.	15

PRIMERA PARTE

3.- Situación geográfica y geológica.	19
4.- Estado de los conocimientos sobre los materiales paleozoicos del Sarrabus con anterioridad a este trabajo.	37
5.- Rocas sedimentarias.	59
5.1.- Situación general.	59
5.2.- Rocas siliciclásticas implicadas en deslizamientos sinsedimentarios.	61
5.3.- Rocas siliciclásticas formando parte de depósitos turbidíticos confinados tectónicamente.	103
5.4.- Rocas epiclásticas.	109
5.5.- Rocas silíceas.	129
5.6.- Rocas carbonáticas.	179
5.7.- Unidad Detrítica Superior del Sarrabus (UDS).	209
6.- Rocas ígneas.	221
6.1.- Texturas de desvitrificación en rocas ácidas. Petrografía y modelos genéticos.	221
6.2.- Interacción entre magmas de composición ácida (e intermedia) y sedimentos siliciclásticos parcialmente litificados en medio subacuático: litofacies resultantes.	225
6.3.- Fragmentación de los fenocristales durante la interacción de magmas ácidos y sedimentos inconsolidados. Génesis de hialoclastitas en la escala microscópica.	271
6.4.- "Quarziti del Sarrabus".	279
6.5.- Características petrográficas de los domos, diques, coladas e ignimbritas correspondientes al volcanismo ácido calcoalcalino del Sarrabus.	319

6.6.- Conclusiones sobre el paleovolcanismo ácido del Sarrabus.	325
6.7.- Pillow-lava: estado actual de los conocimientos, descriptiva general e implicaciones ambientales.	341
6.8.- El volcanismo básico del Sarrabus.	357
6.9.- Caracterización geoquímica de las rocas volcánicas del Sarrabus, e implicaciones geotectónicas.	375
6.10.- "Conglomerato de Monte Narba".	387
7.- Descripciones regionales.	399
7.1.- Características geológicas del Sarrabus Occidental. Sector Cuili Pruna-Punta Serpeddi-Monte Tronu-Monte Gennis. Implicaciones en el contexto regional.	401
7.2.- Características geológicas del Sarrabus Oriental (Sector comprendido entre Genn'Argiolas-Mar Tirreno).	423
7.3.- Características geológicas del Sarrabus Centro-Occidental. (Sector comprendido entre la transversal de Rocca Arricelli y los domos ácidos del Sarrabus Occidental (Monte Tronu, Bruncu Mauru Lecca, zona al oeste de Monte Genis, etc.)).	453
7.4.- Características geológicas del Sarrabus Occidental; Sector comprendido entre la transversal de Cuili Pruna-Monte Tronu y el Campidano.	489
7.5.- Características geológicas del Sarrabus Centro-Oriental. (Sector comprendido entre la transversal de Rocca Arricelli y Genn'Argiolas).	505
8.- Documentación existente sobre el contenido paleontológico de los materiales paleozoicos del Sarrabus.	517
9.- Síntesis litoestratigráfica del Sarrabus.	527
10.- Consideraciones geológicas generales.	529
11.- Trazado de las fracturas sinsedimentarias existentes en la cuenca.	534
12.- Conclusiones finales sobre la geología del Sarrabus.	542
13.- Situación del Sarrabus en el contexto de los materiales paleozoicos de la isla de Cerdeña.	550

SEGUNDA PARTE

14.- Tradición minera del Sarrabus, en el contexto histórico y socio-económico sardo.	563
15.- Descriptiva de las mineralizaciones.	583
15.1.- El "Filone Argentifero".	583
15.2.- Las mineralizaciones de sulfuros masivos estratiformes.	695
15.3.- Las mineralizaciones relacionadas con exhalitas silíceas.	703
15.4.- Las mineralizaciones asociadas al volcanismo básico.	731
15.5.- Otras mineralizaciones.	735
16.- Contribución de la geoquímica isotópica al conocimiento de los yacimientos del "Filone argentifero".	735
17.- Contribución de la geoquímica de las tierras raras contenidas en las fluoritas al conocimiento de los yacimientos del tipo "Filone Argentifero".	763
18.- Otros datos geoquímicos de interés.	767
19.- Contribución del estudio de las inclusiones fluidas al conocimiento de los yacimientos del tipo "Filone Argentifero".	771
20.- Conclusiones finales sobre los procesos metalogenéticos en el Sarrabus durante el desarrollo de la cuenca sedimentaria paleozoica.	779
20.1.- Conclusiones sobre el "Filone argentifero".	779
20.2.- Conclusiones sobre los depósitos de sulfuros masivos.	792
20.3.- Conclusiones sobre los otros tipos de mineralizaciones presentes.	792
20.4.- Modelo metalogenético propuesto para las mineralizaciones hidrotermales y Sedex intrapaleozoicas.	793
20.5.- Comentario del mapa metalogenético del Sarrabus, y posibilidades de realización de un mapa predictor de mineralizaciones para el Sarrabus-Gerrei.	801

TERCERA PARTE

21.- Yacimientos vulcanogénicos y yacimientos de tipo Sedex. Analogías y diferencias reconocidas en yacimientos fósiles y actuales.	807
22.- Aplicación de los modelos elaborados al ámbito del Mediterráneo Noroccidental (Pirineo Centrooriental, Cadenas Costeras Catalanas e isla de Cerdeña).	831
22.1.- Información general.	831
22.2.- Cadenas Costeras Catalanas.	833
22.3.- Pirineo Centrooriental.	854
22.4.- Isla de Cerdeña.	864
22.5.- Conclusiones finales sobre las mineralizaciones de tipo vulcanogénico y/o Sedex en el Mediterráneo Noroccidental (Cadenas Costeras Catalanas, Pirineo Centrooriental e isla de Cerdeña).	874
23.- Bibliografía.	883

Localización de las figuras.

Fig.	pág.	Fig.	pág.	Fig.	pág.
1	20	51143	101254
2	21	52144	102255
3	23	53146	103256
4	29	54148	104258
5	30	55151	105258
6	35	56152	106259
7	46	57153	107260
8	49	58155	108260
9	51	59155	109261
10	55	60159	110263
11	67	61159	111263
12	69	62160	112266
13	70	63160	113266
14	73	64161	114272
15	74	65165	115272
16	76	66165	116274
17	80	67167	117276
18	80	68167	118284
19	82	69182	119285
20	82	70186	120286
21	85	71186	121286
22	86	72188	122288
23	88	73188	123288
24	89	74190	124292
25	90	75190	125292
26	91	76193	126294
27	91	77195	127294
28	94	78195	128296
29100	79198	129296
30101	80198	130297
31104	81210	131300
32104	82216	132302
33107	83228	133302
34109	84230	134304
35111	85234	135305
36114	86234	136308
37117	87236	137311
38120	88236	138314
39122	89239	139320
40122	90241	140320
41124	91241	141321
42124	92243	142322
43131	93244	143322
44133	94244	144324
45134	95246	145346
46136	96246	146352
47139	97248	147360
48139	98252	148360
49141	99252	149363
50141	100254	150366

Fig.	pág.	Fig.	pág.	Fig.	pág.
151366	201528	251803
152368	202537	252806
153368	203543	253816
154370	204546	254832
155370	205548	255835
156380	206570	256836
157381	207571	257839
158384	208574	258840
159388	209584	259851
160392	210587	260852
161392	211592	261855
162393	212601	262858
163394	213612	263859
164394	214622	264861
165396	215630	265865
166400	216638	266869
167402	217647	267881
168406	218654		
169408	219660		
170414	220662		
171415	221666		
172418	222676		
173419	223682		
174421	224688		
175425	225707		
176427	226709		
177429	227711		
178433	228712		
179436	229716		
180445	230718		
181447	231732		
182449	232733		
183454	233734		
184457	234734		
185459	235739		
186462	236740		
187462	237745		
188467	238750		
189469	239752		
190474	240753		
191480	241754		
192491	242755		
193493	243758		
194498	244764		
195498	245773		
196501	246775		
197501	247776		
198508	248791		
199509	249794		
200512	250800		