



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

202 673
R. 7697

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

1 9 8 9

BIBLIOTECA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA



0700051702

"Nadie habrá dejado de observar que con frecuencia el suelo se pliega de manera tal que una parte sube en ángulo recto con el plano del suelo, y luego la parte siguiente se coloca paralela a este plano, para dar paso a una nueva perpendicular, conducta que se repite en espiral, o en línea quebrada hasta alturas sumamente variables. Agachándose y poniendo la mano izquierda en una de las partes verticales, y la derecha en la horizontal correspondiente, se está en posesión momentánea de un peldaño o escalón. Cada uno de estos peldaños, formados como se ve por dos elementos, se sitúa un tanto más arriba y más adelante que el anterior, principio que da sentido a la escalera, ya que cualquier otra combinación produciría formas quizás más bellas o pintorescas, pero incapaces de trasladar de un planta baja a un primer piso. Las escaleras se suben de frente, pues hacia atrás y de costado son particularmente incómodas."

J. Cortázar. "Historias de cronopios y de famas".

PRIMERA PARTE

**"I libri non sono fatti per crederci, ma per
essere sottoposti a indagine. Di fronte
a un libro non dobbiamo chiederci cosa dica
ma cosa vuol dire, idea chei vecchi
commentatori dei libri sacri ebbero chiarissima".**

U. Eco, "Il nome della rosa".

Agradecimientos.

Durante la realización del trabajo (1983-1989) el autor ha disfrutado de becas de la CIRIT de la Generalitat de Catalunya y de ayudas a la investigación del Gobierno Italiano (en Italia), así como de una beca del Plan de Formación del Personal Investigador del Ministerio de Educación y Ciencia (en Barcelona). Además, hemos disfrutado de ayuda institucional por parte de las Universidades de Cagliari y Barcelona.

Los trabajos de la tesis se han desarrollado en el Istituto di Giacimenti Minerari (IGM) de la Facoltà di Ingegneria de Cagliari y en el Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica (GPPG) de la Universitat de Barcelona. Sin la ayuda y hospitalidad de estas Instituciones este trabajo no se habría llevado a cabo, de modo que les quiero expresar mi más sincero agradecimiento, extendiéndolo a todas las personas que en ellas han facilitado mi trabajo y me han colmado de atenciones y muy en especial a todos los compañeros y personal técnico, por su constante ayuda y colaboración.

Mi más cordial reconocimiento al Dr. Manuel Viladevall Solé, director de este trabajo, quien despertó en mí el interés por la prospección minera, y con total entusiasmo me propuso el tema de trabajo, en aquel lejano julio de 1982. Por su iniciativa personal pude comenzar este trabajo en el Istituto di Giacimenti Minerari de Cagliari, y proseguirlo posteriormente en Barcelona, motivo por el que siempre le estaré agradecido. Otro tanto debo decir de los corresponsables del trabajo por parte italiana, Profs. Giorgio Padalino (IGM, Cagliari) y Maurizio Violo (actualmente en la Universidad de Roma), que me recibieron con los brazos abiertos, me guiaron en mis visitas a las mineralizaciones de la isla de Cerdeña, me propusieron la zona a estudiar, han contribuido con fondos de sus propias investigaciones al trabajo, y se han desvivido por facilitar mi quehacer en Italia.

Gracias igualmente al Prof. Ivo Uras, director del CNR de Cagliari, por las innumerables atenciones que ha tenido conmigo durante mi estancia en Cerdeña, por toda la ayuda, consejo y discusiones científicas con las que ha contribuido a este trabajo de tesis, y por las facilidades dadas para el empleo de la microsonda electrónica.

Gracias al Prof. Roberto Valera, director del IGM (Cagliari), por todas las facilidades ofrecidas y por haberme suministrado abundante información sobre el tema en estudio, además de haberme mostrado diferentes mineralizaciones del Sarrabus, región que él quiere y conoce muy a fondo.

Mi reconocimiento al Dipartimento di Scienze della Terra de Cagliari, por su hospitalidad y por todas las atenciones reci-

das por parte de muchos de sus miembros, y en particular a su directora Profra. A.Cherchi, quien me ha proporcionado numerosa bibliografía y ha tenido la amabilidad de ampliar mis conocimientos sobre el Paleozoico del sureste de la isla con informaciones inéditas sobre el Gerrei.

Mi más cordial agradecimiento al Prof. Carlo Marini (actualmente en Scienze della Terra, Univ. de Cagliari), que ha sido más que un amigo un hermano mayor durante mi estancia en Cagliari, ayudándome en todos los problemas, sacándome de mil y un atolladeros, acompañándome en numerosas ocasiones en el trabajo de campo, y ofreciéndome la hospitalidad de su casa de San Gregorio como base de operaciones en el Sarrabus.

Gracias igualmente al Dr. Giovanni Sistu (IGM, Cagliari), con quien he compartido codo con codo más de un año de trabajo en el campo. Giovanni ha contribuido con muchísimas ideas al desarrollo de esta tesis, además de con su propio trabajo personal en la preparación de láminas, muestras para su análisis, investigación bibliográfica, etc. Muchas gracias por todo esto, y por su amistad más allá de la geología.

Gracias al Prof. Carlo Garbarino (CNR, Cagliari), por toda su ayuda en el trabajo con la microsonda electrónica, y por su paciencia en la confección de los patrones empleados en los análisis.

Mi reconocimiento al Prof. S.Pretti (IGM, Cagliari), que amablemente me aceptó como alumno en su curso de Geostatística, y que en numerosas ocasiones ha dedicado su tiempo y su buen saber a aconsejarme en diferentes aspectos de la investigación.

MI gratitud también a los Profs. S.Tocco (IGM, Cagliari) y L.Maccioni (Scienze della Terra, Cagliari), por su amistad y por haberme ayudado en todo lo que ha estado en su mano durante mi estancia en Italia. Gracias igualmente al Prof. G.Pecorini (Scienze della Terra, Cagliari), fuente inagotable de información sobre la geología sarda, quien siempre me recibió con los brazos abiertos atendiendo todo tipo de consultas.

Los Profs. A.Assorgia (Scienze della Terra, Cagliari) y P.Brotzu (Univ. di Napoli) tuvieron la amabilidad de guiarme en visitas a los magníficos ejemplos del volcanismo calcoalcalino mioceno de la isla de Cerdeña, y sus consejos y enseñanzas han sido de gran provecho en el desarrollo de los temas de paleovolcanismo de la tesis. Los Dres. R.Lonis, P.Canetto y G.Onnis también me acompañaron en diferentes excursiones al complejo volcánico mioceno del Arcuentu; mi agradecimiento en particular a Giovanna, con quien tuve la oportunidad de estudiar diferentes ejemplos de interacción entre flujos piroclásticos y sedimentos.

Con el Dr. L. Lecca (Scienze della Terra, Cagliari) hemos intercambiado en numerosas ocasiones información e ideas sobre el Paleozoico del sureste de la isla de Cerdeña, lo que ha redundado en beneficio directo de este trabajo.

El Dr. F. Leone (Scienze della Terra, Cagliari) me ha suministrado abundante formación sobre el Paleozoico del suroeste de la isla de Cerdeña, tanto por lo que se refiere a la estratigrafía como a la existencia de intercalaciones volcánicas y su interacción con los sedimentos. Sus indicaciones me han permitido constatar que muchos de los fenómenos existentes en el Sarrabus están bien representados en otros sectores de la isla.

Mi agradecimiento al Prof. L. Carmignani (Scienze della Terra, Cagliari), quien tuvo la amabilidad de invitarme a la excursión organizada por el Gruppo de ricerca sul Paleozoico en 1983 en Cerdeña. Quisiera hacer extensivo mi agradecimiento a los numerosos investigadores italianos del citado Gruppo que han tenido la amabilidad de enviarme numerosas publicaciones e información inédita, y en particular a los Profs. T. Coccozza, N. Minzoni y E. Giobbi.

Mi agradecimiento también al Prof. S. Barca (Scienze della Terra, Cagliari) por su esfuerzo público en matizar nuestras diferentes concepciones sobre la geología del Sarrabus; espero que este trabajo sirva en parte para acabar de clarificarlas, y que a partir de él la discusión pueda discurrir por nuevos y fructíferos derroteros.

El Dr. A. Casas, director del G.P.P.G. (Barcelona), ha realizado innumerables gestiones durante la realización del estudio, tanto para facilitar su desarrollo en España como para permitir su prosecución en Italia. El Dr. R. Vaquer (G.P.P.G., Barcelona) me ha asesorado en el estudio petrológico de las rocas volcánicas, y su ayuda y consejos en este campo, y su estímulo durante el tramo final de redacción de la tesis han sido decisivos.

Mi más cordial agradecimiento al Dr. X. Font (G.P.P.G., Barcelona), por su continuo apoyo y ayuda durante la realización de este trabajo, y con anterioridad durante la elaboración de la tesis de Licenciatura, y muy en especial por todas sus indicaciones sobre el macizo del Montseny-Guilleries.

Mi reconocimiento a Joan Martí (C.S.I.C., Madrid), quien ha suscitado el interés de muchos geólogos catalanes de mi generación por los temas de volcanismo. Mi especial agradecimiento por sus enseñanzas sobre el terreno en el campo del volcanismo explosivo subaéreo, en los Pirineos y en Cerdeña, y por su receptividad en todo momento a mis consultas sobre temas de paleovolcanismo.

Mi reconocimiento al Dr. Julio Saavedra (I.O.A.T.O., Salamanca), gracias al cual pude visitar diferentes mineralizaciones de tipo SEDEX en el Macizo Ibérico.

Muchas gracias a todos aquellos colegas que me han suministrado información, bibliografía y consejo sobre diferentes aspectos de la investigación. Citarlos aquí a todos sin caer en omisiones sería imposible; gracias en particular a los Dres. F.Ortí y F.Calvet (GPPG, Barcelona), quienes me han suministrado abundante información sobre los cherts y las calizas pelágicas, respectivamente; al Dr. M.Canals (Dept. Geol. Dinámica, Geofísica y Paleontología, Barcelona), por sus indicaciones en el campo de los deslizamientos submarinos; al Dr. F.Plana (C.S.I.C., Barcelona) por sus indicaciones en el campo de las mineralizaciones fosfáticas y la mineralogía de las fases silíceas; y al Dr. G.L.Pillola (U.Rennes, Francia) por sus indicaciones sobre la geología del suroeste de la isla de Cerdeña.

Muchas gracias al Prof. Alberto Marcello (actualmente en la Univ. de Bari), y las Dras. Mari'Angela Sanna y Ale Salvadori, por todas las facilidades prestadas para la consulta de los bancos de datos e informaciones del Ente Minerario Sardo (Cagliari).

Mi agradecimiento al Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya que en su día financió la realización de la campaña geoquímica multielemental en la red de drenaje de las Cadenas Costeras Catalanas, investigación en la que está el origen último de esta tesis. En especial, muchas gracias a su director Dr. Cai Puigdefàbregas, por todas las facilidades dadas para la utilización de los datos obtenidos en dicha campaña.

Gracias igualmente a los responsables de la Progemisa S.p.A. en Miniera Montevecchio, por su hospitalidad en la Foresteria, y por todas las facilidades ofrecidas para la consulta de informes y material inédito del Ufficio Geologico. En especial muchas gracias al Dr. Efisio Cadoni, por su ayuda en la investigación en los archivos, y por su amistad. Gracias igualmente a la Samin S.p.A., por su hospitalidad en mis visitas a diferentes minas de la isla de Cerdeña, y a la RI.MI.SA., por la accesibilidad a los documentos conservados en su establecimiento de Miniera di Lula.

Gracias igualmente a la Guardia Forestale por todas las facilidades para el acceso a los recintos de repoblación forestal de Sa Cea Romana, Miniera Baccu Arroddas y Monte Arrubiu de Soleminis. En particular, mil gracias al Ing. Spagnoli por su amable acogida y múltiples indicaciones.

Las investigaciones con el microscopio electrónico de barrido se han llevado a cabo en el Servei de Microscòpia Electrònica de la Universitat de Barcelona; mi reconocimiento a

todo su personal técnico y científico. Muchas gracias en particular al Dr. Ramon Fontarnau, que me ha introducido en el empleo de este método analítico, y que con su extremada gentileza ha intentado solucionar todos los problemas que se han planteado; y a Anna Dominguez, Carme Carulla y M^a. José Ferrán, que me han ayudado constantemente y han hecho que el trabajo en el "scanning" haya sido siempre grato.

Mi reconocimiento a los miembros del Servei de Espectroscòpia de la Universitat de Barcelona, en donde se han efectuado los análisis de rocas con fluorescencia de rayos-X; gracias en especial a J.M^a.Socies, J.Gámez, y E.Seguí, y a la directora de los Serveis Generals de la Universitat de Barcelona, Dra. M.Baucells. Mi agradecimiento a R.M^a.Marimón, Laia Balart y J.Sánchez, del Servei d'Anàlisi Geoquímica de la Universitat de Barcelona, donde también se han realizado diferentes análisis de rocas de esta tesis, así como la totalidad de los análisis de sedimentos de redes de drenaje que han sido parcialmente utilizados en la última parte de esta tesis.

Mi agradecimiento al Instituto J. Almera del C.S.I.C., donde se ha realizado parte del trabajo de laboratorio, así como los difractogramas de rayos-X. Gracias especialmente al Prof. A.López, por todas las facilidades dadas para el desarrollo del trabajo, y a S.Chinchón por toda la ayuda proporcionada durante la realización e interpretación de los difractogramas.

Mi reconocimiento a los técnicos Sres. L.Meloni y P.Mocci (IGM, Cagliari) y A.Samper y V.Planel (Univ. Barcelona), por su colaboración en la preparación de las muestras de roca para el estudio petrográfico; y a Adolf en particular, muchas gracias por su infinita paciencia y sus ganas de hallar soluciones a todos los problemas planteados. Gracias igualmente a J.Illa y P.Sanz (GPPG), que también han colaborado en la preparación mecánica de algunas muestras para análisis. Mi especial agradecimiento a J.Abad y N.Frutos, quienes han realizado mil gestiones relacionadas con la tesis.

Muchas gracias a todas aquellas personas que pacientemente me han guiado por las bibliotecas de Cagliari, Barcelona, Roma, Madrid, Oviedo, y Génova. Gracias en especial a GianBattista Motzo, y a los responsables de la biblioteca de la Facultat de Geologia de Barcelona.

Gracias a Larry Choote, por su hospitalidad durante mi investigación bibliográfica en Roma; y a Carmen Sarasúa y Marisa García, mil gracias por su hospitalidad durante mi estancia en Sicilia.

Durante el desarrollo del estudio en Barcelona han colaborado en él de una u otra manera diferentes compañeros investigadores (tesinandos y doctorandos del GPPG): C.Alcalde, M.Barberà,

E.Boixereu, G.Camacho, J.M.Carmona, C. de las Cuevas, F.Garrido, A.Ferrer, A.Kurdiyeh y A.Llobet; muchas gracias a todos ellos. Gracias en especial a M.Solé por su amistad, y por haber realizado todo el trabajo que ha servido de base en las investigaciones realizadas en el macizo de Les Gavarres. Muchas gracias también a mi amiga A.Adler, quien me ayudó desinteresadamente con sus traducciones de trabajos alemanes.

Mi más cordial agradecimiento a M.García y R.Utrilla, quienes me introdujeron en los intrincados caminos de la informática, y que han compartido las alegrías y los problemas de todo el tramo final de la tesis; sobre todo, muchas gracias por su amistad y por haber sabido crear un excelente y solidario ambiente de trabajo.

Mi agradecimiento especial a mis amigos E.Durán y J.L.Fernández Turiel, por toda la ayuda y apoyo moral que me han suministrado durante el desarrollo de la tesis; Eulàlia además ha preparado diferentes muestras de roca para su análisis. Lluïsa Pujolriu ha contribuido con su trabajo a la finalización de esta tesis, tanto preparando muestras de roca para su análisis como delineando multitud de figuras; muchas gracias por todo ello, y por su apoyo constante durante los últimos dos años.

Muchas gracias en especial a la familia Farris-Oppo, paradigma de la hospitalidad sarda, que me ha tratado como a un hijo durante mi estancia en Italia. Gracias en especial a Mina, por toda la ayuda que me ha prestado, en Roma y en Cagliari, y por haber movilizado además en más de una ocasión a su familia y amigos para facilitarme las cosas y realizar mil gestiones.

Muchas gracias a todos los colegas (y amigos) sardos que me han ayudado, con información y con su compañía en el campo durante el trabajo, entre los que quiero destacar a P.Azzoni, C.Sanna, S.Iannace, M.Maddau, Mè.V.Murgia, G.Murru, F.Pani, T.Pistis, e I.Podda.

Tante grazie alla cricca dei geologi della Casa dello Studente dell'84: G.Ledda, W.Mascia, P.Massidda, N.Pirinu, G.Tilloca, e a tutti quelli che mi sono stati amici, nell'Sarabus e in città. A tutti loro, grazie per i miei felici anni sardi.

Y finalmente, gracias a mi familia, que me ha respaldado con su afecto en todo momento. Sin su ayuda y esfuerzo no hubiera podido dedicarme a la investigación. Espero que haya valido la pena.

1.- Resumen

1.- Resumen de la tesis.

1.1.- Conclusiones sobre la geología del Sarrabus.

Los materiales paleozoicos del Sarrabus corresponden a la sedimentación en una cuenca marina siliciclástica de baja profundidad y alejada de importantes relieves continentales. En dicha cuenca existen importantes intercalaciones de materiales volcánicos ácidos (y en menor medida básicos) y hacia el techo de la secuencia siliciclástica hay unas pocas intercalaciones de materiales carbonáticos.

Los materiales volcánicos ácidos afloran principalmente en forma de domos, y en menor medida como coladas y flujos piroclásticos. Los domos han presentado un desarrollo tanto endógeno como exógeno, y en este último caso han sufrido erosión sobre el fondo marino, hecho que hace que existan frecuentes intercalaciones de materiales de naturaleza epiclástica en el seno de los sedimentos siliciclásticos.

Los domos de desarrollo totalmente endógeno han originado aureolas de metamorfismo de contacto, en general de restringidas dimensiones. También han generado deformaciones locales en los materiales intruídos, especialmente manifiestas en los alrededores de los diques y pequeños sills emplazados en niveles muy superficiales (en el seno de materiales sedimentarios aún inconsolidados). En los criptodomas más someros han sido halladas estructuras de tipo peperítico, micropillows, disyunción concéntrica, etc.

Los materiales volcánicos básicos corresponden principalmente a basaltos alcalinos y aparecen preferentemente en el sector central del tramo de cuenca estudiado. Se trata tanto de cuerpos intrusivos (principalmente sills) como domos parcialmente exógenos sobre el fondo marino, coladas vesiculadas y pillow-lavas. También existen depósitos de pillow-breccia pero son volumétricamente mucho menos importantes. Los cuerpos efusivos aparecen intercalados en diferentes niveles de la secuencia siliciclástica, pero con una clara preferencia hacia el techo de ésta; de todos modos hay cuerpos que corresponden al menos al Silúrico inferior-medio.

La edad de los materiales paleozoicos no está clara para toda la sucesión siliciclástica. Los carbonatos (en facies condensadas y reducidas) del techo de la secuencia han suministrado faunas correspondientes al lapso de tiempo Silúrico Superior-Devónico Superior. Es razonable pensar que los materiales siliciclásticos suprayacentes (Unidad Detrítica Superior del Sarrabus) correspondan al menos en parte al Carbonífero.

Por lo que se refiere a la base de la secuencia, con los escasos datos disponibles podemos pensar en que corresponda al Ordovícico medio-superior, principalmente por comparación con las faunas de braquiópodos y equinodermos conocidos en el contexto regional. En todo caso, buena parte del tramo central de la secuencia siliciclástica tiene una edad Silúrica ampliamente documentada (faunas de graptolites).

Los cuerpos ácidos exógenos aparecen intercalados entre los materiales sedimentarios a lo largo de toda la secuencia siliciclástica, y los intrusivos llegan a atravesar toda esta secuencia (principalmente en el sector oriental). Por lo tanto, se puede resumir que se trata de cuerpos heterócronos, hecho que confirma la existencia de un volcanismo ácido pluriepisódico a lo largo de toda la historia del relleno de la cuenca sedimentaria paleozoica.

El volcanismo ácido es de tipo calcoalcalino y tiene un claro carácter anorogénico. El emplazamiento de los materiales volcánicos en la cuenca aparece controlado por la existencia de dos familias de fracturas de zócalo de direcciones NW-SE y E-W respectivamente. El ascenso de los magmas se ha producido en concomitancia con periodos distensivos, y el emplazamiento y distribución de los diferentes tipos de cuerpos ígneos (domos, diques, etc.) ha sido directamente controlado por la interacción de la situación geotectónica regional (variable a lo largo del periodo de relleno de la cuenca) con las dos citadas familias de fracturas.

Como es lógico, esta última observación implica que las fracturas de zócalo se han manifestado externamente de una forma reiterada sobre los materiales siliciclásticos superficiales, más o menos consolidados. Este proceso ha originado la continua compartimentación de la cuenca siliciclástica en un sistema de pequeños horsts y grabens, y la génesis de toda una serie de depósitos propios de sedimentación en pequeños taludes inestables (deslizamientos sinsedimentarios, depósitos de debris-flow, acúmulos de brechas de intraclastos, etc.).

La cartografía detallada de estos depósitos y de los sedimentos químicos formados por precipitación a partir de sistemas hidrotermales drenados por las fracturas sinsedimentarias (exhalitas silíceas) permite conjuntamente con el estudio del volcanismo el trazado de las fracturas sinsedimentarias y la reconstrucción paleogeográfica de la cuenca en cada momento de su evolución.

Contrariamente a lo que pudiera pensarse a priori, la acción de las fracturas sinsedimentarias raramente ha producido profundizaciones importantes en la somera cuenca paleozoica. Estas sólo se han producido hacia el techo de la secuencia, y las microcuen-

cas más profundas así creadas fueron rápidamente obliteradas, principalmente con materiales de tipo turbidítico.

Probablemente esto es debido a que la mayor parte de la porción de cuenca estudiada estaba encerrada y protegida por una asociación de domos ácidos. Este hecho es especialmente visible en el sector occidental, donde se produce una notable profundización de la cuenca a partir de la alineación de domos del sector situado al oeste de Punta Serpeddi y también puede reconocerse con claridad en el tránsito hacia el Gerrei (hacia el norte) en la porción centrooccidental del Sarrabus. Un fenómeno análogo parece producirse entre el suroeste (cuenca somera) y el norte (cuenca más profunda) del domo de Genn'Argiolas en el Sarrabus Centrooriental, pero la peor calidad de los afloramientos impide extraer más conclusiones.

La profundización de la cuenca hacia el sector occidental ha provocado la formación de importantes discordancias angulares de origen sinsedimentario, directamente relacionables con el emplazamiento de los domos y la consecuente desestabilización de los materiales sedimentarios inconsolidados provocada por el ascenso de dichos domos.

De hecho, existen numerosas discordancias de origen sinsedimentario en el seno de la secuencia siliciclástica, asociadas tanto a los cuerpos ácidos como a la manifestación en superficie de las fracturas de zócalo que han controlado su emplazamiento. Dado que estas fracturas han actuado (a pulsaciones) a lo largo de todo el relleno de la cuenca, las discordancias sinsedimentarias (en general pequeñas y de escasa continuidad lateral) aparecen a lo largo de toda la secuencia siliciclástica. Algunas de estas discordancias han sido atribuidas en el pasado a un hipotético orógeno "caledónico" ("Discordancia Sarrabese"), de cuya presencia no hemos podido hallar ningún indicio.

Por lo que se refiere al sentido general de paleoaporte de los materiales siliciclásticos, podemos señalar la existencia de una tendencia general desde el norte hacia el sur. Sin embargo, esta tendencia es claramente afectada por el emplazamiento de los domos ácidos del sector occidental, de modo que se observa la existencia de una tendencia a paleoaportes centrífugos a partir de los domos. Esta es la consecuencia lógica del emplazamiento de los domos simultáneamente al depósito de los materiales siliciclásticos.

Esta tendencia se observa también en los domos del sector oriental, y singularmente alrededor del domo de Genn'Argiolas; en el extremo suroriental de la zona estudiada carecemos de información precisa, debido tanto al escaso afloramiento de materiales siliciclásticos como a los metamorfismos de contacto superpuestos. Finalmente, en el sector central se observa que el domo de Rocca Arricelli es claramente secante a la tendencia general de

paleoaportes de los materiales en el sector meridional, confirmando su claro carácter intrusivo en dicho sector.

Por lo que se refiere a la estructuración de los materiales durante el desarrollo de la orogenia hercínica, la porción de cuenca estudiada no presenta ningún tipo de evidencia en este sentido, e incluso las intrusiones de granitoides tardihercínicos se han emplazado sin mayores distorsiones y/o deformaciones en la secuencia sedimentaria, aparte del desarrollo de una vistosa aureola de metamorfismo de contacto. En consecuencia, podemos descartar totalmente tanto la existencia de un "anticlinal y un sinclinal del Sarrabus" como las diferentes interpretaciones aloctonistas realizadas en los últimos años.

En este sentido, en nuestra opinión la Fm. Arenaria de San Vito debería ser formalmente redefinida y limitarse su empleo en las correlaciones regionales.

La evolución geológica del Sarrabus ha de entenderse en el contexto de la microplaca sarda, caracterizada (al menos) desde el Cámbrico Inferior hasta el Carbonífero por la reiterada acción (a pulsaciones) de fracturas de zócalo, principalmente en condiciones distensivas, a favor de las cuales han ascendido en diferentes momentos magmas, tanto calcoalcalinos como alcalinos, pero sin llegarse a alcanzar en ningún momento las condiciones de oceanización. Esta actividad tectónica ha originado la existencia de importantes discordancias sinsedimentarias, destacando en el sur de la isla la famosa discordancia "Sarda".

Los datos disponibles permiten señalar que la situación en el Gerrei es similar a la del Sarrabus, y que en todo el sector sur de la isla es dudosa la existencia de importantes cabalgamientos hercínicos, ya que los materiales presentan las características propias de auctóctonos, los controles estructurales del volcanismo sinsedimentario son los mismos en las diferentes hipotéticas unidades cabalgadas, y los cabalgamientos propuestos (basados en unas correlaciones litoestratigráficas aún inciertas, y faltos en la mayoría de los casos de caracterización paleontológica) no se confirman al realizar estudios de detalle, en particular por lo que se refiere a estudios sedimentológicos y de paleovulcanismo.

Ello no implica que en el sector central de la isla estos cabalgamientos no existan, ya que son bien conocidos en materiales paleozoicos análogos en el área del Mediterráneo Noroccidental, caracterizados por una evolución tectono-sedimentaria, petrológica y metalogenética comparable a la descrita en el Sarrabus.

1.2.- Conclusiones sobre los yacimientos minerales.

La mayoría de los yacimientos existentes en la secuencia paleozoica del Sarrabus corresponden a filones relacionados espacial y genéticamente con el vulcanismo ácido calcoalcalino intrapaleozoico, y corresponden más o menos a los yacimientos clásicamente denominados de tipo "Filone argentífero". No obstante, existen también otros filones no argentíferos dentro de este tipo de mineralizaciones.

Estos filones aparecen emplazados principalmente a techo de los domos ácidos, y más localmente en los márgenes de los cuerpos intrusivos. Los filones aparecen frecuentemente radicados en los domos ácidos y relacionados con zonas de alteración hidrotermal arcillosa, silicificación y piritización; sin embargo, hay que señalar que en el interior de los domos ácidos los filones rápidamente se esterilizan.

Los filones que aparecen en los márgenes de los domos intrusivos normalmente presentan un escaso desarrollo, tanto vertical como horizontal, y frecuentemente tienen una estructura en stockwork, pobremente desarrollado. La paragénesis suele ser simple, con fluorita-baritina-cuarzo-(galena-calcita).

Los filones que aparecen a techo de los cuerpos intrusivos presentan un desarrollo desigual, en función de la morfología del sector apical del cuerpo intrusivo y de la profundidad de intrusión.

En los casos que el nivel intrusivo es extraordinariamente somero o subaflorante el desarrollo de los filones es igualmente muy pobre, aunque normalmente la paragénesis puede llegar a ser algo más compleja que en el caso anterior con la aparición de trazas y/o pequeños lentejones de sulfuro de plata y Ag nativo, frecuentemente en el interior del domo ácido, que igualmente aparece alterado hidrotermalmente.

Cuando la superficie del domo es irregular, con importantes apófisis y/o emisión de haces de diques hacia la superficie pueden hallarse concentraciones algo mayores de Ag y sulfuros, en concreto en los sectores en los que el nivel de emplazamiento fue más profundo y en especial en los sectores más "abrigados" por la presencia de cuerpos ácidos. Algunas de las mineralizaciones importantes explotadas, como por ej. Serra S'Illixi, corresponden a este sistema mixto de mineralizaciones al margen-techo de domo (según el sector de éste considerado como referencia). Localmente pueden aparecer en la paragénesis el Sb, el As, el Ni y el Co (principalmente en forma de arseniuros, sulfoarseniuros y sulfoantimoniuros).

Finalmente existen otro tipo de mineralizaciones (ej. típico, Giovanni Bonu-Montenarba) emplazadas a techo de domos intrusivos en los que el cuerpo intrusivo principal es un criptodomo emplazado a varios centenares de metros de profundidad que ha emitido varios haces de diques paralelos entre los que aparece confinada la mineralización. En estos casos se han generado mineralizaciones importantes, con una marcada zonación de las paragénesis y la estructura es más compleja, con un sistema filoniano bien desarrollado.

La zona de raíz de las mineralizaciones se caracteriza por la frecuente existencia de una textura en stockwork, por una mineralización pluriepisódica, y por la rápida esterilización del filón en el interior del domo, con las características antes descritas para estos casos. En niveles más superficiales el sistema filoniano se subdivide normalmente en dos o más filones principales. Las zonas de ramificación presentan bonanzas muy importantes en Ag, tanto en forma de argentita como de Ag nativa. Por debajo de estas zonas de bonanza destaca la presencia de esfalerita (asociada a la galena, estando esta última presente prácticamente en todo el desarrollo vertical del sistema filoniano), la abundancia de la calcita en la ganga, y la gradual aparición de la fluorita hacia los niveles superficiales.

La baritina aparece principalmente confinada en los niveles más superficiales de los filones, y entre éstos y el nivel de ramificación aparecen nuevas paragénesis constituidas por sulfoantimoniuros y arseniuros, principalmente. Las paragénesis de Ni y Co aparecen tanto en los niveles más profundos del sistema filoniano (asociadas a esfalerita, galena, Ag nativo y más localmente As nativo, argentita, etc.) como en el nivel de ramificación y en los niveles más superficiales, destacando localmente la abundancia de niquelina.

Los minerales argentíferos más abundantes, además de los sulfuros y la Ag nativa son la estefanita y la pirargirita, y la característica fundamental de la mineralización es la inexistencia de Cu en la paragénesis, con la ausencia de las paragénesis de enargita, tetraedrita, etc. La paragénesis final comprende una amplia gama de elementos: Ba-F-Pb-Zn-Fe-Ag-As-Sb-Hg-Ni-Co.

Los datos disponibles (geoquímica isotópica, inclusiones fluidas, tierras raras de las fluoritas) indican que se trata de mineralizaciones claramente hidrotermales, con un rango muy variable de temperaturas desde la base (más de 300 ° C) al techo (60-120 ° C) de los sistemas hidrotermales, heterócronas y relacionadas geoquímicamente con el magmatismo ácido calcoalcalino intrapaleozoico (geoquímica isotópica), pudiéndose excluir además toda relación genética con los granitoides tardihercínicos y con procesos exógenos tardihercínicos.

Todos estos datos concuerdan con las características morfológicas y composicionales conocidas de las mineralizaciones, así como con la evolución geológica de la cuenca marina paleozoica.

Más al norte de la zona estudiada existen mineralizaciones similares por lo que se refiere a su relación con el volcanismo ácido intrapaleozoico y la textura de las mineralizaciones. Se trata de mineralizaciones de As y Sb. La existencia de estos dos elementos en la paragénesis de los sistemas filonianos más evolucionados del Sarrabus indica la continuidad de la provincia metalogenética caracterizada en el sector centrooriental del Sarrabus por un solapamiento de paragénesis con Pb-Ag-Sb-As. El tránsito hacia el NW está marcado por la desaparición del Pb y la Ag, y el incremento del Sb (y hasta cierto punto, del F) y la aparición del W, mientras que las mineralizaciones de As son más escasas y se hallan concentradas principalmente en el sector oriental del SE de la isla.

Además de estas mineralizaciones se conocen otras menores asociadas a la existencia de rocas volcánicas basálticas de carácter alcalino. Se trata principalmente de diseminaciones y stockworks generados en condiciones de emplazamiento someras semejantes a las reconocidas para el volcanismo ácido calcoalcalino. Desde el punto de vista de la paragénesis presente el rasgo más notable es la presencia de Cu, elemento raro como hemos señalado en las mineralizaciones de tipo "Filone argentífero".

Existen otros dos tipos de mineralizaciones atribuibles al tipo Sedex y una puramente sedimentaria. Dentro del tipo sedex las mineralizaciones fosfáticas presentes en las exhalitas silíceas están principalmente relacionadas con la existencia de los cuerpos intrusivos ácidos en profundidad; sin embargo, en algunos casos la relación espacial entre el volcanismo basáltico y las exhalitas silíceas es inequívoca, sin que se hayan apreciado diferencias notables por lo que se refiere a las paragénesis asociadas.

Las mineralizaciones de sulfuros masivos aparecen alejadas de volcanismo y claramente relacionadas con la presencia de profundización local de la cuenca marina debida a la acentuación de la tectónica activa sinsedimentaria. Se trata de mineralizaciones sedimentarias asociadas a la existencia de efluentes hidrotermales en la cuenca siliciclástica (Sedex) y pueden tener una relación indirecta en profundidad tanto con el volcanismo ácido dominante como con el alcalino basáltico (presencia de Cu en las paragénesis).

Finalmente, los indicios barítico-fosfáticos hallados en el seno de las calizas devónicas en facies condensadas indican la disponibilidad de esos elementos en el medio sedimentario a nivel de preconcentración, y sugieren que en las intercalaciones

carbonáticas del Gerrei podrían hallarse mineralizaciones análogas más importantes.

La asociación espacio-temporal entre las mineralizaciones claramente vulcanogénicas y las de tipo hidrotermal-sedimentario sugiere nuevas ideas de cara a la interpretación global de las mineralizaciones paleozoicas prehercínicas, y en consecuencia permiten adoptar nuevas interpretaciones de cara a la prospección de yacimientos minerales.

El tránsito de los yacimientos filonianos a los estratiformes suele ir acompañado de la profundización de la cuenca, hecho que sugiere a todas luces en el primer caso la existencia de precipitación en el seno del conducto hidrotermal por ebullición, e inexistencia de ésta y derrame de los metales sobre el fondo marino en el segundo caso. En el primer caso la relación de los cuerpos mineralizados con el volcanismo es directa, mientras que en el segundo puede ser meramente hipotética, o en todo caso de difícil caracterización.

En consecuencia, los objetivos (morfología de los cuerpos) de prospección y las guías (contexto geológico) serán diferenciados en ambos casos, aunque existan criterios comunes de prospección (lineaciones tectónicas antiguas, provincias metalogenéticas especializadas en determinados elementos, etc.).

Por lo que se refiere a las paragénesis, está claro que su carácter complejo se traduce en la existencia de numerosos trazadores geoquímicos, debiéndose acomodar los criterios de prospección en cada región (o en cada caso) de análogas características a las de las estudiadas en Cerdeña y Cataluña al empleo de la asociación de trazadores más adecuada, ya sea mediante el tratamiento estadístico univariante (superposición de mapas de anomalías unielementales) o multivariante.

En todo caso, el buen conocimiento de la geología de la zona en estudio es indispensable para una correcta valoración de los objetivos de prospección incluso en una fase estratégica basada en la geoquímica, ya que por la misma naturaleza genética de las mineralizaciones de tipo Sedex la existencia de importantes y extensas anomalías geoquímicas puede ser debida a importantes diseminaciones de mineralización no asociadas a yacimientos explotables.

2.- Introducción

2.- Introduccion. Planteamiento general del trabajo.

Este trabajo de tesis forma parte de una colaboración de carácter internacional entre el Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica de la Universidad de Barcelona y el Istituto di Giacimenti Minerari (IGM) della Facoltà di Ingegneria dell'Università di Cagliari, Italia.

En el momento que se decidió emprender este trabajo (finales de 1982) una de las principales líneas de investigación del antiguo Departamento de Prospección Geológica y Geofísica de la Universidad de Barcelona (actualmente integrado en el Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica) consistía en la prospección, estudio y valoración de los recursos metálicos de Cataluña. Este objetivo de investigación se estaba desarrollando principalmente gracias a una extensa campaña de exploración geoquímica y mineralógica en escala estratégica en la red de drenaje fluvial y se pretendía que esta tesis contribuyera a dicha campaña general aportando criterios geológicos y yacimientoológicos válidos para su interpretación.

Por su parte, nuestros colegas italianos del IGM acababan de concluir un extenso estudio sobre las posibilidades mineras del centro de la isla de Cerdeña (desarrollando un proyecto CRESTT de la C.E.E.), y estaban interesados en proseguir dichos estudios en el SE de Cerdeña, dado que este sector había gozado en otros tiempos de una intensa actividad minera y había sido estudiado en el pasado por miembros del IGM. Resultaba pues interesante proceder a una revisión de los conocimientos existentes en materiales análogos a los del centro de la isla, a la luz de los nuevos conocimientos sobre los yacimientos paleozoicos sardos.

Por todo ello se decidió de común acuerdo con el director de la tesis, Dr. M. Viladevall, y los supervisores italianos del estudio, Profres. M. Violo (actualmente en la Univ. de Roma) y G. Padalino la elección de la región del Sàrrabus en el SE de la isla de Cerdeña, como sector piloto en el que concentrar la mayor parte de la investigación de la tesis, y el carácter del estudio a realizar. La citada zona presenta además de las ventajas ya mencionadas unas condiciones de afloramientos excelentes, dado el importante proceso de desertización a que ha sido sometida, y una notable ausencia de tectonización, lo que permite que puedan estudiarse los materiales en condiciones óptimas para la realización de modelos aplicables posteriormente en regiones de más difícil estudio, como los Catalánides o Los Pirineos.

La mayor parte del trabajo de tesis se ha desarrollado en la región del Sàrrabus. En esta zona se han cartografiado unos 325 Km² de materiales de la cuenca paleozoica a escala 1:10.000, se han desarrollado los estudios sedimentológicos, petrológicos y de paleovulcanismo, se ha reconstruido la cuenca sedimentaria

existente durante el Ordovícico Superior, el Silúrico y el Devónico, se han estudiado en detalle las diferentes mineralizaciones y se han elaborado los diferentes modelos de yacimientos.

Posteriormente se han comparado brevemente los diferentes modelos elaborados en el Sàrrabus con los datos disponibles del resto de la isla de Cerdeña, el Pirineo Centrooriental y los Catalánides. En todas estas zonas se han desarrollado igualmente pequeñas incursiones en el estudio de metalizaciones más o menos localizadas; algunas de ellas aparecen explícitamente en el texto, mientras que otras sólo se pueden reconocer en el comentario general de los datos disponibles procedentes de diferentes fuentes. Se ha trabajado en la totalidad de las regiones enumeradas, sólo que a unas escalas muy diferentes, y con un margen de precisión igualmente muy diferente; sería deseable que este estudio tenga una prosecución a escala más detallada en el futuro en algunas de las regiones comentadas, y que igualmente se aborden algunos problemas relacionados con la temática de este estudio que han quedado apenas esbozados en él.

Por otra parte, es importante que quede claro en esta introducción que el objeto de estudio de esta tesis son un tipo de yacimientos vulcanogénicos, pero no desde un punto de vista mineralógico o geoquímico, sino primordialmente desde un punto de vista regional, paleogeográfico, de litofacies (metalotectos) y de evolución en el espacio y en el tiempo. Por citar sólo un ejemplo, se manejan muchos datos de tipo mineralógico, tanto propios como adquiridos en investigación bibliográfica, pero el estudio que se ha llevado a cabo en este sentido no es ni mucho menos exhaustivo, ya que se ha considerado prioritario el establecer los controles geológicos de la metalización. Esta es una tesis encaminada a la obtención de criterios para la prospección de recursos mineros metálicos, y este planteamiento es el que prevalece sobre otros igualmente interesantes, como por ej. los metalogenéticos o los mineralógicos, que son igualmente considerados pero claramente supeditados al objetivo fundamental del estudio.

En este sentido bastará al lector una somera revisión del índice para observar que el trabajo se ha estructurado en tres apartados fundamentales: trabajo desarrollado en el sector del Sàrrabus; modelización de la información disponible para los yacimientos del Sàrrabus analizando las características que permiten integrarlos en el campo de los yacimientos vulcanogénicos, o bien de tipo SEDEX en sentido amplio; y por último, comparación de los modelos elaborados con los existentes en la bibliografía y con los datos disponibles para el Mediterráneo Noroccidental, incidiendo especialmente en la prospección geoquímica realizada.

En la primera parte el trabajo desarrollado en el Sàrrabus contiene apartados específicos referidos a las principales

litologías estudiadas en detalle desde un punto de vista sedimentológico, petrológico y petrográfico. Se ha procedido de esta manera ya que las diferentes litologías (por ej., las liditas de origen exhalativo) que se hallan en las sucesiones litoestratigráficas aparecen repetidas veces con las mismas características, por lo que resulta mucho más sencillo su estudio general que una descripción pormenorizada en cada caso. Posteriormente se describe y comenta la geología del Sarrabus empleando una subdivisión en cinco zonas, se procede a la integración de todos los datos, se analizan algunos de los cortes geológicos más significativos y se procede a extraer las conclusiones generales obtenidas en la reconstrucción de la cuenca a la luz de la cartografía geológica realizada. Se trata sin duda de la contribución más personal de esta tesis.

La segunda parte del trabajo no es más que una recopilación de la información disponible sobre las mineralizaciones asociada a una aplicación particular en el caso de las mineralizaciones de los modelos geológicos previamente establecidos en el Sarrabus.

En la modelización de los yacimientos del Sarrabus se emplea además de la información propia datos analíticos procedentes de trabajos muy recientes; estos trabajos han empleado técnicas sofisticadas (por ej., geoquímica isotópica de las mineralizaciones) a la que no hemos tenido acceso y aportan información de gran interés que complementa en muchos aspectos nuestro estudio. El empleo de estos datos pretende ser respetuoso con respecto a las fuentes originales (al igual que en los casos en los que se emplea información inédita procedente de la época de explotación de las minas), lo que en algunos casos no excluye el sugerir una reinterpretación profundamente diferente de alguna de las conclusiones previamente propuestas en los trabajos de procedencia.

Estas reinterpretaciones se basan en un conocimiento más profundo de la geología regional, y se ha intentado poner especial hincapié en diferenciar lo expresado en los trabajos de procedencia con lo que son estrictamente opiniones o reinterpretaciones personales de nuestra propia cosecha. El resultado final es la obtención de un modelo metalogenético y de yacimientos radicalmente diferente del conocido hasta la fecha para las mineralizaciones del Sarrabus. Este modelo desarrolla con especial interés las relaciones de las mineralizaciones con el vulcanismo intrapaleozoico, y las características morfológicas y composicionales de la mineralización.

La tercera parte del trabajo también contiene aportaciones personales, pero es también obvio que se trabaja con una mayor cantidad de datos procedentes de otros estudios, y que la contribución principal que puede aportar este trabajo es la reinterpretación de algunos sectores ya conocidos y el sentar criterios para la realización de nuevos trabajos en esos secto-

res. Como ya ha sido indicado más arriba, fue principalmente este aspecto de la tesis el que nos decidió en su día a su realización, y se puede adelantar que una de las principales conclusiones de este trabajo es que probablemente la situación real en Cataluña (especialmente en los Catalánides) es más fácil de trabajar que lo que pudo pensarse en un inicio, antes de la elaboración de los modelos de yacimientos en Cerdeña.

Esta tercera parte comienza con un capítulo de recopilación general del cuerpo de doctrina existente en el campo de los yacimientos de los tipos vulcanogénico y sedex (basada tanto en ejemplos antiguos como en los recientemente descritos en los sistemas hidrotermales y los fondos oceánicos actuales), para pasar a comentar a continuación los datos metalogenéticos y yacimentológicos disponibles a la luz del citado cuerpo de doctrina y de los modelos elaborados para las mineralizaciones del Sarrabus.

Finalmente, por lo que se refiere a la memoria en sí misma, se ha escogido una redacción en la que se pretende que cada capítulo tenga entidad propia por sí mismo, y por lo tanto pueda ser consultado independientemente de los demás, según las necesidades o los intereses del lector. Con todo, es obvio que la lectura óptima es la que respeta la cronología de la exposición que proponemos, ya que muchos de los aspectos comentados en los capítulos iniciales de descripciones litológicos son reiteradamente retomados (o dados por conocidos) en los posteriores. A este respecto hay que remarcar que la existencia de un gran número de citas cruzadas pretende guiar al lector en cada capítulo sobre las posibles consultas a otros apartados del texto.

3.- Situación geográfica y geológica

3.- Situación geográfica y geológica.

3.1.- Situación geográfica y geológica de la isla de Cerdeña, en el contexto del Mediterráneo Noroccidental.

La isla de Cerdeña está ubicada en el Mediterráneo Noroccidental, entre las coordenadas 38° 52' / 41° 15' de latitud norte y 2° 38' / 4° 19' de longitud este. Tiene una superficie total de 24.089 Km² y un desarrollo costero de 1848 Km. Por lo que se refiere a los límites geológicos la disposición actual de las curvas batimétricas indica que la plataforma continental tiene una corta extensión bajo el mar, excepto en el sector norte, en donde existe una continuidad topográfica con la plataforma continental correspondiente a la isla de Córcega. Los límites son pues bastante claros: el bloque sardo-corso es un fragmento del orógeno hercínico europeo que se ha individualizado como microplaca durante el Oligoceno (BOCCALETTI et al. 1974) o quizás incluso durante el Eoceno, en el curso del proceso de creación del espacio oceánico balearico. Este proceso provocó la rotación en sentido antihorario de las islas de Córcega y Cerdeña hacia el este.

Por lo que se refiere al desarrollo de la historia geológica antigua se considera que el bloque sardo-corso ha mantenido un cierto paralelismo desde los tiempos del Paleozoico inferior (COCOZZA et al., 1974); la principal diferencia entre ambas islas es que mientras el sector noreste de Córcega fue afectado por la orogenia alpina en s.str. la isla de Cerdeña no sufrió esta estructuración, hecho que ha preservado en mejores condiciones de estudio los materiales paleozoicos. Otra diferencia notable es que mientras en Cerdeña existen afloramientos muy extensos y continuos de materiales sedimentarios y metasedimentarios paleozoicos, la mayor parte de la "Córcega no alpina" está constituida por granitoides correspondientes al ciclo hercínico.

Desde el punto de vista morfológico, el rasgo más destacable de la isla de Cerdeña es la existencia de una depresión central que se extiende (con una anchura máxima de unos 20 Km) longitudinalmente en dirección NO-SE desde el sector ocupado por la ciudad de Oristano al de la de Cagliari, capital de la isla.

Esta depresión coincide a grandes trazos con la comarca del Campidano (fig. 1), y está constituida desde el punto de vista geológico por un graben individualizado a mediados del Eoceno (COCOZZA et al. 1974) y colmatado en condiciones predominantemente continentales por materiales clásticos y efusivos. Al Suroeste de este graben, con relieves suaves, y al noreste, con las montañas más abruptas de la isla (Gennargentu, 1833 m) se disponen los materiales paleozoicos (y quizás localmente precámbricos), depositados principalmente en cuencas marinas, y los

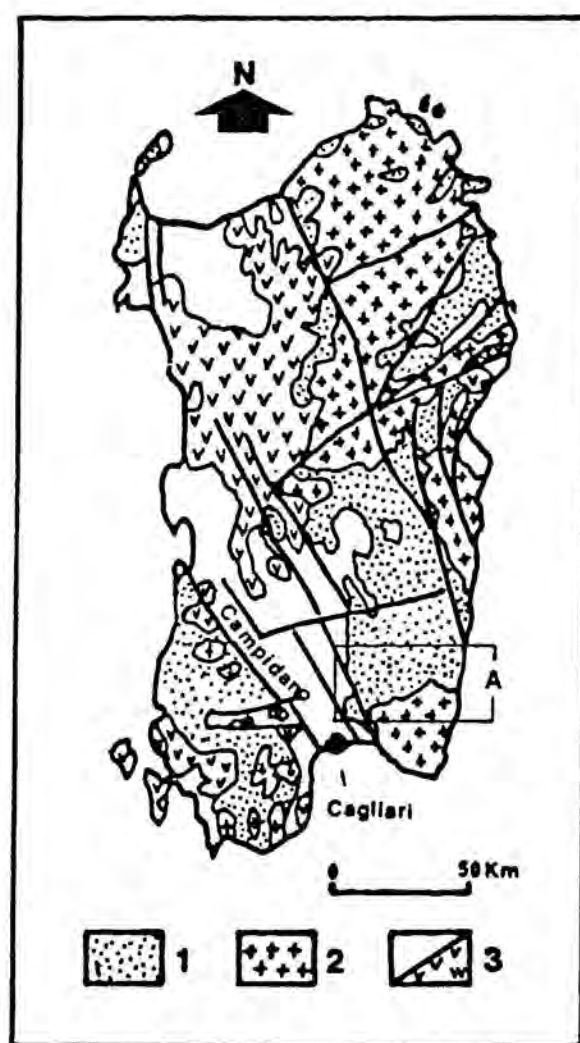


Fig. 1.- Esquema geológico de la isla de Cerdeña. Leyenda: 1/ Materiales sedimentarios, volcánicos y metamórficos paleozoicos. 2/ Granitoides correspondientes al ciclo hercínico. 3/ Materiales postpaleozoicos (w: rocas volcánicas). A: Sector estudiado.

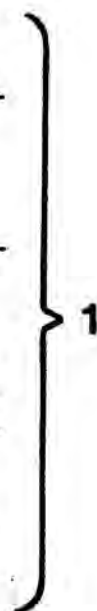
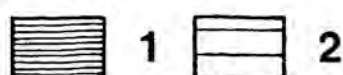
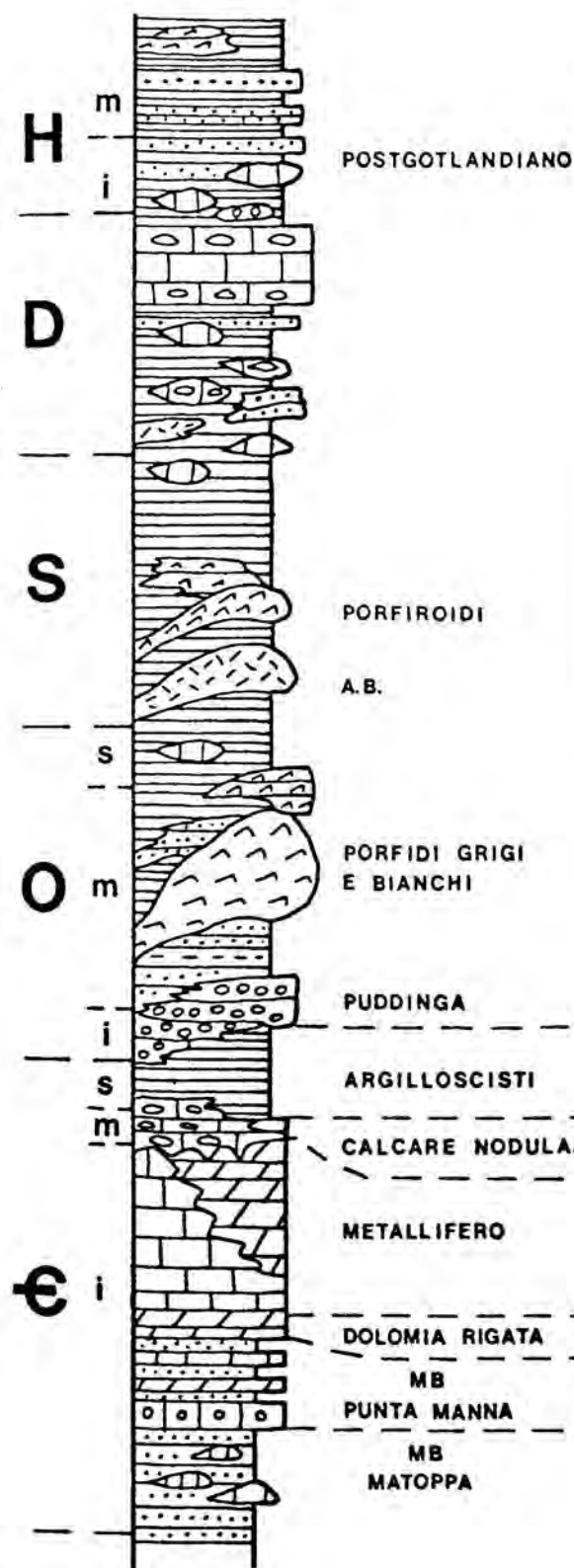
Desde finales del Carbonífero la isla muestra una clara tendencia a la emersión, sufriendo una intensa peneplanización (VARDABASSO, 1951). Las transgresiones marinas mesozoicas y cenozoicas se limitan a la periferia (golfos de Orosei, de Cagliari, etc.; véase fig. 2) y a los sectores que han sufrido un hundimiento diferencial debido al desarrollo de una tectónica de fractura en horsts y grabens.

Dicha tectónica no sólo afecta al sector del Campidano y a otras fosas tectónicas de menos importancia que cartográficamente son muy evidentes (por ej., la del Cixerri en el sector SO de la isla) sino también al NE de la isla, en el que se puede distinguir la existencia de una estructura en graderío (MARCELLO et al., 1978 a), lo que lleva a hablar a algunos autores de "Fosa Sarda" para abarcar a aquellos materiales (principalmente neógenos) que se han depositado sobrepasando los límites del graben campidanés hacia el norte; entre estos materiales cabe incluir las vulcanitas calcoalcalinas del Oligoceno Superior (NO de Cerdeña) y los plateau basálticos de edad pliocuaternaria (sector centrooriental de Cerdeña, al norte del Campidano).

La columna litoestratigráfica del Paleozoico sardo (fig. 3) es semejante en líneas generales a la que podemos reconocer en otros sectores del Mediterráneo Noroccidental como las Cadenas Costeras Catalanas, el Pirineo Centrooriental y la Montagne Noire.

La secuencia litoestratigráfica comienza con un infracámbrico siliciclástico que reposa en circunstancias poco claras sobre materiales metamórficos que según algunos autores podrían corresponder a un zócalo assíntico. Sea como fuere, la secuencia siliciclástica da paso a la instauración de una plataforma carbonática a través de la aparición de mounds de algas y arqueociátidos, calcarenitas y niveles de dolomías listadas correspondientes a tapetes algales. Esta plataforma es similar a otras de la misma edad reconocidas en varios continentes, pero comparada con los sectores próximos destaca por su mucha mayor potencia, consecuencia de una prolongada subsidencia equilibrada con una alta tasa de sedimentación durante el Cámbrico inferior.

Fig. 3.- Columna litoestratigráfica sintética ideal del Paleozoico sardo (para explicación véase el texto). Leyenda: 1/ distribución areal de las facies de la plataforma carbonática cámbrica. 2/ Afloramientos del resto de la sucesión paleozoica.



El final de la plataforma carbonática está marcado por la aparición de karstificaciones, la formación de dolomías secundarias, y la aparición de facies condensadas de tipo griotte. Sobre estos materiales reposa una sucesión detrítica de granulometría fina, y sobre ella en discordancia la "Puddinga ordoviciana". Toda esta sucesión es fosilífera y ha sido datada; y hay que resaltar que aparece confinada en el Iglesias-Sulcis, en el sector SO de la isla. El resto del paleozoico está bien representado, pero preferentemente en el sector oriental de la isla.

Se trata de una potente sucesión siliciclástica que contiene abundantes intercalaciones volcánicas calcoalcalinas ("porfidi grigi e bianchi", "porfiroidi", etc.) de composiciones ácidas e intermedias, y en menor medida alcalinas, de composición básica (fig. 3, "A.B."). Estas rocas aparecen en forma de cuerpos intrusivos (domos, diques y sills) y en coladas lávicas y piroclásticas, y en los tipos efusivos presentan sistemáticamente un acompañamiento de rocas epiclásticas proximales.

Otras intercalaciones de importancia local están constituidas por rocas carbonáticas, principalmente en cuerpos de morfología lenticular y con facies condensadas, que localmente pueden alcanzar espesores considerables en el Devónico. En cuerpos menos potentes, pero con gran asiduidad en los sectores de la cuenca en los que está bien representado el volcanismo aparecen gran cantidad de liditas y en menor medida lutitas negras carbonáceas. Existen también lentejones de sulfuros masivos en varios niveles de la sucesión, tanto en el seno de materiales siliciclásticos como asociados a carbonatos y skarnoides.

Ya en el Carbonífero aún existen algunas intercalaciones de carbonatos, y una potente sucesión pelítico-arenosa con facies de flysch ("Postgotlandiano"), que localmente aún contiene intercalaciones volcánicas de quimismo ácido-intermedio. Sobre estos materiales reposan discordantemente los materiales carboníferos post-tectónicos, principalmente confinados en un sistema de cuencas intramontañosas y frecuentemente asociados a volcanismo.

3.2.- Resumen de los conocimientos actuales sobre la geología del paleozoico de la isla de Cerdeña.

Los materiales paleozoicos de la isla de Cerdeña han sido estudiados desde antiguo, debido en buena medida a las importantes concentraciones metálicas que contenían; el primer trabajo con una perspectiva global de la geología sarda es sin duda el de LA MARMORA (1857). A finales del siglo pasado (ZOPPI, 1888) ya eran bien conocidos los materiales de la plataforma carbonática cámbrica del SO de la isla (Iglesias-Sulcis). En el sector SE de la isla, objeto de nuestro estudio, por las mismas fechas se disponía de cartografías geológicas bastante detalladas, de

excelentes descripciones de mineralizaciones, y de una cantidad bastante considerable de conocimientos litoestratigráficos (TRAVERSO, 1890; DE CASTRO, 1890, etc.). Con todo, el conocimiento geológico de los materiales siliciclásticos paleozoicos de la isla no podía compararse al alcanzado al amparo de la actividad minera en los materiales carbonáticos cámbricos, siendo este hecho probablemente atribuible a la reducida dimensión del distrito del Iglesias-Sulcis y a la elevada densidad de mineralizaciones en él contenidas.

Desde ese momento hasta los años 60-70 de nuestro siglo la tónica general fue la misma, con una gran cantidad de trabajos, muchas dataciones paleontológicas, pero un excesivo localismo en el tratamiento de los temas. En todo este lapso de tiempo el trabajo de carácter general más remarcable por lo que se refiere al paleozoico probablemente es el de TEICHMULLER (1931), que influyó notablemente en la literatura geológica posterior. A partir de la década de los 50 esta tendencia se fue modificando gradualmente, principalmente a partir de los trabajos relacionados con la cartografía geológica a escala 1:100.000 asignada por el Servizio Geologico d'Italia a diferentes equipos de investigación universitarios. De entre estos trabajos de los años 50-60 hay que destacar los de Calvino, comentados en detalle a lo largo de nuestro estudio.

Ya en la década de los 70, COCOZZA (1972) realizó un estudio de síntesis de los materiales paleozoicos. Basándose en la información disponible distinguió la existencia de dos cuencas diferenciadas: la cuenca externa, correspondiente al sector SO de la isla, caracterizada por presentar la plataforma carbonática cámbrica, y la cuenca interna, sin estos materiales cámbricos, prevalentemente constituida por materiales siliciclásticos, muy subsidente (de 7 a 10.000 m de potencia) y con un carácter de flysch (análogo a los flysch de otros segmentos del orógeno hercínico europeo) respecto a la cuenca externa. Esta propuesta de modelo fue ampliada en COCOZZA et al. (1974).

Siguiendo este mismo modelo VAI & COCOZZA (1974) atribuyeron a una potente secuencia siliciclástica aflorante en diferentes sectores del centro y el SE de la isla (llamada localmente "postgotlandiano Auct.") el carácter de unidad sinorogénica hercínica de tipo flysch. En la hipótesis de trabajo de estos autores estos materiales habrían sufrido la misma deformación que los materiales ordovícicos infrayacentes (aunque reconocen explícitamente que para ARTHAUD, 1970, el "Postgotlandiano" no estaría deformado en el mismo sector en el que ellos definen el carácter de unidad sinorogénica) y sobre ellos reposarían discordantemente los primeros materiales postorogénicos.

Por su parte, DI SIMPLICIO et al. (1974) señalaron el carácter compuesto del batolito granítico, sus relaciones con las rocas metamórficas hercínicas, y ofrecieron los primeros datos

geoquímicos correspondientes a las rocas volcánicas intercaladas en la secuencia paleozoica, proponiendo un modelo consistente en dos episodios magmáticos, uno ácido calcoalcalino de edad ordovícica (magmatismo crustal atribuible a unas condiciones tardiorogénicas) y otro básico alcalino silúrico, de carácter subcrustal y atribuible a condiciones distensivas (rifting). Este vulcanismo alcalino estaría concentrado preferentemente en el sector septentrional de la isla.

MINZONI (1975) en su trabajo de síntesis de las unidades paleozoicas del sector central de la isla de Cerdeña definió entre otras la Fm de Solanas, correlacionable en su sector meridional (según COCOZZA et al. 1974) con la Fm Arenaria de S. Vito del Sarrabus, extensamente analizada en nuestro estudio. Se trata de dos unidades siliciclásticas que han sido utilizadas como elementos de correlación por los autores posteriores.

Por lo que se refiere a la estructuración tectónica hercínica, existen referencias muy antiguas de su existencia (TRAVERSO, 1892), y ha sido clásicamente atribuida tanto al orógeno caledónico como al hercínico. La atribución al orógeno caledónico procede de la consideración que la "Discordanza Sarda" (conocida desde los trabajos de Stille y su escuela) y la "Discordanza Sarrabese" del sur de la isla de Cerdeña tenían un valor como testimonio de actividad orogénica. El significado y características de estas discordancias angulares serán debatidas en detalle en el curso de este estudio.

BOSELLINI & OGNIBEN (1968) fueron los primeros en describir importantes duplicaciones de tipo tectónico atribuibles a una tectónica polifásica hercínica en el sector central de la isla; en rigor, hay que señalar que esta tectónica polifásica (aunque sin cabalgamientos asociados) era ya conocida desde antiguo (por ej., había sido descrita en la Nurra, al NO de la isla, por GRAULICH, 1952).

Durante casi un decenio las referencias a posibles cabalgamientos hercínicos se limitaron al citado trabajo de BOSELLINI & OGNIBEN (1968). Sin embargo, a partir de 1977 diferentes trabajos comenzaron a señalar la existencia de otras duplicaciones tectónicas, hasta llegar gradualmente a una interpretación totalmente aloctonista de los materiales paleozoicos postcámbricos, que es la que hoy impera.

Esta tendencia comenzó con la reunión del Gruppo di Lavoro sul Paleozoico CNR en la isla de Cerdeña, donde diferentes autores comenzaron a sugerir la existencia de cabalgamientos en el sector central de la isla (MINZONI, 1977; VAI, 1977 b; CARMIGNANI et al. 1977). Casi simultáneamente, NAUD & TEMPIER (1977) señalaron en una breve nota la existencia de superposiciones tectónicas en el mismo sector.

Es en el trabajo de CARMIGNANI & PERTUSATI (1977) sobre el Gerrei (Cerdeña Centromeridional), donde se comienza a imponer firmemente la existencia de una importante tectónica tangencial hercínica. Estos autores distinguieron diferentes unidades superpuestas tectónicamente, así como una tectónica hercínica polifásica. Dentro del modelo interpretativo que proponen la primera fase tectónica sería de carácter claramente tangencial, con la génesis de importantes cabalgamientos que serían posteriormente plegados (con una tasa de deformación y acortamiento crustal mucho menor) por otras dos fases posteriores.

Destaca dentro de este modelo la existencia de una virgación ya dentro de la primera fase tectónica, con la variación de la hipotética traza del orógeno desde la dirección NO-SE en el sector meridional de la isla hasta la dirección aproximadamente N-S del sector meridional (Sarrabus-Gerrei).

El modelo de desarrollo del orógeno es prácticamente idéntico al desarrollado por Rodgers y su escuela en los Apalaches del Sur en la década de los 50, y posteriormente introducido en el orógeno hercínico europeo en los 60, en el NE del Macizo Ibérico en concreto por Matte y por los autores de la escuela de Julivert (véase, por ej., el resumen ofrecido en JULIVERT et al. 1974), excepto por lo que se refiere a la cronología de la aparición de la virgación, excesivamente precoz y sorprendentemente inalterada por las fases posteriores. Estas similitudes se acentúan en los posteriores trabajos de Carmignani y colaboradores, como veremos.

Posteriormente, CARMIGNANI et al. (1978 a) reafirmaron el modelo tectónico citado, siempre en el Gerrei, y CARMIGNANI et al. (1978 b) lo extendieron a la totalidad de los materiales paleozoicos situados al norte de graben del Campidano.

CARMIGNANI et al. (1978 c) propusieron formalmente para la microplaca sarda un desarrollo del orógeno hercínico análogo al aceptado en el resto de Europa Occidental, comprendido entre el Tournasiense inferior (últimos materiales datados paleontológicamente afectados por la deformación) y el Westfaliense Superior-Estefaniense (primeros materiales discordantes postorogénicos). En este trabajo destaca también la hipótesis de que algunos afloramientos restringidos de rocas metamórficas pueden corresponder a una orogenia previa (la assintica), y el mantenimiento de la indefinición respecto a la existencia o no de una orogenia caledónica.

CARMIGNANI et al. (1979 a) describieron la existencia de un gran pliegue de tipo pennínico en la Nurra (NO de Cerdeña), al tiempo que delimitaban "grosso modo" las zonas de isometamorfismo hercínico en el norte de la isla.

NAUD (1979 c) expuso un modelo de evolución geodinámica de Cerdeña durante el paleozoico basado tanto en sus observaciones personales en el sector central de la isla como en los datos precedentes. Destaca en este modelo que por vez primera se ofrece una correlación de las diferentes unidades alóctonas con anterioridad a la estructuración hercínica, en la que se propone una situación más interna en el orógeno para la unidad del Sarrabus que para las diferentes unidades distinguidas en el Gerrei (véase la fig. 4). Esta distinción perdurará en los trabajos posteriores. Por lo que se refiere al resto, debemos resaltar que al igual que en CARMIGNANI et al. (1978 c) se recoge la posibilidad de la existencia de relictos de un zócalo precámbrico tectonizado, y de la existencia de un orógeno caledónico.

El paso siguiente en la elaboración del modelo geotectónico hercínico de la isla de Cerdeña fue su exposición en términos de tectónica de placas (CARMIGNANI et al. 1979 b). En opinión de estos autores, la existencia de las rocas volcánicas alcalinas intrasilúricas es el testimonio de la existencia de unas condiciones distensivas en la placa sardo-corsa concentradas en el sector centro-septentrional de la isla de Cerdeña; hasta aquí, el modelo es el mismo de DI SIMPLICIO et al. (1974). Ese sector afectado por distensión sufriría un notable adelgazamiento de la corteza y que quedaría rodeado por dos sectores con un espesor "normal" de corteza continental: Córcega al norte, y el Iglesias-Sulcis al sur.

Con posterioridad, la aproximación de ambas masas de corteza continental de espesor normal produciría primero un engrosamiento cortical en la zona previamente adelgazada y posteriormente el desarrollo de una megazona de cizalla (véase fig. 5). El orógeno tendría así un carácter ensiálico y la vergencia de la cadena vendría definida por un cabalgamiento-colisión de la masa continental de Córcega (con muy escasa deformación por su parte) sobre la sarda, con subducción de la faja más metamórfica (que sería parte del sector de corteza sarda previamente adelgazada).

Fig. 4.- Modelo propuesto por NAUD (1979 c) para una reconstrucción palinospástica de la situación previa al orógeno hercínico de las unidades alóctonas por él distinguidas en el sector situado al norte del Campidano.

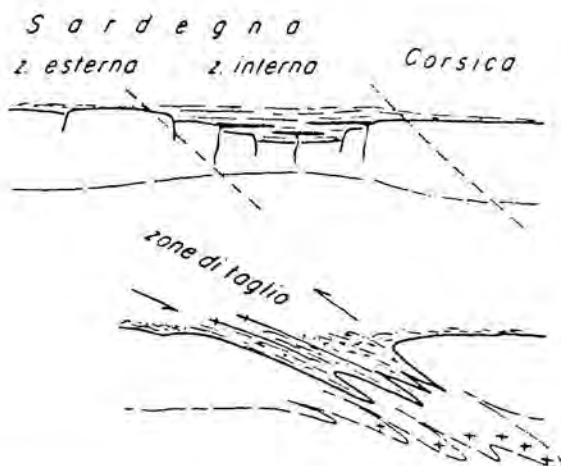


Fig. 5.- Modelo del orógeno hercínico sardo propuesto por CARMIGNANI et al. (1979 b). (Para su explicación véase el texto).

Este tipo de modelos "en acordeón" que se abre y posteriormente se cierra han sido propuestos en otros sectores del macizo hercínico europeo, y tienen la ventaja de que con el adelgazamiento previo de la corteza se pueden formar cuencas subsidentes con importantes acúmulos de materiales siliciclásticos (cuenca interna en el sentido de COCOZZA, 1972), sobre una porción volumétricamente pequeña de corteza continental. Al cerrarse la estructura en acordeón en la fase compresiva y producirse la colisión continental no existe el problema geométrico que conllevaría la desaparición por subducción de un volumen grande de corteza continental, ya que ésta no existe de hecho en la zona sometida a la máxima deformación.

Los sedimentos siliciclásticos acumulados durante la fase distensiva preorogénica en la zona de corteza adelgazada suministran los materiales que constituyen la mayoría de los mantos de cabalgamientos expulsados desde el interior del orógeno hacia el exterior. Este modelo explica igualmente la ausencia de oceanización durante la fase distensiva (desarrollo totalmente ensiálico). Los problemas que plantea el modelo, que son muchos y variados, serán comentados en las conclusiones sobre la geología general de la isla.

ARTHAUD & SONIAC (1981) presentan otra reconstrucción diferente del orógeno hercínico en Cerdeña, que no obstante también consideran ensiálico o, para decirlo con sus palabras, de "tipo himalayano". Por lo que se refiere a las direcciones de las estructuras tectónicas, existen algunas diferencias significati-

vas con las ofrecidas por Carmignani y sus colaboradores en trabajos previos; estas diferencias le permiten distinguir tres zonas superpuestas tectónicamente al norte del Campidano. La vergencia del orógeno es la misma que en el caso de los modelos precedentes. El rasgo más significativo por lo que se refiere a la zona abarcada en nuestro estudio es que considera que se trata de una antefosa tectónica, con una sedimentación pelítico-arenosa sintectónica (con pliegues sinsedimentarios, deslizamientos intraformacionales, etc.) que en sectores fosiliza a los materiales más septentrionales, y en ocasiones es cabalgada por ellos.

CARMIGNANI et al. (1981) ofrecen una correlación palinspástica de las unidades alóctonas similar a la de NAUD (1979 c), pero limitadas al sector septentrional de la isla y a su eventual correlación con el Iglesiasiente, esto es, omitiendo el sector SE ya correlacionado por NAUD (1979 b). En esta reconstrucción palinspástica resalta el reconocimiento expreso de una tectónica distensiva ordovícica (en la línea de los trabajos precedentes de Minzoni, véase el cap. 6.9.) que proseguiría hasta culminar en el Silúrico, y su propuesta de correlación con procesos distensivos similares conocidos en el orógeno hercínico de Europa Occidental.

Por lo que se refiere a la tectónica hercínica, se propone más o menos formalmente por primera vez la división de la isla en una zona septentrional o axial, una zona central caracterizada por apilamientos de cabalgamientos de dimensiones regionales, y una externa en el suroeste, con una tectónica pobremente desarrollada. La zona central presenta un metamorfismo de presión baja e intermedia (facies esquistos verdes que gradualmente pasa hacia el norte a un metamorfismo más intenso) de carácter sin- post-tectónico.

Finalmente, estos autores plantean dos problemas a escala regional no resueltos; el de los porfiroides de la base de la secuencia litoestratigráfica del sector central de la isla, que podrían corresponder hipotéticamente a un ciclo (tardi-)assíntico, y el de las rocas magmáticas del Ordovícico Superior y Silúrico, para las que se excluye (aunque sólo a título de hipótesis de trabajo) una relación con un hipotético orógeno caledónico, relacionándolas con una fase geotectónica distensiva.

Durante los años 1981-82 tres trabajos de micropaleontología modificaron profundamente el panorama de la geología del Paleozoico sardo, debido a las correlaciones que se derivaron de ellos. En primer lugar, BARCA et al. (1981 b) atribuyeron la Fm Arenaria de S. Vito (desde los trabajos de Calvino considerada la base de la secuencia siliciclástica del Sarrabus) al Cámbrico medio y superior, en base a las faunas de acritarcos halladas (las localidades datadas caen dentro de la zona estudiada, motivo por lo que este trabajo es comentado detalladamente más adelante).

BARCA et al. (1981 c) hallaron acritarcos atribuibles al Tremadoc superior y el Arenig basal en la secuencia de materiales siliciclásticos de la secuencia del "Postgotlandiano" del SO de la isla, en terrenos que previamente eran atribuidos al Devónico Superior-Carbonífero inferior. Estos hallazgos permitieron a los autores citados extender el modelo de mantos de cabalgamiento al SO del Campidano, en la aureola de materiales que rodean la provincia minera tradicional del Iglesias-Sulcis.

Finalmente, TONGIORGI et al. (1982) hallaron acritarcos atribuibles al Ordovícico inferior en la Fm de Solanas de la zona de Meana Sardo. Este hecho permitió corroborar las correlaciones antes comentadas entre la Fm de Solanas y la Fm de S. Vito y emitir diferentes hipótesis (véase CARMIGNANI et al., 1982 b) sobre la existencia o no de duplicaciones tectónicas en sectores concretos de la zona central de la isla, sobre la posible edad cámbrica o más antigua de los "porfiroidi" infrayacentes a la Fm de Solanas, sobre la posible equivalencia y edad de las discordancias "Sarda" y "Sarrabese", y su relación con el desarrollo del orógeno caledónico, etc. El resultado de todas estas hipótesis es el definitivo afianzamiento del modelo aloctonista en la zona central de la isla de Cerdeña (véase en CARMIGNANI et al. (eds.) 1982 a, diferentes trabajos) y en el sector del Sarrabus estudiado en este trabajo en particular (BARCA & MASCIA, 1982; CARMIGNANI et al. 1982 c).

CARMIGNANI et al. (1982 b) ofrecen una correlación de las unidades alóctonas por ellos distinguidas en el sector centro-meridional de la isla, en la línea del esquema más limitado arealmente propuesto por NAUD (1979 b), y añadiendo los datos procedentes del trabajo de BARCA et al. (1981 c) referidos al SO de la isla.

FRANCESCHELLI et al. (1982) ofrecen un resumen de los conocimientos referidos al metamorfismo hercínico en el sector septentrional de la isla, y CARMIGNANI et al. (1982 d) otro de las relaciones de éstos "grosso modo" con la deformación. Según estos autores la blastesis se ha desarrollado en dos subciclos, que constituyen dos episodios separados en el tiempo de un mismo ciclo tectonometamórfico hercínico. La cronología deformación/metamorfismo puede resumirse así: el subciclo M1 es post-F1 y pre-F2, mientras que el subciclo M2 es fundamentalmente sin-F2; estos dos subciclos son indistinguibles entre sí en las zonas de más alto grado metamórfico (Cerdeña Septentrional). El metamorfismo es de tipo barrowiano, y se han reconocido (FRANCESCHELLI et al. 1982) las zonas de la clorita, de la biotita, del granate, de la estauroлита+biotita, de la cianita+biotita, de la sillimanita y de la sillimanita+feldespató-K.

MINZONI (1985) ofrece desde un punto de vista geodinámico diferente del de DI SIMPLICIO et al. (1974) una interpretación sensiblemente nueva de los datos disponibles sobre el magmatismo

paleozoico y para toda la isla de Cerdeña. Este autor señala que el magmatismo ordovícico de toda la isla ya muestra bimodalidad (no sólo ácido-básica sino calcoalcalina-alcalina), que la tectónica acompañante es moderadamente compresiva en el Iglesiasiente (fase Sarda) y distensiva (fase Sarrabese) en la faja centro-meridional de la isla; las características sedimentológicas de algunas formaciones ordovícicas del centro de la isla serían en su opinión coherentes con esta disposición tectónica, mostrando las características propias del relleno de una cuenca de tipo "pull apart".

Posteriormente, durante el Silúrico toda la isla de Cerdeña estaría homogéneamente afectada por una tectónica distensiva y un magmatismo básico submarino alcalino. El modelo geotectónico propuesto por este autor para explicar esta asociación de trends de diferenciación magmática y la particular tectónica acompañante es la existencia de un "Rifting transcurrente" durante el ordovícico, mientras que durante el Silúrico el comportamiento sería totalmente distensivo. MINZONI (1985) descarta totalmente la existencia de fenómenos orogénicos de edad caledoniana, matizando además (MINZONI, 1986 a) que el volcanismo calcoalcalino debe ser interpretado en un contexto no orogénico con un régimen de alto flujo (térmico) en (procedente de) el manto, relacionado con una situación distensiva crustal en un ambiente de tipo rifting (op.cit., p. 55).

El trabajo de CARMIGNANI et al. (1987) por lo que se refiere al paleozoico no es más que un resumen de los precedentes, destacando la insistencia en que existieron fenómenos orogénicos caledónicos y en que el desarrollo del orógeno hercínico fue del tipo de colisión entre dos placas de corteza continental. En el apartado del magmatismo prehercínico se vuelve al modelo clásico de DI SIMPLICIO et al. (1974), olvidando la existencia de otros volcanismos básicos aparte de las rocas alcalinas, y por lo que se refiere a la tectónica hercínica se recogen las ideas de los trabajos precedentes, y singularmente los de CARMIGNANI et al. (1981 y 1982 a). Destaca que en el apartado de las secuencias litológicas y la reconstrucción paleogeográfica se generaliza tanto que se llegan a descripciones como la que sigue referida a los materiales silúricos: "The silurian consists of rocks ranging from "lidite" to graptolite-bearing carbonaceous schists with lenses of "Orthoceras limestones"" (op.cit., p. 81), en la línea de lo dicho por TEICHMULLER (1931).

Como resumen de esta revisión bibliográfica hay que resaltar la abundancia de publicaciones entre los años 1977-82, el hecho de que la mayoría correspondan a un mismo equipo de trabajo, y la evidencia de la imposición de un modelo geotectónico por su reiterada exposición. Resulta paradójico además que, ante la escasez de trabajos de análisis detallados de sectores concretos y la falta de estudios especializados en el Paleozoico sardo (en especial, en los campos de la sedimentología de los materiales

siliciclásticos y del paleovolcanismo de los productos ácidos, que constituyen las litofacies totalmente predominantes a partir del Ordovícico), se haya concentrado la mayor parte de los esfuerzos en realizar muchos trabajos de síntesis, basados esencialmente en los mismos datos, y sin resolver problemas que permanecen en todos ellos, ofreciendo para ellos reiteradas interpretaciones contradictorias (existencia o no de evidencias de una fase assintica, existencia o no de un orógeno caledónico en sentido estricto, existencia o no de discordancias, etc.), incluso por parte de los mismos autores.

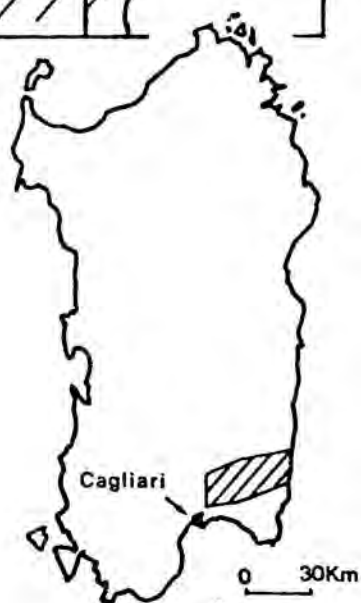
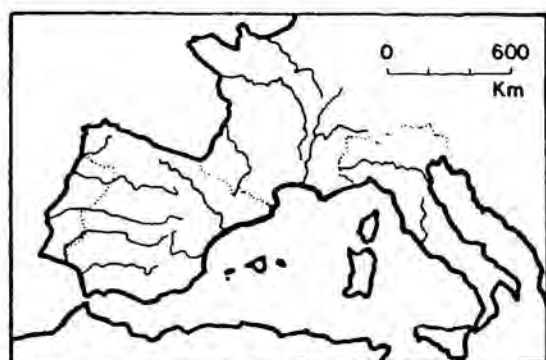
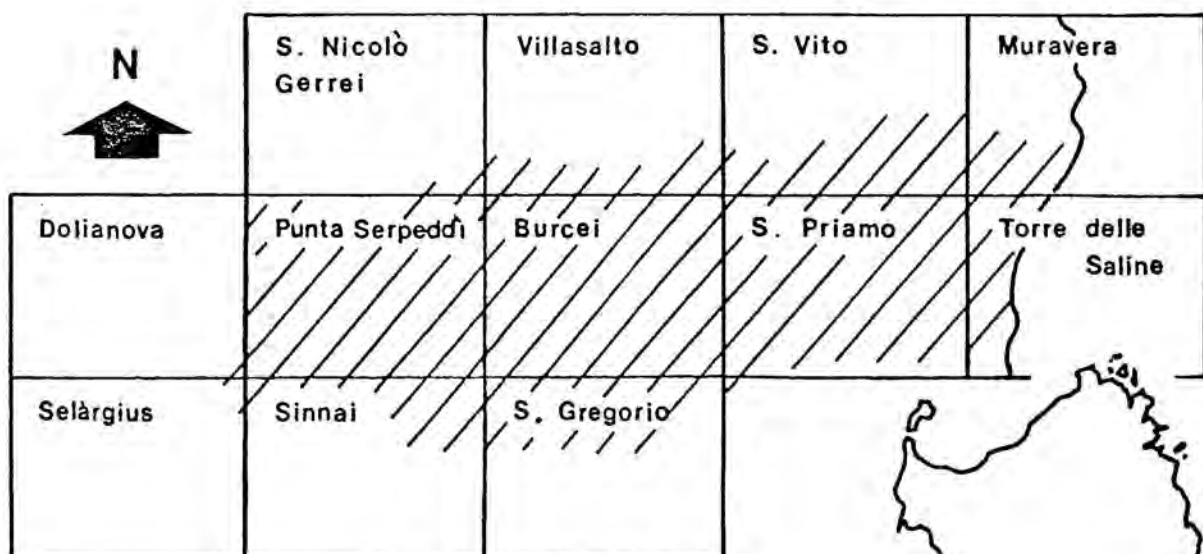
Tras este repaso del estado actual de los conocimientos de la geología del Paleozoico sardo, en el cap. 4 se estudia en concreto la información disponible sobre el Sarrabus, y en los caps. 12. y 13. se procede a una crítica general del modelo actual, basada en los resultados de nuestro estudio.

3.3.- Situación geográfica de la zona estudiada.

El sector estudiado en este trabajo es la región del Sarrabus, situado en el SE de la isla en las proximidades de la ciudad de Cagliari (véase fig. 2). Desde un punto de vista geológico el Sarrabus está situado al NE de la fractura septentrional que limita el graben del Campidano, y está constituido por dos grandes grupos de materiales. En el sector meridional afloran los granitoides tardihercínicos que constituyen el extremo SE de la isla, mientras que el sector septentrional está constituido por materiales paleozoicos, con intrusiones de pequeñas dimensiones de los granitoides tardihercínicos. La carretera nacional SS 125 "Orientale Sarda" discurre aproximadamente sobre el confín entre estos dos tipos de materiales entre la ciudad de Cagliari y la población de San Priamo, junto al Mar Tirreno.

El sector objeto de nuestros estudios es el septentrional; la superficie concreta que ha sido cubierta mediante cartografía geológica en escala 1:10.000 ha sido señalada con trazos en la fig. 6, tomando como referencia las hojas de la misma escala de la Carta Tecnica della Sardegna que han sido empleadas como base topográfica.

Fig. 6.- Situación del sector estudiado en detalle en el Sureste de la Isla de Cerdeña. Los trazos inclinados corresponden a la distribución en las diferentes hojas de la cartografía 1:25.000 del Istituto Geografico Militare Italiano de la cartografía geológica realizada durante nuestro estudio en escala 1:10.000.



En este sector las únicas poblaciones existentes son Burcei en el sector central y Muravera, S.Vito y Villaputzu en el sector oriental, las tres muy próximas, en los alrededores de la desembocadura del Río Flumendosa en el Mar Tirreno. La única carretera existente es la ya citada "Orientale Sarda" que une Cagliari con las tres últimas poblaciones citadas, y el ramal que desde ésta va hasta Burcei, partiendo desde el sector de Cantoni Camp'Uomo. En consecuencia, la mayor parte de la zona está despoblada y muy mal comunicada, existiendo únicamente unas pocas pistas de tierra que parten desde las poblaciones citadas hacia el interior de la zona en estudio. Todo el sector norte sólo es accesible desde las poblaciones de Villasalto y San Nicolò, ya en el Gerrei, o desde San Vito.

Por lo que se refiere al relieve, el sector estudiado comprende desde materiales que están prácticamente al nivel del mar (en el sector oriental) hasta los relieves de Punta Serpeddi (1067 m, sector occidental), Rocca Arricelli (701 m, sector central) y Genn'Argiolas (714 m, sector oriental), con un predominio de los terrenos comprendidos entre los 300 y los 550 m. El sector estudiado comprende buena parte de la cuenca hidrográfica de los ríos Ollastu y Minderri, que vierten sus aguas hacia el sur en el río Picocca, y marginalmente parte de la vertiente derecha del tramo final de la cuenca del Flumendosa (sector nororiental de la zona estudiada). La red de drenaje fluvial es densa y bien jerarquizada, con profundas incisiones en todo el sector central; las precipitaciones son escasas (800-1000 mm/año, concentradas en unos 60-70 días), y buena parte del año los ríos están secos.

Desde el punto de vista vegetal esta zona, que fue rica en bosques a finales del siglo pasado, está en un avanzado proceso de desertización. Sólo quedan testimonios de los antiguos bosques en unos pocos sectores localizados, como las antiguas minas del sector oriental, la vertiente SO de Genn'Argiolas, parte de la cuenca de Riu Minderri, y los repoblamientos forestales de Sa Cea Romana, Monte Arrubiu de Soleminis, Monte Tronu, etc. Al tratarse de una zona con un relieve joven y clima mediterráneo en la que la deforestación se ha producido desde hace más de 50 años, el suelo vegetal prácticamente ha desaparecido y el afloramiento de los materiales es prácticamente continuo, lo que favorece el trabajo en el campo al disponer de excelentes secciones naturales.

4.- Estado de los conocimientos

4.- Estado de los conocimientos sobre los materiales paleozoicos del Sarrabus con anterioridad a este trabajo.

4.1.- Estudios geológicos realizados en la época de principal actividad de las minas de plata.

Estos estudios corresponden a la época de mayor esplendor económico de la región, ligado directamente a la actividad minera, y en gran medida se trata de estudios de mineralogía descriptiva y petrografía, que serán citados en los apartados correspondientes; no obstante, existen algunos de carácter regional cuya consulta aún resulta de interés hoy en día, dada la riqueza y eficacia de su descriptiva. Unos y otros pueden ser clasificados como clásicos por el altísimo nivel científico alcanzado, si consideramos el estado de los conocimientos geológicos en el momento de su elaboración.

Existen referencias a la geología del Sarrabus desde antiguo, pero la primera contribución seria a su estudio procede de los trabajos de TRAVERSO (1890) y DE CASTRO (1890), quienes ofrecieron una cartografía litológica a escala 1:50.000 y suministraron en las memorias que acompañan a sus cartografías abundantes detalles sobre los materiales encajantes de las mineralizaciones de plata del Sarrabus. Estos autores distinguieron la existencia de diferentes tipos de rocas magmáticas y sedimentarias en el sector, atribuyendo una edad silúrica a los materiales sedimentarios paleozoicos. Otros trabajos posteriores, principalmente de los hermanos TRAVERSO (1892, 1893 a, 1893 b, 1909, etc.) se centraron principalmente en descripciones de las principales mineralizaciones y encajantes explotados en la época.

TARICCO (1911) ofreció un primer intento de reconstrucción de la columna litoestratigráfica del paleozoico del sector oriental de la isla, y en especial del Sarrabus-Gerrei. Este autor ya distinguió con claridad la existencia dentro del "Silúrico" (en el sentido primitivo de la palabra) de un nivel inferior caracterizado por presentar una rica fauna de braquiópodos atribuible al Caradoc-Ashgill, una sucesión de materiales lutíticos localmente grafitosos caracterizados por la presencia de graptolites atribuibles al "Gotlandiano" y finalmente a techo de éstos diferentes intercalaciones carbonáticas con clymenia, tentaculites, etc., atribuibles al Devónico. En un trabajo posterior (TARICCO 1915) este autor aporta nuevas localidades fosilíferas y abunda en el esquema de columna litoestratigráfica.

Posteriormente, TESTA (1914, 1918, 1920, 1921 a y 1922 a) creyó reconocer la existencia del Cámbrico en el Sarrabus, empleando criterios de correlación litológica y por el hallazgo de residuos de vegetales identificados como Palaeophycus plumosus

(WHIFFT), en la época considerados típicos del Cámbrico superior, y de Eophyton, atribuido al Cámbrico medio.

PARNISARI & TESTA (1920) realizaron una cartografía detallada a escala 1:4.000 en el sector de Miniera Monte Narba y ofrecieron una síntesis de ella a escala 1:10.000, de gran interés por su detalle y por la precisión de las descripciones que la acompañan. Estos autores procedieron a una síntesis de los conocimientos litoestratigráficos disponibles en 1920, indicando la probable presencia en el Sarrabus de materiales sedimentarios correspondientes a todo el Paleozoico. Además señalaron la existencia del llamado "Conglomerado de Monte Narba", realizando asimismo otras distinciones litológicas en el seno de los materiales siliciclásticos. Es de destacar además la ajustada descripción que hacen del metamorfismo de contacto producido por los granitoides tardihercínicos en los materiales siliciclásticos.

TESTA (1922 b) cita la existencia de las intercalaciones de calizas al sur de Bruncu Sparau y las atribuye al Silúrico. Por su parte, FERRIER (1922) señala la existencia de fósiles silúricos en las "Quarziti" de Miniera Gioanni Bonu.

GORTANI (1922) señaló por su parte la existencia de Paleophycus en Masaloni, y de fósiles atribuibles al Caradoc en Tuviois. Este autor destacó además que las calizas neodevónicas del Gerrei meridional ("calcari a Clymenia") son transgresivas (léase discordantes) sobre el substrato silúrico, motivo por el que propuso la existencia de un periodo plicativo al inicio del Devónico, al menos en el sector sudoriental de la isla.

TEICHMÜLLER (1931) intentó realizar una interpretación integradora de los datos disponibles en el sur de la isla de Cerdeña, notablemente enriquecidos con sus propias observaciones, clasificaciones paleontológicas, etc.; la principal característica del trabajo de este autor es su sólida base geológica interdisciplinaria (estratigrafía, tectónica, paleontología, petrografía, etc.), su profundo conocimiento del Paleozoico centroeuropeo, con el que realiza constantes comparaciones, y el rigor en la descripción y en la exposición de las interpretaciones, propios de toda la escuela de Stille.

Por lo que se refiere al Sarrabus, le dedicó una especial atención, tanto por los escasos datos disponibles sobre esta región como por el hecho de que dentro del esquema geológico deducible de la bibliografía preexistente el estudio de esta región permitiría el aclarar si la discordancia angular del Iglesias-Sulcis (la que todos los autores llaman "Discordancia sarda") proseguía por todo el sur de la isla o por el contrario la ausencia de la citada discordancia y del conglomerado que la fosiliza (la "Puddinga ordoviciana") indicarían que en el Sarrabus habría existido una zona continental emergida mientras

en el Iglesias-Sulcis se habían depositado todos esos materiales.

TEICHMÜLLER (op.cit.) revisó la totalidad de los datos paleontológico-estratigráficos disponibles, descartó la existencia del Cámbrico (dada la ausencia de fósiles característicos), y reconoció la existencia del Ordovícico, el Silúrico y el Devónico inferior (retomando en buena medida el trabajo de TARICCO, 1911) en diferentes localidades fosilíferas, y en base al escaso o nulo grado de tectonización de los materiales descartó la existencia de movimientos caledonianos en el Sarrabus-Gerrei.

Por lo que se refiere a la descripción de los materiales, señaló la existencia de diferentes tipos de rocas siliciclásticas, de calizas, y de rocas magmáticas. Dentro de éstas distinguió los porfiroides de los granitoides tardihercínicos, señalando que eran más precoces que estos últimos (los califica de "precursores concordantes") y que su emplazamiento tenía un claro control tectónico, en las zonas de anticlinal del Sarrabus. Señaló además que ya TRAVERSO en Masaloni y Giovanni Bonu y DE CASTRO en Monte Perdosu de S. Vito y en Bruncu Muscadroxu junto a M. Genis habían realizado observaciones sobre la cronología relativa entre porfiroides y granitos.

Por lo que se refiere a la reconstrucción paleogeográfica que le incitó a estudiar el Sarrabus en detalle, Teichmüller aceptó la interpretación de las "quarziti" como un horizonte de calizas silicificadas del Ordovícico Superior, y las reinterpretó a su vez como un depósito litoral aflorante sólo en el flanco norte del sinforme del Sarrabus, lo que en su opinión abogaba a favor de la existencia de relieves emergidos hacia el sur de dicho sinclinal en el momento de formación de las "quarziti".

Desde el punto de vista de la estructura y disposición de estos materiales distinguió la existencia de una zona de anticlinal en el norte del Sarrabus, cuyo núcleo estaría ocupado por los porfiroides, y que separaría un amplio sinforme en el norte (el Gerrei) de otro algo menor en el sur (sinforme del Sarrabus). Dentro de este último describió en detalle la secuencia en el sector de Serra S'Illixi-Pala Manna, señalando con gran acierto que los materiales que aparecen en la cumbre de dicha colina constituyen el techo de la secuencia del sinforme del Sarrabus.

Análogamente, señaló que en el Gerrei el techo de la secuencia estaba constituida por un conjunto de materiales principalmente siliciclásticos "Postsilúricos", que comparó por su disposición en la cuenca, por sus características petrológicas y por su rango previsible de edad como análogos al Culm alemán; en la literatura local algunos de estos materiales son llamados "Postgtlandiano Auct.", como indicamos anteriormente.

En sus descripciones de los materiales siliciclásticos y carbonáticos destaca también la existencia de pliegues disarmonicos precoces, aunque no los atribuye explícitamente a fenómenos de tipo "slump"; no obstante, hay que resaltar que en su esfuerzo por describir las vergencias de los materiales señala que éstos tanto en el Sarrabus como en el Gerrei muestran polaridades hacia el centro de los sinformes, hecho que podía ser interpretado como una característica sindeposicional.

Por lo que se refiere a la interacción entre los porfiroides y los materiales siliciclásticos, aunque consideró a los primeros ligeramente tardíos, señaló perfectamente las distorsiones producidas por la intrusión de cuerpos masivos (hoy diríamos domos) de porfiroides en los materiales siliciclásticos en el Sarrabus (véase la fig. 15 de TEICHMÜLLER, op.cit.).

Por lo que se refiere a la tectónica hercínica describió la existencia de disarmonías importantes, principalmente en el Gerrei, donde además describió en detalle la "falla de Villasalto" en los alrededores de esta localidad, interpretándola como un cabalgamiento, previo al desarrollo de la tectónica hercínica principal. En todo caso, hay que señalar que la tectónica hercínica que describe es propia de un ambiente estructural muy superficial, limitándose a las citadas disarmonías y a pliegues-falla.

CAVINATO (1935) realizó un detallado estudio petrográfico de las rocas ígneas y metamórficas del Sarrabus, incluyendo los primeros análisis químicos realizados. Se trata de un trabajo muy meritorio desde el punto de vista petrográfico, pero desde el punto de vista de la base geológica sobre la que se sustenta (cronología relativa de los diferentes cuerpos, naturaleza de los mismos) existen numerosos errores y puede considerarse totalmente superado.

4.2.- Estudios realizados con criterios geológicos modernos.

Aunque de hecho podríamos considerar que el de TEICHMÜLLER (1931) fue el primer trabajo realizado con criterios geológicos modernos, no deja de ser un trabajo excelente pero "clasico" en su concepción. Los primeros intentos de una síntesis geológica realizados en tiempos modernos comienzan tímidamente a inicios de los años 50 con los trabajos de Pruna, de hecho aún de concepción netamente clásica, y prosiguen con los prolongados estudios de Calvino, a lo largo de los 50 e inicios de los 60, trabajos que culminarían con la publicación de la hoja Muravera de la cartografía geológica oficial en escala 1:100.000 (1963) y su memoria adjunta (CALVINO 1965, publicada en 1972).

PRUNA (1953) se limitó a recopilar información precedente, ofrecer algunas informaciones fragmentarias referidas a la riqueza de los filones argentíferos y a señalar la inexistencia de las "quarziti" en el sector comprendido entre las antiguas minas de Niccola Secci y Masaloni.

PRUNA & CHERCHI (1954) ofrecieron en este trabajo los resultados obtenidos durante la exploración del sector de Minderrí por cuenta de la sociedad RIMISA. En su haber hay que contar un intento de descripción litoestratigráfica de la sucesión paleozoica del sector, bastante correcto en líneas generales para los conocimientos de la época. Sin embargo, aún hace referencia a la posible existencia de terrenos cámbricos, refiriéndose a los trabajos de Testa, y sigue la clasificación de las rocas ígneas de la región propuesta por CAVINATO (1935, etc.), lo que constituye un retroceso respecto al trabajo de TEICHMÜLLER (1931).

Por lo que se refiere al sector del Minderrí, hay que destacar la riqueza de datos respecto a los afloramientos (y en concreto, respecto a las escasas intercalaciones de carbonatos) y mineralizaciones existentes en esa zona, y que este autor reconoció (independientemente de las interpretaciones tectónicas) que las lineaciones preferentes que controlan tanto las mineralizaciones principales como la disposición de los sedimentos son la NO-SE y la E-O.

CALVINO (1956 a) señala la amplia distribución de los "porfidi grigi", que frecuentemente constituyen la "ossatura" o esqueleto de las principales montañas existentes en el Sarrabus (M. Perdosu de S. Vito, Genn'Argiolas, Mte. Tronu-Serpeddi, etc.). Además, ofrece numerosos ejemplos procedentes de todo el Sarrabus de afloramientos de "porfidi grigi" atravesados e incluidos en los granitoides tardohercínicos, de modo que a partir de su trabajo nadie dudará en tiempos modernos de su cronología relativa. Calvino expone igualmente el carácter efusivo de algunos de los "porfidi grigi", y postula la existencia de un único evento eruptivo, dada la continuidad y constancia de facies de estas rocas. Asimismo, señala la existencia de tránsitos graduales entre el "porfido grigio" y los "porfiroidi" del Gerrei, que atribuye a motivos tectónicos.

En su siguiente trabajo de ámbito regional, CALVINO (1959) describe una sucesión litológica en los materiales paleozoicos del Sarrabus oriental que es la que perdurará con ligeras modificaciones hasta nuestros días. En este artículo Calvino describe sucintamente y define la formación pelítico-arenosa de los alrededores de San Vito, que quedará en los sucesivos como base de la sucesión paleozoica y será denominada por todos los autores posteriores "Fm. Arenaria de S. Vito", así como confirma definitivamente la existencia de un vulcanismo efusivo en el seno de la sucesión siliciclástica paleozoica, en base a la

presencia de coladas riolíticas intercaladas ("porfidi bianchi") y depósitos epiclásticos de diferentes tipos (tanto areniscas como brechas y conglomerados).

La existencia de estos depósitos epiclásticos de granulometría gruesa es interpretada por Calvino como la evidencia de un proceso de emersión, interpretación que aceptaran después sin discusión todos los autores posteriores hasta nuestros días. Sobre estos materiales detríticos reposarían las pelitas grafitosas y piritosas, con intercalaciones de liditas, correspondientes al Silúrico. Además, en este trabajo se señala la existencia de importantes tránsitos laterales de facies y variaciones muy importantes de la potencia de los materiales sedimentarios, originadas por la existencia de paleorreliieves relacionados con la existencia de un volcanismo activo.

Otros datos descriptivos de interés suministrados por este trabajo (independientemente de la interpretación que les da Calvino en ese momento) son la existencia de alteración aproximadamente simultánea al vulcanismo, evidenciada por la existencia de clastos alterados (sericitización, espilitización) y con una foliación preferencial diferente de la secuencia siliciclástica que los alberga.

Por lo que se refiere estrictamente al volcanismo, en este trabajo Calvino deja ya fuera de dudas el carácter bimodal de éste, y describe con bastante precisión (op.cit. p.48) las relaciones espaciales porfidi grigi-porfidi bianchi, señalando con claridad la existencia de rocas epiclásticas asociadas a los contactos y que en ocasiones las riolitas están superpuestas (y consecuentemente, postdatan) a los "porfidi grigi". Además señala igualmente la existencia de diferentes niveles de "porfidi grigi" y rocas epiclásticas asociadas en la secuencia siliciclástica paleozoica en el sector situado al sur de Monte Narba (op.cit. p. 49) y deja consecuentemente implícita una heterocronía en el volcanismo ácido.

En el campo de las rocas sedimentarias Calvino señaló la existencia de discordancias angulares de origen sinsedimentario, y esbozó ya la posibilidad de una discordancia de edad caledónica con importancia regional. Finalmente, en este trabajo retoma la descriptiva de la Falla de Villasalto (TEICHMÜLLER, 1931) y describe afloramientos que en su opinión representan su prosecución hacia el este hasta el Mar Tirreno.

La sucesión litoestratigráfica del Sarrabus y su interpretación de la evolución geológica del Sarrabus durante el Paleozoico aparecen ya enteramente conformados en su siguiente trabajo (CALVINO, 1960). En él podemos distinguir claramente varios apartados de interés: la descripción de la "falla de Villasalto", la descripción de la "discordanza Sarrabese" y finalmente un primer esquema de evolución geológica completa.

Por lo que se refiere a la "falla de Villasalto", es un tema que queda fuera de nuestro ámbito de estudio, y ha sido tratada recientemente en detalle por diferentes autores; localmente haremos mención explícita o implícita de ella, detallando aquellos aspectos que son de interés para la comprensión de nuestro trabajo.

La definición de la "discordanza Sarrabese" se basa en la descripción detallada de un total de 23 localidades en las que Calvino halló discordancias angulares con brechas y/o conglomerados asociados, así como frecuentemente presencia de "porfidi grigi" y "porfidi bianchi", es decir, volcanismo ácido asociado. Calvino interpretó estos hechos como la manifestación de un evento tectónico de edad caledónica en el Sarrabus, similar a la "discordanza sarda" del sudoeste de la isla de Cerdeña.

La actividad tectónica habría conllevado plegamiento de los materiales (op.cit., p. 531), su elevación y posteriormente la creación de una superficie erosiva, sobre la que se habrían depositado los niveles de brechas y conglomerados, posteriormente las riolitas (porfidi bianchi) y más tarde las riolacitas y dacitas ("porfidi grigi"). La naturaleza de la discordancia sería, no obstante, de carácter prevalentemente estratigráfico, pudiéndose excluir la existencia de cabalgamientos (op.cit., p. 531) por la naturaleza de los contactos, previamente descritos en gran detalle.

El mismo CALVINO (op.cit., p. 530 y siguientes) reconoce el carácter de mera hipótesis de trabajo de la interpretación, y los numerosos puntos oscuros que muestra, con especial énfasis en el carácter prevalentemente estratigráfico de la discordancia y la ausencia de deformación en los materiales de la Arenaria de S. Vito. Para justificar en parte algunos de estos puntos oscuros, Calvino sugiere que la deformación puede haber actuado en parte mediante un sistema de horsts y grabens (aspecto que será ampliamente comentado más adelante), e indica que los conglomerados basales relacionados con la discordancia y las rocas volcánicas ácidas probablemente se instalaron en condiciones subaéreas.

En resumen, Calvino postula un alzamiento generalizado a finales del depósito de los materiales de la Arenaria de S. Vito, llegando hasta una emersión, como consecuencia de la cual se depositan los conglomerados localmente (de ahí su discontinuidad) y posteriormente los materiales volcánicos, siempre en condiciones subaéreas. Calvino tiene conciencia, no obstante, de que estas condiciones continentales no están demostradas y mantiene una reserva sobre este hecho (op.cit., p. 529). Con posterioridad al emplazamiento de los "porfidi grigi" se habría producido una gradual transgresión marina, con el mantenimiento de las condiciones subacuáticas, aunque localmente (Montenarba) la aparición de otros niveles de conglomerados y brechas indicarían la

existencia de emersiones locales seguidas por una nueva transgresión marina silúrica. Esta sucesión de hechos, que CALVINO (1960, p.545) incluso recoge en un cuadro con las dataciones aproximadas es la que se ha mantenido vigente hasta la actualidad.

La secuencia litoestratigráfica del Sarrabus propuesta por CALVINO (1960) es pues de corte muy clásico, con una interpretación coherente para los conocimientos de la época y una gran base de datos descriptivos sustentándola. Con todo, ciertos conceptos (transgresiones regionales, génesis de conglomerados o ausencia de sedimentación asimilada a influencia directa del ambiente continental, etc.) no han evolucionado sensiblemente desde el trabajo de TEICHMULLER (1931). El principal mérito del trabajo es su acertada descriptiva, y la prudencia con la que expone sus opiniones o interpretaciones, prudencia que no ha sido mantenida en la mayor parte de los casos por los autores que han hecho uso de ellas posteriormente.

Finalmente, los trabajos de Calvino sobre la geología del Sarrabus concluyen con la publicación de la hoja Muravera de la cartografía geológica oficial (1963) y la memoria acompañante (1965, publicada en 1972), en los que se sintetizan todos los trabajos anteriores. Podemos destacar de ambas la reafirmación de que el volcanismo "de ciclo caledoniano" se prolonga casi hasta el hercínico, la sugerencia de que las abundantes brechas intraformacionales presentes en los materiales siliciclásticos postordovícicos pudieran corresponder a fenómenos de tipo olistostroma, y la detallada recopilación de indicios mineros.

SCHNEIDER (1974) señaló en la proximidades de San Nicolò Gerrei que la Fm de S. Vito de hecho podía ser subdividida en diferentes unidades litoestratigráficas, que algunas de ellas podían abarcar buena parte del Ordovícico, y que la Falla de Villasalto tuvo una actividad intensa distensiva durante el Silúrico y el Devónico, motivo por el cual la sedimentación se desarrolló durante ese periodo en el sector de San Nicolò dentro de una cuenca compartimentada en un sistema de horsts y grabens. El resultado de este ambiente deposicional es la existencia de una sedimentación caracterizada por deslizamientos gravitacionales, pliegues sinsedimentarios, etc.; esta actividad sedimentaria incluye el deslizamiento en masa de fragmentos más o menos litificados de los materiales carbonáticos devónicos. Todos estos factores le hacen concluir: "Thus the folding character of the Sarrabus-Gerrei region seems to be more influenced by the activities of the Villasalto Fault than by any orogenic folding activities" (op.cit., p. 934).

4.3. Estudios de la escuela de Berlín.

Desde la década de los setenta hasta la actualidad ha existido un trabajo continuado de investigación en el sector oriental del Sarrabus y el Gerrei por parte de miembros de la Universidad Libre de Berlín. Esta investigación parte del trabajo de SCHNEIDER (1972) y ha consistido principalmente en un total de 12 trabajos de Diplomatura y una Tesis Doctoral de reciente conclusión (MANGOLD, 1988). Aunque estos trabajos se plantearon fundamentalmente en función de la resolución de los problemas relacionados con la génesis de las mineralizaciones existentes en el sector, han abarcado numerosos aspectos, desde la estratigrafía y la paleontología de los materiales paleozoicos hasta aspectos muy especializados como la geoquímica de los elementos en traza existentes en las fluoritas o la microtermometría de éstas. Durante el trienio 1980-82 este equipo de investigación trabajó en un proyecto de investigación de la Comisión de las Comunidades Europeas que estudió en varias regiones (entre ellas el Sarrabus) los posibles indicadores geoquímicos "proximales" de yacimientos estratoligados de sulfuros masivos. Por otra parte, además de los citados trabajos inéditos de circulación restringida han ido apareciendo gradualmente diferentes artículos en revistas alemanas.

SCHNEIDER (1972) señaló que la mineralización del "Filone Argentífero" del Sarrabus podía corresponder a un filón-estrato, siendo el stock metálico principalmente sinsedimentario y habiendo estado sometido a procesos de reconcentración posterior. Este autor definió igualmente una sucesión siliciclástica grafitosa con importante contribución volcánica como la Formación de Monte Narba; esta formación es la que contendría el stock metálico singenético. Para él, la sucesión litoestratigráfica del sector de las minas de plata al sur de Muravera también estaría verticalizada.

Con posterioridad los diferentes trabajos han desarrollado estas ideas iniciales, ampliando por lo que se refiere a la estratigrafía la descriptiva de las diferentes sucesiones litológicas y definiendo nuevas formaciones. Para resumir dichos trabajos seguiremos el esquema de síntesis realizado por MANGOLD (1988) incluido aquí como la fig. n. 7.

Para los autores de la escuela de Berlín, en el sector oriental del Sarrabus-Gerrei pueden distinguirse, desde la base hasta el techo, cuatro formaciones: la Fm S. Vito, la Fm Brecca, la Fm Monte Narba y la Fm Rio Molas.

La Fm S. Vito coincide plenamente con la definida en los trabajos de Calvino, y se le atribuye una edad cámbrica. Los "porfidi grigi e bianchi" de Calvino, al igual que los porfiroidi

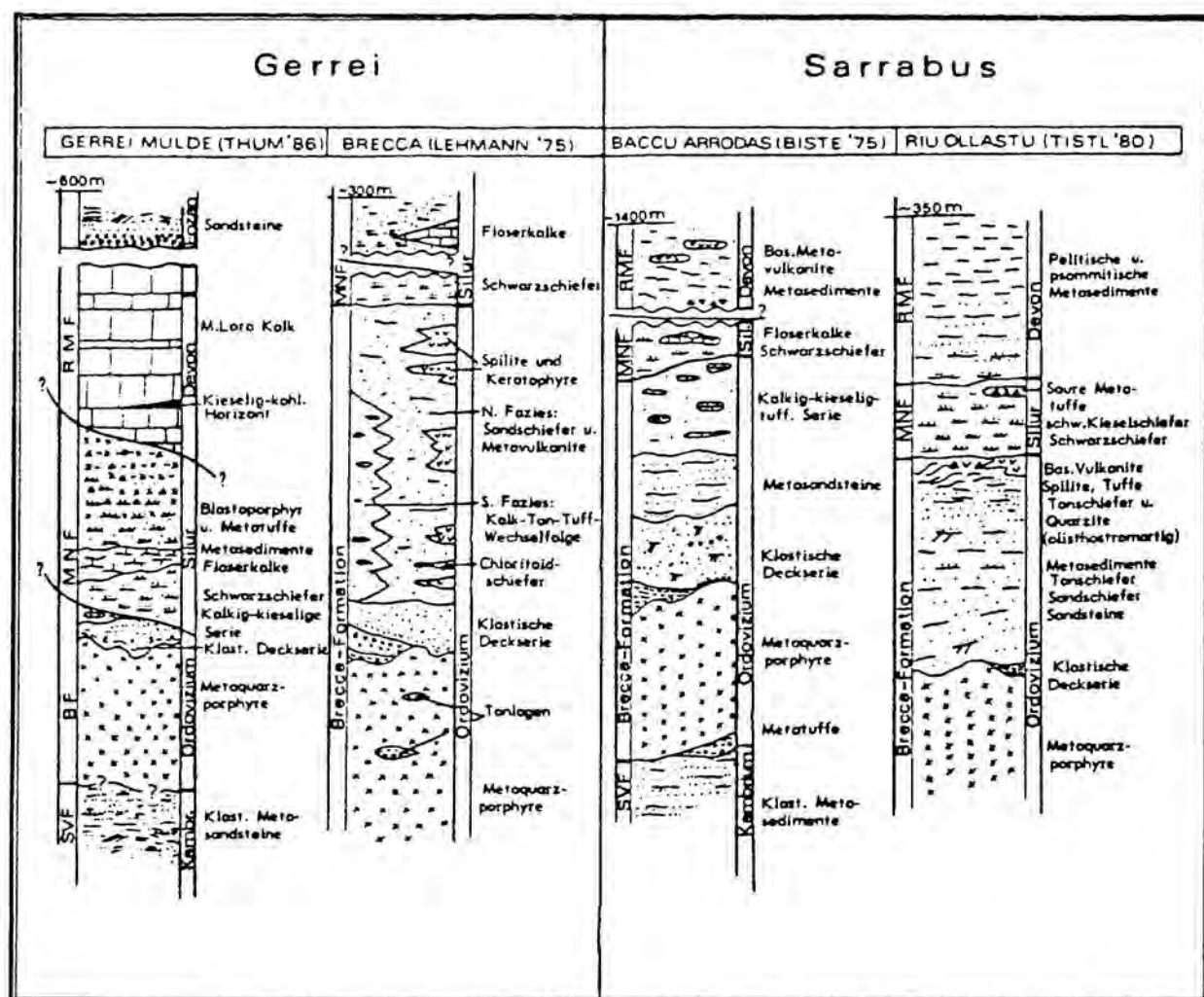


Abb. 3: Schematische stratigraphische Tabellen nach den Diplom-Kartierungen von BISTE (1975), LEHMANN (1975a), TISTL (1980) und THUM (1986).

SVF=San Vito-Formation; BF=Brecca-Formation; MNF=Monte Narba-Formation; RMF=Riu Molas-Formation.

Fig. 7.- Esquema litoestratigráfico de síntesis de los trabajos de la escuela de Berlín (según MANGOLD, 1988).

del Gerrei constituyen la base la Fm de Brecca. Los contactos superiores e inferiores de los "porfidi" son descritos e interpretados en líneas generales en los mismos términos de Calvino: los cuerpos volcánicos aparecen principalmente como un nivel extrusivo estratiforme (aunque se reconoce su carácter intrusivo localmente), con un contacto inferior localmente discordante con la Fm S. Vito jalonado por la presencia de tufitas ("porfidi bianchi") y conglomerados. El resto de la Fm de Brecca es una Fm detrítica, con una contribución volcánica y vulcanoderivada

variable (muy importante en la zona de definición, Brecca; LEHMANN, 1975).

El tramo inferior de esta formación contiene en el sector al sur de Brecca un potente paquete de materiales análogos a las "quarziti del Sarrabus". Esta formación estaría comprendida dentro del Ordovícico. Hay que destacar que en esta formación el ambiente de sedimentación fue somero y la paleotopografía del fondo marino irregular, lo que favoreció una sedimentación caracterizada por deslizamientos intraformacionales: "The Upper Ordovician sedimentary environment is characterized by conditions of shallow sea and strong relief (sliding and slumping structures). According to the terminology of our team this sequence shall be called "Brecca Formation" (LEHMANN, 1975, p. 461).

La Fm de Monte Narba estaría constituida preferentemente por pelitas grafitosas, con algunos lentejones de calizas. Su potencia es, tal como la definen los autores alemanes, mucho menor a la de las anteriores formaciones, contiene como ha sido indicado las mineralizaciones singenéticas, y su edad sería silúrica. Por encima de estos materiales existe de nuevo una potente secuencia siliciclástica, con intercalaciones menores de volcanismo básico (Fm Rio Molas), que sería el equivalente lateral de los materiales carbonáticos devónicos del sector de Monte Lora, en el Gerrei.

4.4.- Trabajos de investigadores de las escuelas de Cagliari y Marsella.

El trabajo de BARCA & DI GREGORIO (1979 b) propone un esquema litoestratigráfico para el Sarrabus Occidental basado en buena medida en los datos procedentes de los trabajos previos de Calvino y, en menor medida, de Pruna. La secuencia propuesta es la siguiente, de base a techo:

- Fm Arenaria de S. Vito (ya definida por Calvino), correspondiente principalmente a una sucesión pelítico-arenosa de más de 500 m de potencia y de carácter prevalentemente turbidítico, que contendría hacia la zona de techo niveles estratoides de coladas riolíticas ("porfidi bianchi" de Calvino), y materiales epiclásticos a ellos asociados, así como niveles de conglomerados. Estas intercalaciones lávicas riolíticas se habrían depositado en ambiente subacuático, análogamente a lo indicado por MINZONI (1972) para materiales análogos en el sector central de la isla. La edad de esta formación sería Ordovícico inferior-medio.

- Grupo de las vulcanitas y piroclastitas ("porfidi bianchi e grigi", ya definido por Calvino). Estos materiales tendrían al

menos una potencia de unos 250 m., y cronológicamente serían anteriores los porfidi bianchi a los grigi, es decir, estos autores se limitan a seguir la sucesión litológica propuesta por Calvino, y la interpretación de un emplazamiento subaéreo ya indicada por este autor casi 20 años antes. Llama la atención el hecho de que aunque en la definición del grupo se hable de piroclastitas (siguiendo la tendencia del trabajo de DI SIMPLICIO et al., 1974, referido a las rocas magmáticas de toda la isla) en la breve descripción litológica faltan referencias a las rocas piroclásticas.

- Fm de Punta Serpeddi (de nueva definición), de unos 200 m. de potencia. Se trataría de una formación detrítica transgresiva, constituida por un miembro inferior, conglomerático-arenoso, y otro superior de areniscas gruesas-finas, fosilíferas. Desde un punto de vista mineralógico, el miembro inferior estaría fundamentalmente constituido por cuarzo de origen detrítico, y desde un punto de vista sedimentológico podría ser atribuido a un ambiente marino litoral.

El segundo miembro contiene algunos niveles fosilíferos, caracterizados por tres asociaciones: 1/ Niveles con braquiópodos, briozoos, cistoideos, tentaculites y trilobites. 2/ niveles con cistoides ampliamente predominantes. 3/ Niveles con gasterópodos, en Punta Serpeddi (este nivel fue cubierto con la instalación de las nuevas antenas de telecomunicaciones en esta localidad, BARCA, 1983, com.personal). El segundo miembro sería atribuible a unas condiciones de plataforma nerítica, algo más profunda que el ambiente deposicional del primer miembro. La similitud de las asociaciones faunísticas halladas con otras del Caradoc-Ashgill del sur de la isla de Cerdeña, así como la revisión paleontológica de las colecciones de fósiles del Servizio Geologico d'Italia (GIOVANNONI & ZANFRA, 1978) hacen atribuir a BARCA & DI GREGORIO (1979 b) una edad "prevalentemente Caradoc" (op.cit., p. 198) a la Fm de Punta Serpeddi.

- Fm de Tuviois (de nueva definición). El tránsito entre esta unidad y la precedente sería gradual: "... passa gradualmente a siltiti e argilliti più o meno calcaree, quindi a marne e a veri calcari" (op.cit., p. 198). Se trataría de una formación de unos 80-100 m de potencia, de los que los 30-50 superiores estarían constituidos por un nivel más o menos continuo (véase la fig. 8) de una caliza micrítica fuertemente silicificada ("Quarziti del Sarrabus"). Esta unidad contiene "faune non dissimili da quelle indicate nelle arenarie caradociane, rappresentanti, però, verosimilmente, l'Ashgill". Las faunas que permiten realizar esta atribución comprenden cistoides, briozoos, braquiópodos y trilobites. La interpretación propuesta para el ambiente deposicional es un ambiente marino más tranquilo, con limitado aporte terrígeno, y con sedimentación pelítico-carbonática predominante.

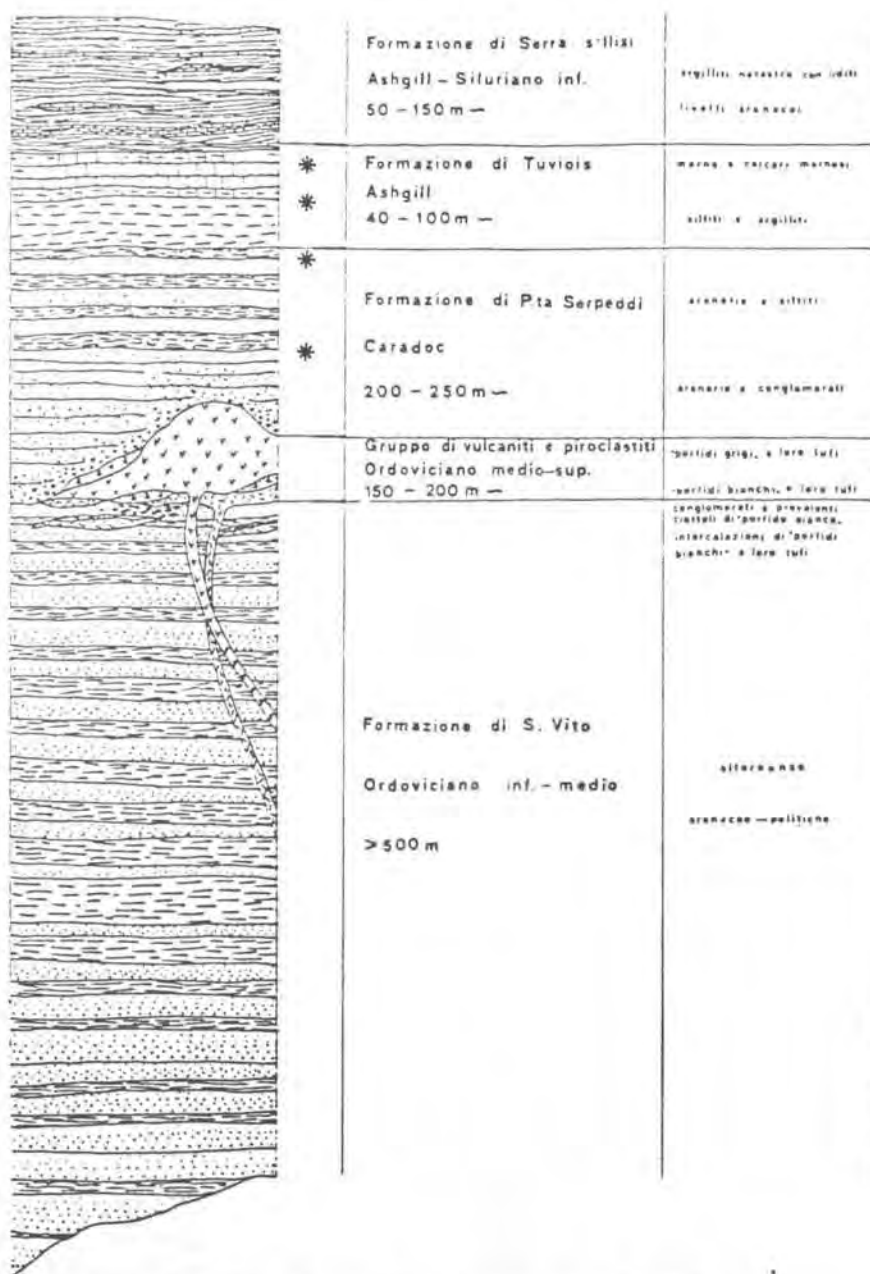


Fig. 1 - Colonna stratigrafica delle formazioni dell'Ordoviciano-Siluriano inf. nel Sarrabus.

Fig. 8.- Columna litoestratigráfica de las formaciones del Ordovícico-Silúrico inferior propuestas en el Sarrabus Occidental por BARCA & DI GREGORIO (1979 b).

- Fm de Serra S'Illixi (de nueva definición). Constituida por unos 150 m. de "argilliti nere, carboniose, con livelli di arenarie grigio-scure; con frequenti intercalazioni di lenti e sottili strati di liditi iniettate di quarzo bianco latteo" (op.cit., p. 200); a señalar que se omite toda alusión a la existencia de rocas volcánicas en esta unidad litoestratigráfica. Esta formación reposaría en continuidad estratigráfica con la infrayacente, y sería atribuible por correlación litológica a los "scisti neri a graptoliti" del Silúrico del sur de la isla, en ausencia de fósiles; hay que señalar al respecto que ya TEICHMULLER (1931) había caracterizado paleontológicamente la existencia del Silúrico en estos materiales, motivo por el que sorprende esta ausencia citada por BARCA & DI GREGORIO (1979 b). La Fm de Serra S'Illixi es interpretada como el producto de la sedimentación en un ambiente sedimentario euxínico, con limitados aportes terrígenos.

Además de la secuencia litoestratigráfica propuesta, hay que señalar en este trabajo la recopilación detallada de toda una serie de localidades fosilíferas, añadiendo algunas nuevas a las ya existentes en la bibliografía, y que los autores niegan la existencia de la discordancia "Sarrabese" detalladamente descrita en los trabajos de Calvino, basándose en una cartografía y un reconocimiento geológico somero.

Durante finales de la década de los 70 e inicios de la de los 80 diferentes autores franceses, principalmente de la Universidad de Marsella han trabajado en el Sarrabus-Gerrei. Los primeros trabajos corresponden principalmente al estudio de las sucesiones litoestratigráficas existentes en el sector del Gerrei o trabajos de síntesis regional basados en las publicaciones precedentes (NAUD & TEMPIER, 1977; NAUD 1979 a, b y c).

COSTAGLIOLA & LEGLISE (1980) ofrecen un nuevo esquema litoestratigráfico en el sector de Brecca (Gerrei Sudoriental), y definen diferentes unidades superpuestas tectónicamente. La datación de dichas unidades (e indirectamente, la disposición de los cabalgamientos entre ellas) se realiza por mera correlación litológica regional, y la cartografía ofrecida es menos detallada desde el punto de vista litológico (y consecuentemente, más interpretativa) que la de LEHMANN (1975). El esquema de superposición tectónica propuesto por estos autores es retomado por NAUD (1982), quien lo extiende a todo el sector de Bassa Valle del Flumendosa, añadiendo nuevas unidades cabalgantes al apilamiento tectónico.

NAUD (1980) confirma la existencia de la discordancia angular "sarrabese" de Calvino en el Sarrabus Occidental y ofrece un esquema de una nueva sucesión litoestratigráfica en el citado sector, más detallada que las precedentes. Esta secuencia litoestratigráfica (NAUD 1981; DEBRENNE & NAUD 1981), realizada en el sector de Gillu Mannu-Tuviois, contempla la existencia de

dos intercalaciones volcánicas ácidas hacia la base de la serie, y es mucho más ajustada a los litotipos existentes (véase fig. 9) que la ofrecida por BARCA & DI GREGORIO (1979 b), independientemente de las interpretaciones que demos a los contactos entre los materiales.

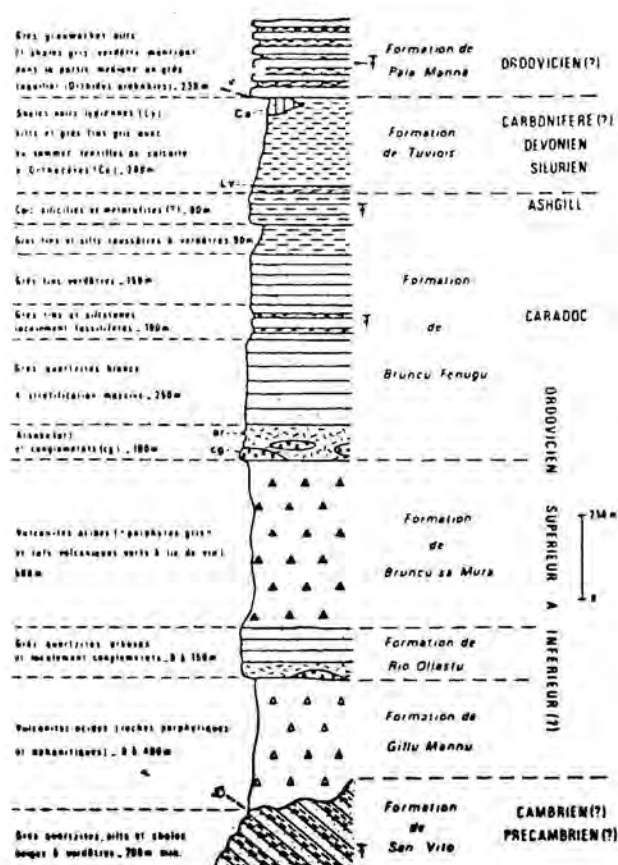


FIG. 2. — Schéma géologique de Tuviois avec la localisation des sites fossilifères de la formation de San Vito.

Fig. 9. — Sucesión litoestratigráfica en el sector de Gillu Mannu-Tuviois (Sarrabus Occidental). Según DEBRENNE & NAUD (1981).

NAUD (1981) se ocupa de demostrar que en el Sarrabus Occidental existe la "Discordanza Sarrabese" descrita en detalle

por CALVINO (1960), que como hemos indicado había sido recientemente negada por BARCA & DI GREGORIO (1979 b). A este respecto, es interesante comparar las notabilísimas diferencias cartográficas entre estos dos trabajos, por ej. en el sector de Gillu Mannu. NAUD (1981) demuestra la existencia de discordancias angulares de naturaleza sedimentaria y no tectónica, y aprovecha para relanzar la vieja hipótesis de la existencia de movimientos de edad caledoniana.

DEBRENNE & NAUD (1981) describen la existencia de impresiones de un nueva especie de medusa (*Ichnusina cocozzi*) y de icnofósiles, en los materiales siliciclásticos situados al oeste de Bruncu Mauru Lecca (Sarrabus Occidental) atribuidos a la Fm de S. Vito. En base a estos hallazgos proponen una edad precámbrica final para estos materiales, aunque matizando que se trata de una atribución únicamente aproximada, sometida a posteriores revisiones. En todo caso es interesante señalar que se trata de los primeros restos fósiles hallados en la Fm. de S. Vito.

Por lo que se refiere a la tectónica, en diferentes trabajos (NAUD 1980, 1981; DEBRENNE & NAUD, 1981) Naud ha sugerido la existencia de un cabalgamiento en el sector de Pala Manna, en base a la atribución de los materiales que constituyen el techo de la secuencia en ese sector al Ordovícico.

BARCA et al. (1981 b) propusieron una nueva datación de la Fm Arenaria de S. Vito, estudiando la fauna de acritarcos de dos localidades (NO de Punta Serpeddi y SE de Bruncu Laco). Para estos autores, la Fm Arenaria de S. Vito tendría una edad Cámbrico Superior (Bruncu Laco)-Cámbrico Medio (Punta Serpeddi). Dado que no fueron halladas formas características, esta atribución se basa en la ausencia de acritarcos característicos del Tremadoc, como podría ser el caso de Saharidia o de los acritarcos bipolares, y en la presencia de formas atribuibles al cámbrico por su primitivismo y por sus semejanzas con acritarcos característicos del Cámbrico.

Finalmente, estos autores consideran que los datos paleontológicos que ellos aportan confirman la existencia de un importante "hiatus" estratigráfico, correspondiente al Ordovícico inferior y medio, parcialmente cubierto por las rocas volcánicas ácidas ("porfidi grigi e bianchi del Sarrabus"), sobre las que reposan los materiales correspondientes a la transgresión caradociana. Esta interpretación les lleva a suponer que la Fm Arenaria de S. Vito se depositó en una zona "interna" (léase de sedimentación profunda) y que entre ella y la plataforma carbonática cámbrica del SO de la isla existió una zona de umbral en el emplazamiento que ocupa actualmente el Campidano (op.cit., p. 374).

BARCA (1981) propuso un esquema litoestratigráfico para los materiales siluro-devónicos del Sarrabus Centrooccidental. BARCA

(op.cit.) considera estos materiales comprendidos en la unidad alóctona de Genn'Argiolas (definida por CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977), y dentro de un sinforme de eje E-O aflorante al sur del valle del Río Flumendosa; en ausencia de más explicaciones o de una cartografía de referencia, hay que entender que este sinclinal es el citado por TEICHMULLER (1931) en el Sarrabus.

En el trabajo de Barca se distinguen dos unidades litoestratigráficas: el grupo de Serra S'Ilixi (que a falta de más indicaciones, debe incluir o sustituir totalmente a la Fm de Serra S'Ilixi de BARCA & DI GREGORIO, 1979 b) y la Fm de Pala Manna, citada ya de pasada en el trabajo de BARCA & DI GREGORIO (1979 b); de las descripciones presentes en el trabajo puede deducirse que el esquema litoestratigráfico ha está basado principalmente en observaciones realizadas en los alrededores de Pala Manna (Sarrabus Centrooccidental).

- El Grupo de Serra S'Ilixi tiene una potencia total de unos 150 m, reposa directamente sobre la Fm de Tuviois (definida por BARCA & DI GREGORIO, 1979 b). Este grupo estaría constituido por la siguiente secuencia de materiales: a/ un paquete basal de unos 50 m de potencia cuya descripción corresponde aproximadamente a la de la Fm de Serra S'Ilixi de BARCA & DI GREGORIO (1979 b); b/ una sucesión monótona de areniscas y siltitas gris oscuras, de unos 30-40 m de potencia; c/ un paquete de areniscas, siltitas y argilitas negruzcas, de unos 30-40 m. de potencia, y características propias de depósitos de corrientes de turbidez; d/ un paquete de unos 15-20 m., constituido de siltitas de color marrón-verdoso y lentejones de calizas grises nodulares. Estas calizas son las atribuidas por TEICHMULLER (1931) al Ludlow, y para Barca podrían corresponder al Devónico inferior-medio en base a su correlación litoestratigráfica con otros materiales análogos del sur de la isla de Cerdeña. El paquete basal del grupo es atribuido al Llandovery Superior en base a la información procedente de la bibliografía. Hay que resaltar que las únicas intercalaciones volcánicas citadas en todo el Grupo de Serra S'Ilixi aparecen en el paquete basal del grupo y consisten en "livelli decimetrici di vulcanite basica, grigio-scura, con tufi cineritici e brecciole" (BARCA, 1981, p. 87), o clastos de estos materiales, mucho más infrecuentes, en el seno de conglomerados poligénicos.

- La Fm de Pala Manna, de unos 100-150 m. de potencia, consiste en un paquete de areniscas micáceas y siltitas arcillosas, así como conglomerados. Estos materiales son los que contienen braquiópodos indeterminables por su pobre estado de conservación, que fueron atribuidos por TEICHMULLER (1931) al Downtoniense-Gedinniense, y por NAUD (1979 b) al Ordovícico. Para BARCA (1981) estos materiales corresponderían al "Postgotlandiense" y serían atribuibles al Devónico Superior, con dudas, o más probablemente al Carbonífero Inferior, motivo por el que existi-

ría una importante laguna estratigráfica entre el Grupo de Serra S'Illixi y la Fm de Pala Manna.

Finalmente, BARCA (1981) señala que la secuencia litoestratigráfica en el Sarrabus oriental es similar a la descrita en el sector centrooccidental, y que en conjunto la secuencia siluro-devónica del Sarrabus se caracteriza por ser similar (pero mucho menos potente y pobre en términos carbonáticos) que la presente en Cerdeña central, hecho que él atribuye a que se trataría de una sedimentación en una cuenca epicontinental en un medio probablemente más costero que el del sector central de la isla. La presencia de rocas volcánicas básicas (sobre las que por otra parte no se ofrece ningún detalle petrográfico o composicional) es explicada por la existencia de una tectónica de tipo distensivo, en la línea de lo indicado por trabajos previos de Minzoni en el centro de la isla (véase cap. 3), y los niveles de conglomerados son atribuidos a la existencia de locales emersiones y erosión en medio subaéreo.

Por lo que se refiere a los ciclos sedimentarios, entre el trabajo de BARCA & DE GREGORIO (1979 b) y el de BARCA (1981) se configura un modelo de sedimentación constituido por al menos tres ciclos principales: el constituido por la Fm Arenaria de S. Vito, que acabaría en facies regresivas y con emersión, el constituido por la Fm de Tuviois (que tendría un carácter transgresivo en su base) y el Grupo de Serra S'Illixi, y el constituido por la Fm de Pala Manna, que estaría separado del anterior por una importante laguna estratigráfica.

Por lo que se refiere a la sucesión litoestratigráfica del Sarrabus centrooccidental, el trabajo de BARCA & MASCIA (1982) aporta mínimas novedades con respecto a los ya comentados de BARCA & DI GREGORIO (1979 b) y BARCA (1981) (véase la fig. 10), si acaso conviene matizar que en este trabajo los materiales más modernos del Grupo de Serra S'Illixi son atribuidos al Devónico inferior; por otra parte, destaca la descripción de una compleja tectónica hercínica.

Dentro del apartado litoestratigráfico, estos autores consideran que dentro de la Fm arenarie di S. Vito los niveles de conglomerados intercalados y las turbiditas son atribuibles a un sistema de "deep water delta"; esta formación estaría además intensamente afectada por la tectónica hercínica.

Por lo que se refiere a las rocas volcánicas ácidas, reafirman que su edad sería ordovícica pre-Caradoc, ya que sobre ellas reposan los niveles fosilíferos de la Fm de Tuviois. Proponen una secuencia típica constituida por: 1/ "Porfidi bianchi". 2/ "Conglomerato di Rio Ceraxa", que ya correspondería a un ambiente continental. 3/ "Porfidi grigi".

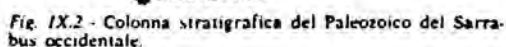


Fig. IX.2 - Colonna stratigrafica del Paleozoico del Sarra-
bus occidentale.

55

Por lo que se refiere a la tectónica, para estos autores existiría una tectónica polifásica hercínica de tipo tangencial, asociada a un débil metamorfismo sincinemático. Respecto al metamorfismo no ofrecen más datos, pero por lo que se refiere a la tectónica distinguen las siguientes fases:

- Una primera fase de pliegues isoclinales, con direcciones de los ejes E-O aproximadamente, a los cuales va asociada una S1 de fractura o de flujo incipiente y el débil metamorfismo sincinemático.

- Una segunda fase con pliegues (localmente bastante apretados) de dirección NO-SE y vergencia hacia el SO, que pliegan a los anteriores y frecuentemente terminan en cabalgamientos o fallas inversas en el sentido de la vergencia. Las fallas inversas serían relativamente tardías respecto a los cabalgamientos de esta segunda fase, y tendrían asociada en sus proximidades una S2 de fractura.

- Finalmente, existirían dos fases tardías, caracterizadas por amplios pliegues con ejes de dirección aproximada E-O y N-S y planos axiales generalmente subverticales.

Esta complicada estructura tectónica culminaría con "l'evoluzione a più riprese, ma soprattutto tardohercinica, dei piegamenti descritti, ha generato una complessa e generalizzata struttura a scaglie, con finestre tettoniche, klippen e raddoppi di serie" (op.cit., p. 92).

El trabajo de CARMIGNANI et al. (1982 c) recoge plenamente la sucesión litoestratigráfica propuesta por BARCA & MASCIA (1982) y la aplica en el Sarrabus Oriental, dentro de un modelo aloctonista continuista con respecto al trabajo de CARMIGNANI & PERTUSATI (1977).

BARCA et al. (1986) han demostrado la existencia de conodontos de edades variables entre el Silúrico Superior y el Devónico Superior en las calizas de Pala Manna, y del Devónico Inferior en los carbonatos del sector de Serra Is Luas, lo que parece confirmar la edad carbonífera de la Fm de Pala Manna de BARCA (1981), así como desmiente la existencia de una importante laguna estratigráfica entre el techo del Grupo de Serra S'Illixi y la base de la Fm de Pala Manna de dicho autor.

4.5.- Comentario a esta introducción geológica al Sarrabus.

Además de los antes citados existen otros trabajos referidos al Sarrabus, que serán comentados en detalle a lo largo de nuestro estudio, ya sea en los apartados de descripción de los materiales o en los de descripción regional. Sin embargo, podemos

afirmar que la situación geológica comúnmente aceptada es la propuesta por BARCA & MASCIA (1982) y CARMIGNANI et al. (1982 c), excepto por lo que se refiere a los autores de escuela alemana, que han desarrollado una línea de investigación propia e independiente de los demás en el Gerrei y en el Sarrabus Centrooriental.

Los resultados de nuestro estudio nos han llevado a conclusiones en muchos aspectos profundamente divergentes a las de los trabajos que acabamos de comentar. Los datos que nos han llevado a estas conclusiones son principalmente cartográficos, sedimentológicos, petrológicos y de paleovulcanismo, y serán expuestos detalladamente en las páginas siguientes. Sin embargo, se pueden exponer algunas objeciones iniciales al modelo geológico del Sarrabus, cuya gestación en los trabajos de Barca y colaboradores hemos resumido previamente.

La principal objeción es que se basa en cartografías muy esquemáticas, cuando no francamente irreales; a título de ejemplo se puede comentar la existencia de marcadas inexactitudes en la distinción de los materiales volcánicos (y sus frecuentes omisiones o confusiones con porfidos tardihercínicos) y en la delimitación de las numerosísimas discordancias angulares sinsedimentarias presentes en los materiales siliciclásticos.

Por lo que se refiere a las dataciones paleontológicas, al lector de las páginas precedentes no se le habrá escapado el detalle de que las atribuciones cronológicas son generalmente realizadas por pura similitud de litofacies y/o faunas o en todo caso con reservas en una primera publicación, para ser posteriormente consideradas como fijamente establecidas en sucesivos trabajos. A título de ejemplo, BARCA & DI GREGORIO (1979 b) no clasificaron las faunas de braquiópodos, cistoideos, gasterópodos, etc., supuestamente ordovícicas que hallaron en la Fm de Tuviois, pero en las siguientes publicaciones de estos y otros autores esta datación se considera firmemente establecida, cuando las referencias paleontológicas por todos esgrimidas se refieren a las colecciones paleontológicas clasificadas por Meneghini (en LA MARMORA, 1857). En rigor, los únicos niveles fosilíferos datados con seguridad son las calizas del Devónico medio-superior (BARCA et al., 1986).

Muchas de las ideas expresadas reiteradamente en los modelos recientes proceden de los trabajos de Calvino, cuando no de los tiempos de Teichmüller. Es obvio que estos trabajos, excelentes en el momento de su realización, han sido ampliamente superados por la evolución de las ciencias geológicas en los últimos decenios, motivo por el cual deben ser reinterpretados con prudencia; en líneas generales se olvida la excepcional calidad de los datos descriptivos de estos trabajos clásicos, para tomar únicamente las interpretaciones que lógicamente están bastante superadas; un ejemplo típico es el de la discordancia "Sarrabese" de Calvino.

Por lo que se refiere a la división de las unidades litoestratigráficas, la primera observación que se puede hacer (además de la ya citada carencia de una cartografía "fina" de base para realizarla) es que los cuerpos sedimentarios presentes en el Sarrabus presentan en líneas generales un carácter discontinuo, producto de su sedimentación en una cuenca bastante compartimentada. El resultado es que resulta muy difícil realizar una clasificación litoestratigráfica sin atender a los accidentes morfológicos principales de la cuenca, y sin realizar estudios sedimentológicos detallados y mapas de paleoaportes de los materiales.

La segunda observación a realizar es que las nuevas unidades propuestas en los trabajos de BARCA & DI GREGORIO (1979 b) y BARCA (1981) son meras subdivisiones realizadas a expensas de la Fm de Monte Narba de SCHNEIDER (1972), y que todas estas unidades han sido propuestas sin un litoestratotipo de referencia, lo que hace que sean difícilmente utilizadas con alguna precisión desde un punto de vista estratigráfico por otros autores que no sean los citados.

Finalmente, por lo que se refiere a la tectónica hercínica citada por BARCA & MASCIA (1982), no se ha aportado ningún estudio mesotectónico que la sustente, no han sido dadas evidencias microtectónicas, y las macroestructuras delimitadas se basan en una cartografía muy poco delicada, por lo que se refiere a la delimitación de los contactos. Por otra parte, puede señalarse que la evolución tectónica propuesta para el Sarrabus Centrooccidental por estos autores difiere notablemente (existencia de 4 fases, las dos últimas importantes y generadoras de estructuras macroscópicas de dimensiones kilométricas; direcciones de la 1ª y 2ª fases netamente diferentes de las indicadas en el Gerrei por CARMIGNANI & PERTUSATI, 1977, etc.) del modelo tectónico propuesto en zonas contiguas por Carmignani y sus colaboradores, motivo por lo que puede considerarse anómala incluso dentro de un modelo tectónico aloctonista.

Enfín, muchos de los trabajos citados exponen meras ideas o hipótesis de evolución paleogeográfica o ambiental de un indudable interés pero pobre o nulumamente sustentadas en datos reales de descriptiva, lo que se traduce en que son reiteradamente sustituidas y corregidas por trabajos de los mismos u otros autores, generando una confusión innecesaria. En mi modesta opinión, ha existido en los últimos tiempos una excesiva proliferación de trabajos sobre el Paleozoico sardo, y sería mucho más saludable limitar el número y la extensión de los trabajos a aquellos que realmente aportaran con sus datos descriptivos una verdadera contribución original.

5.-Rocas sedimentarias

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

5.- Rocas sedimentarias.

5.1.- Situación general.

La secuencia sedimentaria paleozoica del Sarrabus está constituida fundamentalmente por rocas siliciclásticas de granulometría media y fina, con abundantes intercalaciones de ruditas intraformacionales formadas a expensas de las anteriores. Aparte de estas ruditas intraformacionales, las intercalaciones detríticas de granulometría gruesa consisten casi exclusivamente en rocas epiclásticas, producto de la erosión de domos y coladas de rocas volcánicas, y tienen un carácter claramente proximal respecto a su área fuente. Por lo que se refiere a las rocas de precipitación química y bioconstruidas, son muy importantes las intercalaciones de rocas silíceas (liditas) y existen igualmente unas pocas intercalaciones carbonáticas, constituidas principalmente por calizas pelágicas en facies condensadas.

Las rocas siliciclásticas de granulometría fina son volumétricamente la parte más importante del relleno de la cuenca, ya sea directamente como tales o removilizadas (deslizamientos, ruditas intraformacionales). Estas rocas siliciclásticas finas constituyen acúmulos de más de 500 m de potencia en muchos sectores de la cuenca, y corresponden a depósitos subacuáticos (marinos) de profundidad aparentemente somera, por lo menos en la mayor parte de los casos. Las rocas sedimentarias contienen fauna fósil, tanto pelágica como bentónica, pero concentrada preferentemente en unas pocas litofacies (pelitas carbonáceas, calizas, liditas); existen igualmente evidencias de una intensa actividad bentónica, en forma de icnofósiles, pero están concentradas principalmente a techo de la secuencia siliciclástica y se puede resaltar que la bioturbación de los sedimentos registrada en la totalidad de la secuencia ha sido proporcionalmente escasa.

El ambiente deposicional reinante en la cuenca estuvo alejado de las influencias detríticas de áreas emergidas; por lo que se refiere a la interacción entre el volcanismo y la sedimentación, el trabajo desarrollado evidencia por una parte en el detalle la existencia de íntimas interrelaciones entre los magmas ácidos y básicos y las rocas siliciclásticas (génesis de litofacies particulares, como peperitas; desarrollo de procesos hialoclásticos, etc.), mientras que en una macroescala tanto el volcanismo como la sedimentación están directamente controlados por la existencia de una tectónica activa sinsedimentaria. Por lo que se refiere a las rocas sedimentarias, en un trabajo precedente (GIMENO, 1985) se describió esquemáticamente su disposición respecto a las fracturas sinsedimentarias, clasificando las litofacies siliciclásticas en "proximales" y "distales" respecto a las fracturas. Estas últimas corresponden a depósitos silici-

clásticos finos, bien laminados y estratificados, propios de una cuenca de baja profundidad alejada de la influencia costera directa. Las litofacies proximales se caracterizan por presentar deslizamientos y pliegues sinsedimentarios, reiteradas discordancias de origen sedimentario, bolsadas de ruditas intraformacionales, rocas silíceas producto de precipitación química (atribuibles, como se verá, a actividad hidrotermal submarina) e intercalaciones de rocas volcánicas, así como las rocas epiclásticas a ellas asociadas. Las litofacies proximales constituyen la mayor parte del relleno de la cuenca, debido a la alta densidad de fracturas sinsedimentarias existentes en ésta, y son por otra parte las más informativas desde el punto de vista paleogeográfico.

5.2.- Rocas siliciclásticas implicadas en deslizamientos sinsedimentarios.

5.2.1.- Evidencias de inestabilidad en el ambiente sedimentario.

En las diferentes zonas estudiadas, tanto en el Sarrabus como en las Cadenas Costeras Catalanas hemos podido reconocer la existencia de inestabilidad en el ambiente sedimentario. Esta inestabilidad se desarrolla a pulsaciones, asociada a la existencia de una tectónica distensiva sinsedimentaria (GIMENO 1985). Esta inestabilidad se manifiesta tanto en la aparición de fracturas sinsedimentarias reconocibles a todas la escalas como en la presencia de acuñamientos y tránsitos laterales de facies asociados a dichas fracturas.

Entre las litofacies proximales a las fracturas sinsedimentarias hay que destacar la existencia de importantes niveles y bolsadas de brechas de intraclastos así como las acumulaciones de deslizamientos sinsedimentarios.

Los deslizamientos sinsedimentarios son de gran interés desde el punto de vista de la reconstrucción paleogeográfica, ya que además de permitir caracterizar la existencia de inestabilidad, al tratarse de estructuras con una polaridad marcada permiten distinguir el sentido de aporte con claridad. La cartografía detallada de los paleoaportes de los deslizamientos, unida a la superposición de éstos permiten localizar los relieves positivos de la cuenca (donde se generan los deslizamientos) y las zonas deprimidas de ésta (donde se acumulan) en cada momento, así como la evolución paleotopográfica de la cuenca en el tiempo. Además, a la postre la cartografía de los deslizamientos unida a la de otras litofacies características (y en especial, las exhalitas silíceas, véase cap. 5.5.) es el método más efectivo en la localización de las fracturas sinsedimentarias que reiteradamente han actuado en la cuenca.

Por otra parte, el estudio de las litofacies implicadas en el deslizamiento, de sus modificaciones y de las otras litofacies asociadas no directamente implicadas es estrictamente necesario y debe realizarse en paralelo a la cartografía de los deslizamientos. Por una parte, permite identificar los deslizamientos, y dentro de éstos el nivel aflorante. Por otra, permite deslindar el grado de deformación singenético de los sedimentos del tectónico que hayan podido sufrir a posteriori, en el caso de que éste efectivamente exista; todas las interpretaciones posteriores sobre estos sedimentos están influenciadas directamente por este estudio.

Este tipo de estudios son relativamente frecuentes en el caso de litofacies carbonáticas, donde han sido impulsadas en los últimos años por las compañías petroleras, tanto en el caso de sedimentos antiguos como relativamente recientes. Existen también buenos intentos de síntesis en este campo, como el de COOK & MULLINS (1983) que tomaremos reiteradamente como punto de referencia en nuestro trabajo. Sin embargo, hay que señalar que en nuestro caso la mayor parte de los materiales implicados son siliciclásticos, con importante contribución de material de tipo epiclástico. El tratamiento que requieren este tipo de litofacies es diferente al de las carbonáticas.

Por una parte son menos informativas respecto a ciertas cuestiones como la batimetría y ambiente de formación de los materiales implicados en el deslizamiento, etc. que, en el caso de las carbonáticas son fácilmente deducibles. Por lo que se refiere a todas las litofacies clásticas asociadas, del tipo depósitos de tipo debris-flow, materiales de tipo allodáptico, etc., el contraste litológico entre los diferentes constituyentes carbonáticos es mucho más marcado que en el caso de las litofacies equivalentes en el contexto siliciclástico, hecho que hace que su estudio sea más fácil.

En contrapartida, las diferentes intercalaciones volcánicas existentes en las plataformas siliciclásticas objeto de nuestro estudio aportan continuamente material de origen epiclástico que es de gran ayuda en la reconstrucción paleogeográfica de la cuenca, especialmente en el caso de las intercalaciones clásticas más gruesas. En conclusión, los deslizamientos siliciclásticos y litofacies asociadas necesitan un tratamiento específico, y la realización de toda una descriptiva de litofacies que hoy por hoy según la información que conocemos no existe, por lo menos de una forma sistematizada y analizando las relaciones con el paleovulcanismo. Por ello hemos procedido a realizar una síntesis de las litofacies que hemos ido hallando a lo largo de nuestro trabajo, previo a la descripción de los diferentes sectores. Esta síntesis pretende ser bastante completa y eliminar una descriptiva particularizada en cada una de las descripciones locales que se hallarán más adelante. Es obvio que no se trata de una recopilación exhaustiva, ya que existe una gran riqueza de situaciones y muchos términos graduales de transición entre los diferentes tipos; de hecho una mayor profundización en estos temas de carácter sedimentológico se aleja de nuestro objetivo final en este capítulo, que es permitir comprender cómo se ha llegado a elaborar los mapas de paleoaportes y poder efectuar una lectura de éstos en términos de la dinámica de su formación.

5.2.2.- Morfología y tipo de los deslizamientos estudiados.

La característica común de los diferentes tipos de deslizamientos hallados durante la cartografía detallada es su morfología, semejante a una lengua. La forma de lengua, más o menos irregular, localmente compuesta y similar a un pequeño delta aparece en todos los deslizamientos, independientemente de sus dimensiones y de la litología dominante, que en la mayor parte de los casos es siliciclástica. Estos deslizamientos en forma de lengua se disponen perpendicularmente a la paleovertiente a lo largo de la cual se han deslizado, y presentan un engrosamiento gradual desde su zona de raíz hasta su extremo terminal. La única excepción a esta característica morfológica es la existencia de bloques totalmente litificados, que una vez desgajados de su zona de raíz se deslizan a lo largo de la vertiente como un clasto unitario cualquiera, o bien fragmentándose a lo largo de su recorrido; las dimensiones y morfología de estos bloques pueden ser muy variables.

Algunos autores utilizan (véase por ej. COOK & MULLINS, 1983) la morfología de la superficie de contacto del deslizamiento con el substrato para definir si éste se trata de un deslizamiento translacional simple (en cuyo caso la citada superficie será plana) o "slide", o bien de un deslizamiento rotacional o "slump" (con la superficie de contacto curva y cóncava hacia la masa deslizada). Este planteamiento es muy útil, por ej., cuando se estudian perfiles sísmicos de sedimentos modernos, pero es de muy difícil aplicación en sedimentos fósiles como los estudiados. Ello es debido a diferentes motivos.

En primer lugar, esta clasificación es útil en los casos en los que existe una cierta uniformidad entre las litologías implicadas en los deslizamientos, cuanto menos por lo que se refiere al grado de litificación de los sedimentos. En las zonas objeto de nuestro estudio existen numerosas intercalaciones de materiales volcánicos, en especial domos ácidos de dimensiones kilométricas que constituyen paleorrelieves de considerable importancia local. Estas intercalaciones volcánicas ocupan en muchas zonas porciones del paquete de materiales sometido a deslizamiento, aunque las estructuras mayores como los domos y las coladas mejor desarrolladas no se desgajen de su zona de radicación y no lleguen a incorporarse al movimiento ladera abajo. Como consecuencia de esto algunos deslizamientos rotacionales que pueden ser bien definidos desde el punto de vista de las litofacies estudiadas en el campo reposan sobre una superficie de deslizamiento plana, constituida por el paleorrelieve volcánico ligeramente erosionado. Es obvio que este tipo de situaciones pueden existir en la actualidad, pero no son muy conocidas, por lo menos a la escala de trabajo con la que frecuentemente se trabaja en los estudios sísmicos.

En segundo lugar, tenemos el problema recién expuesto de la escala de trabajo. Las estructuras geométricas que aparecen frecuentemente en la bibliografía son muy grandes, mientras que en nuestro trabajo hemos estudiado deslizamientos de reducidas dimensiones, tanto por el hecho de que ésta era la escala adecuada de aproximación al problema de la prospección minera local como por el hecho objetivo de que las estructuras (horsts y grabens) que controlan la génesis y el emplazamiento de estos deslizamientos son también de dimensiones reducidas, de orden kilométrico o incluso menor (GIMENO 1985). Se verá más adelante que la determinación de las dimensiones reales de estas estructuras es uno de los principales resultados del trabajo de reconstrucción paleogeográfica, y que tiene una relación directa con la distribución de las mineralizaciones de tipo sedex.

Es muy probable que este tipo de estructuras menores (horsts y grabens) formen parte de sistemas mayores, de dimensiones comparables a las que son hoy objeto de los estudios de geología marina en sedimentos recientes. De hecho, la resolución que proporcionan los métodos sísmicos empleados en estos estudios de geología marina no es comparable con el detalle obtenido en el trabajo de campo sobre sedimentos antiguos, y esto puede explicar que determinados criterios de clasificación de los deslizamientos no sean prácticos en una escala de trabajo más detallada. Durante el trabajo sedimentológico desarrollado hemos tenido ocasión de comprobar que en la escala del afloramiento es muy raro hallar deslizamientos puramente rotacionales o puramente translacionales, y que lo normal es que a lo sumo podamos reconocer esos términos extremos en zonas limitadas dentro del deslizamiento.

Esta consideración nos lleva a la última limitación de importancia para el empleo de las clasificaciones "megascópicas" procedentes de la moderna geología marina. La distinción en función del plano de deslizamiento tampoco resulta útil en los casos en los que los sedimentos implicados sufren un deslizamiento complejo a lo largo de la ladera. Un caso típico de deslizamiento complejo, muy frecuente en las plataformas siliciclásticas estudiadas en el Sarrabus es el de la existencia de erosión y resedimentación asociada en la parte superior y/o frontal de la masa de sedimentos deslizada. El resultado más inmediato de estos procesos es la existencia de discordancias intraformacionales en la secuencia siliciclástica, y una importante modificación de la morfología original del deslizamiento. En los perfiles sísmicos realizados sobre materiales modernos (véase por ej. COOK & MULLINS, 1983) se pueden reconocer fenómenos similares, aunque en general no afectan sensiblemente la interpretación general, al poderse disponer de secciones sísmicas profundas de los sedimentos.

Por el contrario, en nuestro caso es de la mayor importancia distinguir este tipo de fenómenos, ya que en general no disponemos de secciones profundas de los deslizamientos y consecuentemente

mente sin su reconocimiento no podemos determinar ni tan siquiera la existencia del deslizamiento. Otro aspecto de sumo interés para nuestro estudio es la descripción de la morfología de los deslizamientos y la naturaleza de sus contactos mutuos, tanto para establecer criterios cronológicos como para interpretar correctamente las relaciones de los sedimentos siliciclásticos con las mineralizaciones estratoligadas contenidas en la secuencia litoestratigráfica, y muy en particular por lo que se refiere al tránsito mineralizaciones filonianas-impregnaciones en los sedimentos.

5.2.3.- Descriptiva de los deslizamientos. Clasificación de los deslizamientos en función del comportamiento físico de los materiales implicados.

Independientemente de las dimensiones de los cuerpos implicados en el proceso de desestabilización de un talud en condiciones subacuáticas podemos distinguir dos tipos diferenciados de comportamientos, que a su vez generan dos asociaciones de litofacies diferenciadas:

a/ Masas de sedimentos unitariamente deslizadas, con comportamientos diferenciados en función de sus características físicas (grado de litificación, homogeneidad de dicha litificación o bien litificación preferencial de algunos niveles con la creación de anisotropías, etc.).

b/ Masas de sedimentos que sólo pueden ser consideradas como deslizadas en parte, ya que además de deslizarse siguen creciendo (en general por fenómenos de erosión y resedimentación en su parte superior) ininterrumpidamente durante el recorrido ladera abajo.

5.2.3.1.- Masas de sedimentos unitariamente deslizadas.

Dentro de este tipo podemos diferenciar diferentes casos extremos, de cara a la descriptiva de situaciones particulares.

5.2.3.1.1.- Deslizamiento de masas de sedimentos completamente litificadas, que no sufren deformación plástica durante el descenso por la vertiente.

En el momento de producirse el deslizamiento a lo largo de la pendiente el material implicado en él está completamente litificado. Aunque de hecho es una elección puramente arbitraria, consideramos en este apartado los clastos de tamaño superior a 64

mm, que se han deslizado unitariamente como una masa elástica, relativamente bien litificada y que en principio aparecen en el interior de una litofacies que no presenta evidencias de transporte del clasto dentro de una corriente de turbidez o integrados en un mecanismo de tipo debris-flow. En el trabajo práctico en el campo raramente se pueden distinguir productos deslizados de este tipo de volumen inferior a uno o varios metros cúbicos.

A partir de un cierto tamaño del clasto (uno o varios metros cúbicos) en la superficie de contacto con los materiales infrayacentes puede haberse creado la fricción suficiente para producirse una brecha que, integrada en una matriz lutítica captada del substrato inconsolidado puede llegar a tener características parecidas a los depósitos generados por depósitos de tipo debris-flow. Esta brecha aparece espacialmente restringida a la base del bloque deslizado, y puede entorpecer la correcta identificación del tipo de deslizamiento.

Este caso de un clasto litificado que, circulando pendiente abajo sobre una lámina de material inconsolidado procedente del substrato apenas sufre fraccionamiento durante el descenso es el más simple que teóricamente podemos considerar, y es relativamente frecuente. Al desprenderse el material se produce una superficie de sutura en el área fuente, superficie que no obstante raramente se preserva en el registro fósil al reiterarse el proceso. Ladera abajo el clasto deslizado puede erosionar el substrato, y esto sucede principalmente en el tramo final de su recorrido, ya que la energía disipada por rozamiento contribuye al frenado gradual del clasto.

El proceso del deslizamiento es posible por la existencia de un desnivel importante, y se inicia estimulado por un fenómeno externo que modifica la situación estática precedente. Este fenómeno fue en algunos casos de tipo tectónico, en concreto el movimiento de una falla que en muchos de los casos estudiados creó también de manera brusca el desnivel que permite la existencia del deslizamiento. El ascenso de magmas, canalizado a través de las citadas fracturas también ha provocado en muchas ocasiones el desencadenamiento de deslizamientos; una evidencia directa de ello es la contribución epiclástica concentrada selectivamente en algunos niveles durante el apilamiento de materiales deslizados. Por otra parte, es indudable que la actividad tectónica y magmática conllevó una importante actividad sísmica asociada, y este ha debido ser un factor desencadenante de deslizamientos de importancia muy notable.

Otro hecho que genera gran cantidad de deslizamientos es la misma acumulación de sedimentos en los altos estructurales, hasta alcanzar una masa crítica que desborda la capacidad de almacenamiento en un punto dado y provoca el drenaje de los sedimentos vertiente abajo. En el caso concreto de los materiales silici-

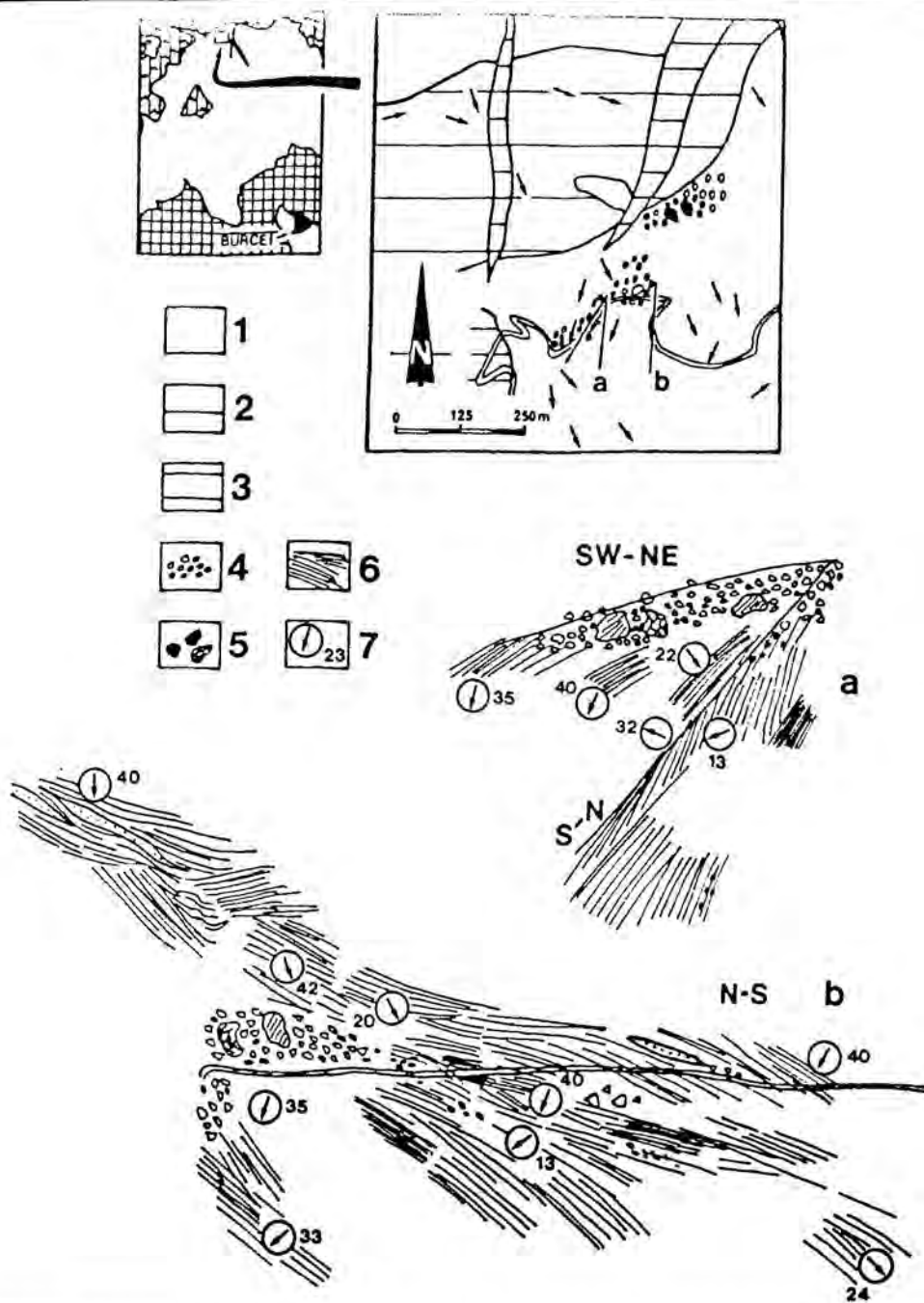


Fig. 11.- Esquema de la disposición discordante de los diferentes paquetes de materiales siliciclásticos finos depositados y/o deslizados en un sector de talud inestable (proximidades de Cuili Becciu-Cantina Tuvu de Bois, Sarrabus Centrooccidental). Sector superior: situación de las secciones "a" y "b" (realizadas a escala vertical y horizontal aproximada). Leyenda: 1/ Materiales siliciclásticos paleozoicos. 2/ "Quarziti" del Sarrabus. 3/ Pórfidos ácidos tardihercínicos. 4/ Intercalaciones epiclásticas gruesas. 5/ Liditas. 6/ Discordancias en el seno de los materiales siliciclásticos. 7/ Dirección (flechas) e inclinación (dígitos) de los buzamientos de los diferentes materiales siliciclásticos.

clásticos durante este proceso se deslizan principalmente sedimentos inconsolidados, de modo que aunque este proceso debe ser considerado con carácter general, en este primer caso (masas ya litificadas en el momento del deslizamiento) tiene escasa importancia.

Los deslizamientos de este primer tipo son frecuentes en las plataformas siliclásticas, y pueden llegar a formar apilamientos del orden del centenar de metros. Sin embargo, su reconocimiento es muy difícil, ya que debe basarse en ligeras diferencias litológicas, tales como cambios de coloración en las pizarras, mayor presencia de clastos (y/o cristales) de origen volcánico, ligeros cambios de buzamiento, variaciones en el grado de compactación, etc. Además, este tipo de apilamientos pueden coexistir con materiales con abundantes discordancias sinsedimentarias, de modo que también resulta difícil distinguir si las discordancias y diferencias de litofacies pelíticas son debidas a deslizamientos o no (véase fig. 11). En algunas ocasiones (véase por ej. fig. 12) el reconocimiento de estas facies es inequívoco, ya que el clasto deslizado unitariamente ha ido a emplazarse en un contexto litológico muy diferenciado (pizarras en areniscas de grano grueso, lilitas en pizarras, etc.; véase por ej. la fig. 12).

Durante el descenso ladera abajo los clastos pueden pasar de un comportamiento elástico a uno rígido, y fracturarse dando lugar a otros menores. Este hecho (la disminución en el tamaño de los clastos) aún sin ser imprescindible favorece la captura de los clastos por parte de materiales no litificados, de modo que el desplazamiento por la pendiente prosiga mediante diferentes procesos, tales como debris-flow, corrientes de turbidez, etc. Existen ejemplos en la bibliografía (véase en COOK & MULLINS (1983) las figs. 45, 48 y 49) en los que se ha demostrado que el clasto transportado puede ser mayor que la potencia total del depósito originado a expensas de los materiales que lo han transportado.

Cuando los bloques deslizados son de grandes dimensiones, están bastante litificados y se han deslizado a lo largo de distancias considerables, el bloque tiende a comportarse rigidamente, desgajándose en multitud de fragmentos. Si el tamaño del bloque es relativamente pequeño, este hecho puede pasar desapercibido, quedando los fragmentos aislados en el seno de los materiales pelíticos; normalmente sería identificado como un depósito de debris-flow, y es bastante probable que de hecho fuera incorporado por un proceso de este tipo, como acabamos de indicar.

Si el bloque es de grandes dimensiones, normalmente se desgaja mediante la repetida acción de fracturas lúbricas, y se



Fig. 12.- Fragmento de roca siliciclástica ("L") deslizado a lo largo de una paleopendiente cuando ya estaba totalmente litificado, fácilmente distinguible al haberse depositado sobre un depósito epiclástico ("E"); la superficie de contacto entre el fragmento deslizado y las rocas epiclásticas ha sido señalada con diferentes flechas (vertiente sur de Bruncu S'Argioledda, Sarrabus Occidental).

brechifica intensamente en su zona basal, llegando a producir varias generaciones de brechas (megabrechas con clastos de varios metros que a su vez están constituidos de otros clastos, los cuales también están constituidos de otros, etc.). Los fragmentos de brecha están cementados o agregados entre sí por la presencia de material lutítico masivo, que no suele presentar ningún tipo de foliación, laminación o clasificación reconocible. En una megaescala se observa que los frentes de brechas basales tienden a presentar en las zonas en donde quedaron frenados una fracturación subvertical de espaciado métrico, atribuible a la pérdida del agua contenida en el sedimento (véase fig. 13). De cualquier modo, cuando los bloques deslizados son de grandes dimensiones es muy improbable que predomine un único proceso, ya la sedimentación "normal" de materiales siliciclásticos continúa desarrollán-

dose en los sectores de techo de los bloques deslizados, interaccionando con la misma dinámica de los deslizamientos y dando lugar a casos más complejos como los que serán comentados en el apartado 5.2.3.2.

Fig. 13.- Esquema del macrodeslizamiento con dirección de desplazamiento variable situado entre los sectores de Punta Serpeddi y Cuili Pruna (Sarrabus Centrooccidental).

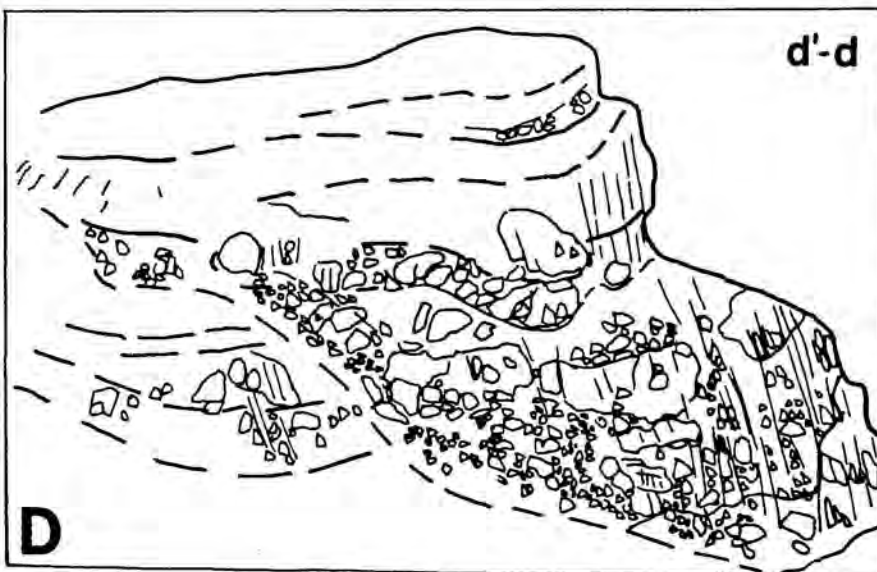
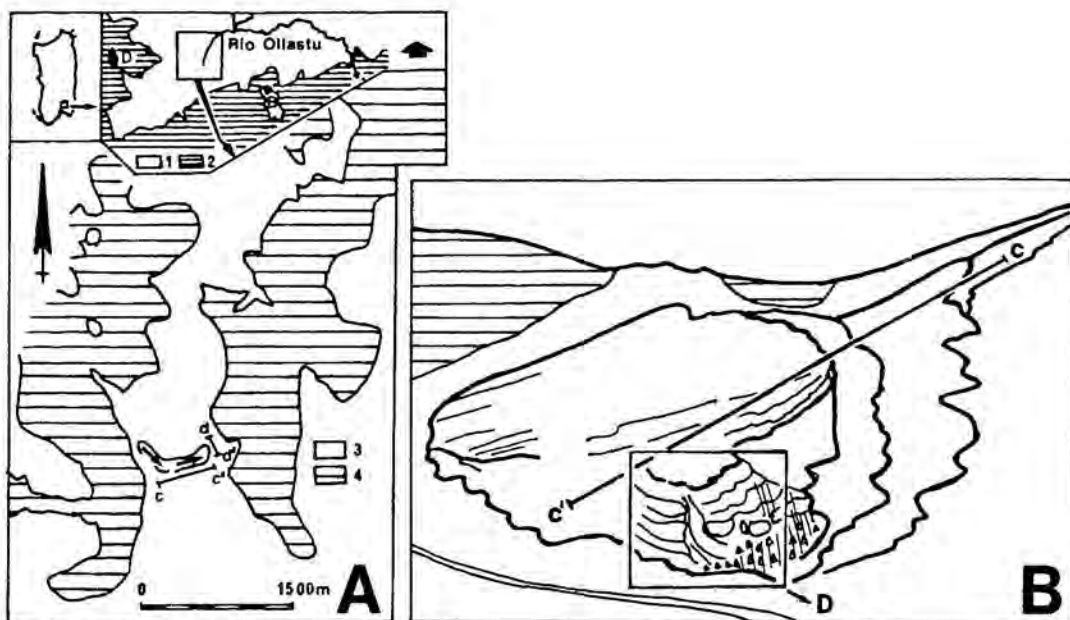
A.- Esquema de la situación geográfica. Leyenda: en el extremo superior, D y B corresponden a las poblaciones (en negro) de Dolianova y Burcei, respectivamente. 1/ Materiales de la plataforma siliciclástica paleozoica. 2/ Granitoides tardihercínicos. 3/ Materiales siliciclásticos y epiclásticos. 4/ Domo ácido. Los segmentos c-c' y d-d' indican las direcciones de las secciones representadas en los recuadros C y D; las flechas indican el sentido de desplazamiento.

B.- Panorama frontal del deslizamiento, visto desde la ladera oeste de Punta Serpeddi. Las rayas horizontales corresponden a afloramientos de los domos ácidos, y los trazos más gruesos delimitan los diferentes segmentos que se pueden distinguir en el afloramiento.

C.- Sección longitudinal, en la que se puede observar la existencia de diferentes fracturas lísticas y las complicaciones internas del deslizamiento.

D.- Vista transversal frontal, en la que se puede observar la existencia de discordancias angulares intraformacionales, desarrollo de macrobrecha, y en general brechificación compleja en todas las escalas, y la existencia de una fracturación subvertical atribuible a pérdida frontal de fluidos (véase explicación en el texto).

Las figs. B, C y D han sido delineadas directamente sobre fotografías.



5.2.3.1.2.- Deslizamiento de cuerpos parcial o totalmente litificados, que sufren tanto deformación elástica como deformación plástica durante el trayecto por la vertiente.

En general, los materiales afectados en este tipo de deslizamientos son cuerpos con anisotropías planares bien marcadas originalmente, que generan litofacies bien diferenciadas en su interior durante el proceso de deslizamiento a lo largo del talud sedimentario. La anisotropía planar procede tanto de los procesos de sedimentación como de una litificación precoz selectivamente desarrollada en algunos niveles; los procesos que generan el deslizamiento son los ya indicados en el caso 1.

Cuando este segundo tipo de materiales se desliza a lo largo de una pendiente, la mayor parte del paquete presenta un comportamiento elástico, concentrándose la deformación plástica en el tramo basal. Así, se observa que se forma una zonación dentro del paquete de materiales deslizados, desde el techo a la base, como la siguiente:

- La zona superior se caracteriza por un comportamiento fundamentalmente elástico, en la que a lo sumo los esfuerzos sufridos se manifestarán ladera abajo en la formación de pliegues isopacos abiertos o en caja (tipo 1b de RAMSAY, 1977), principalmente en el tramo inferior del paquete deslizado; el tramo superior puede permanecer relativamente poco deformado.

- Existe una zona de transición, muy reducida (a lo sumo de uno o unos pocos metros de potencia, en el caso de deslizamientos muy grandes, con dimensiones del orden de varios centenares de metros) entre un comportamiento elástico y un comportamiento plástico.

- Finalmente, el nivel inferior situado entre la masa deslizada y el substrato se caracteriza por llegar a presentar un comportamiento totalmente plástico, dando lugar a litofacies similares a las producidas por depósitos de debris-flow (si el sedimento aún está saturado de agua) con tránsitos graduales a estructuras macroscópicamente análogas a verdaderas milonitas (se diferencian de éstas obviamente por la ausencia de recristalizaciones).

Esta zonación ha sido representada esquemáticamente en la fig. 14 A. En la fig. 15 ha sido reproducido un caso real. Las litofacies resultantes son análogas a las producidas a expensas de sedimentos carbonáticos (COOK & MULLINS, 1983).

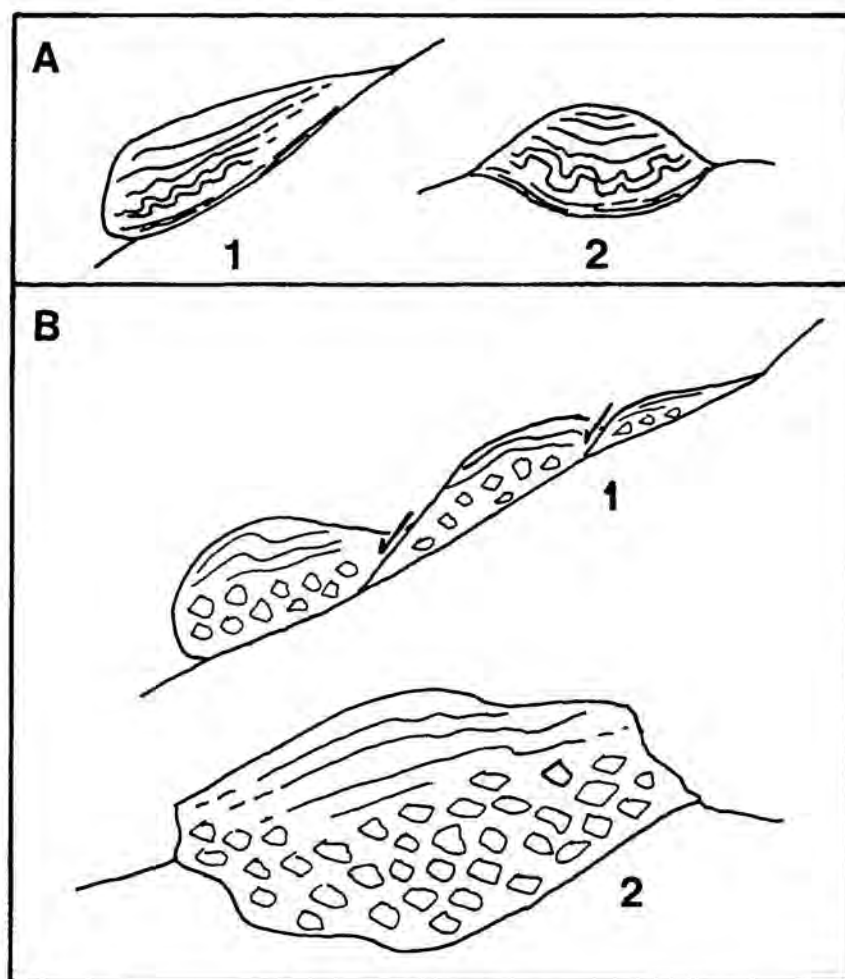


Fig. 14.- Tipos de deslizamientos simples.

El caso A corresponde a un paquete de materiales parcialmente litificado, con una superficie o zona inferior que absorbe preferentemente la deformación desarrollando un comportamiento de tipo plástico, y una zona superior que se deforma elásticamente (pliegues isopacos) o que apenas sufre los efectos de la deformación. El caso B corresponde a un producto final altamente brechificado en su zona frontal y basal, mientras que el sector superior ha sufrido poco la deformación a lo largo del deslizamiento. Representa el desarrollo de un deslizamiento en condiciones muy frágiles, y se puede llegar a una situación análoga tanto por evolución desde el caso A como por deslizamiento de una masa de grandes dimensiones ya litificada a lo largo de un tramo considerable, que es el caso más típico hallado en el campo.

Leyendas: 1/ Sección longitudinal. 2/ Sección transversal.

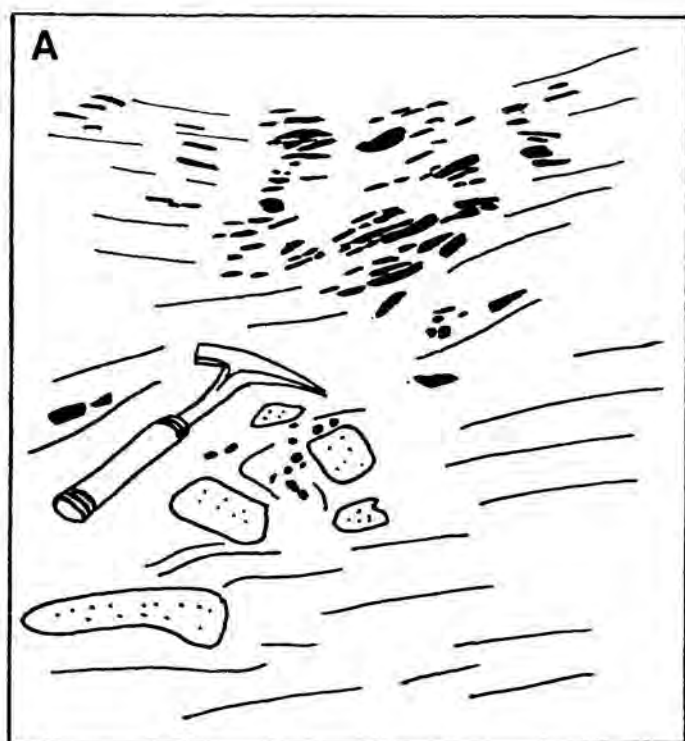
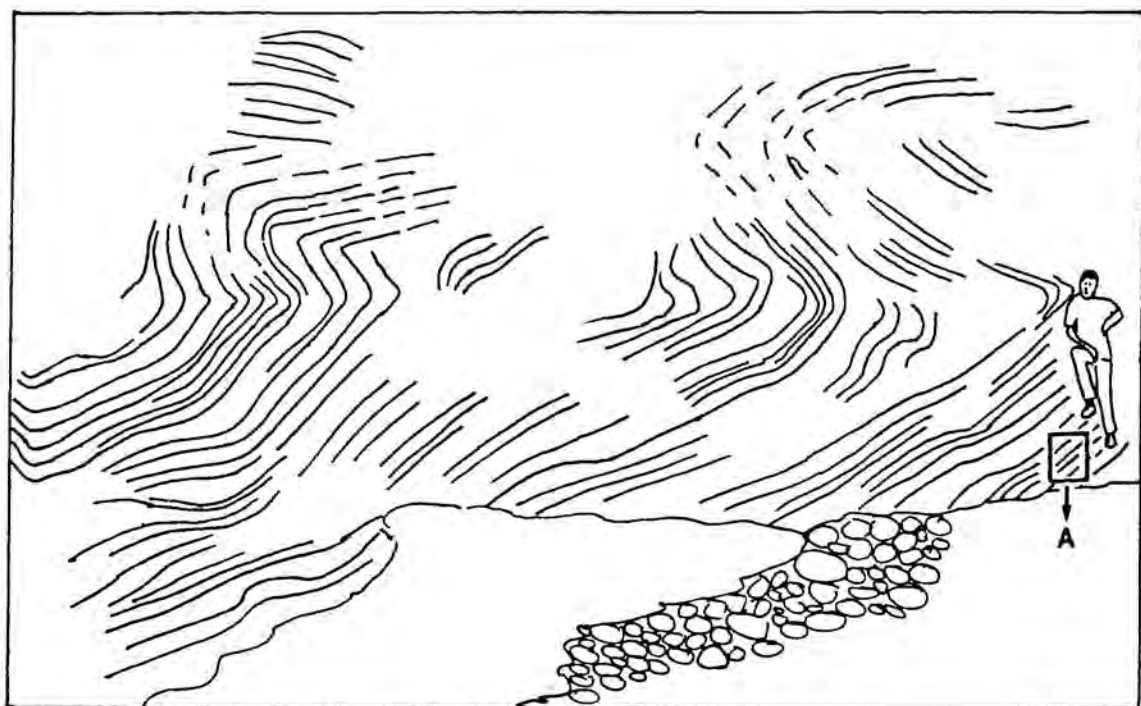


Fig. 15.- Deformación en un deslizamiento simple de unos 12-15 m de potencia. En el sector superior los materiales siliciclásticos han desarrollado un comportamiento elástico y se han deformado dando un sistema de pliegues abiertos "en caja". El sector "a" corresponde a la zona basal del deslizamiento, ampliada en el esquema inferior. En esta zona basal se puede distinguir la existencia de fragmentos muy aplastados (manchas de tinta negra) correspondientes a un antiguo nivel de arenisca del tramo inferior del deslizamiento, rodeados por la foliación desarrollada en los materiales lutíticos. Por el contrario, en el substrato, los fragmentos de otro nivel de areniscas (distinguidos con un punteado) afectados por el emplazamiento del deslizamiento sólo han sido fracturados y moderadamente transportados. En este esquema inferior el pico de geólogo ocupa aproximadamente el contacto entre el nivel inferior del deslizamiento y el substrato. Esquemas delineados sobre fotografías. Margen derecha del río Ollastu, en las proximidades de la confluencia con río Quellimannu (Sarrabus Centrooriental).

La evolución de este esquema de litofacies se produce gradualmente a medida que el paquete sedimentario deslizado cambia de comportamiento físico: la tendencia natural es la pérdida de agua, de modo que la todo el paquete sedimentario tiende hacia un comportamiento frágil. En la zona superior el fenómeno más frecuente es la génesis de pequeños pliegues, disconformidades de origen sinsedimentario, génesis de una esquistosidad de fractura de origen sinsedimentario y finalmente, brechificación más o menos generalizada de toda esta zona. A lo largo de este proceso es frecuente que se elimine toda evidencia de la zona intermedia, que ya de por sí era poco potente y en muchos casos casi imperceptible.

En la zona inferior la prosecución del deslizamiento a lo largo del talud sedimentario puede en un primer momento acentuar el comportamiento plástico, produciéndose un alto grado de aplastamiento de los niveles semilitificados implicados en esa zona, pero conduce inevitablemente al final a una fragmentación de dichos materiales, que quedan representados en forma de clastos residuales deformados (localmente incluso fragmentados de manera análoga a un "boudinage") aislados en el seno de una pasta de fondo lutítica que muestra una foliación planar adaptada a los clastos. Los clastos deformados y la foliación planar son paralelos o subparalelos a la superficie sobre la que se desplazó el paquete deslizado.

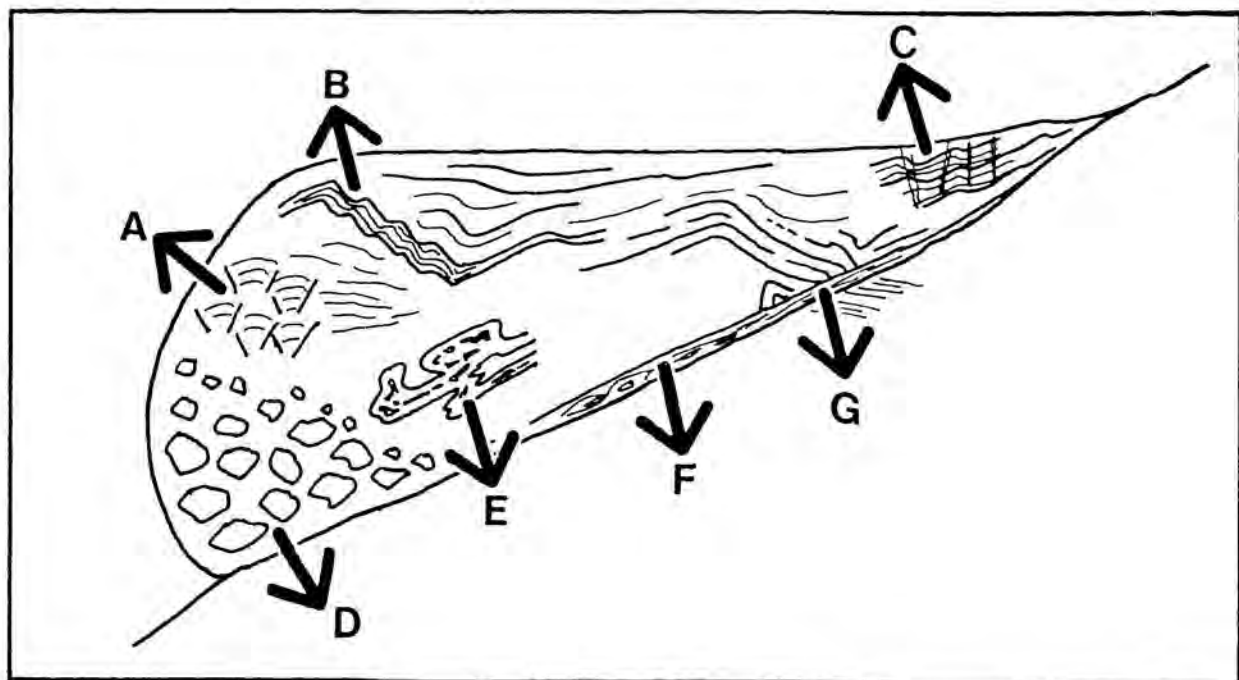


Fig. 16.- Esquema de un deslizamiento simple ideal.

Leyenda: A/ Macrobrecha incipiente en facies "dómica". B/ Pliegues asimétricos, con morfología en cascada. C/ Pseudoesquistosidad de origen sinsedimentario. D/ Macrobrecha frontal y basal. E/ Pliegues sinsedimentarios desarrollados en condiciones de gran ductilidad. F/ Superficie basal con foliación subparalela asociada. G/ Pliegues de arrastre y discordancia angular asociada. (Para una descripción más detallada, véase el texto).

La fig. 16 resume en una sección longitudinal de un deslizamiento simple ideal las principales litofacies que hemos hallado en los deslizamientos estudiados en el Sarrabus, en parte ya enumerados en los párrafos anteriores.

La superficie basal separa el deslizamiento del substrato, que en muchos casos puede ser otro deslizamiento precedentemente desarrollado. Esta superficie, subparalela a la paleoladera sobre la que se ha deslizado el paquete sedimentario, es en general de carácter erosivo, ya que de hecho la superficie sobre la que circularon los deslizamientos en la mayor parte de los casos era un material siliciclástico inconsolidado, embebido de agua, fácilmente erosionable por rozamiento durante el desarrollo del

deslizamiento. Con todo, la tasa de incisión es siempre baja, y la superficie bastante plana y regular.

Esta superficie es en la mayor parte de los casos una superficie de discordancia angular, y normalmente lleva asociada una foliación subparalela (en los primeros centímetros o decímetros del deslizamiento suprayacente), en el seno de la cual aparecen englobados los clastos de materiales siliciclásticos parcialmente litificados pinzados en ella, tanto procedentes del deslizamiento (en general, la mayoría) como los que pueden ser incorporados del sustrato durante la erosión parcial de éste.

En la zona de comportamiento elástico, ya comentada, los niveles parcialmente litificados pueden desarrollar pliegues isopacos y en la zona de cola del deslizamiento, o en todo caso en las proximidades de la superficie basal, no son raros los pliegues de arrastre, producto en parte del solapamiento del sector de cola del deslizamiento sobre la parte más frontal de éste, y en parte del rozamiento con el sustrato.

En esta misma zona de comportamiento elástico se observa un tránsito gradual hacia condiciones más frágiles en deslizamientos poco potentes y/o constituidos por materiales pelíticos finamente laminados, y/o en la zona de cola de los deslizamientos. Este tránsito suele manifestarse en la formación de una esquistosidad de fractura claramente sinsedimentaria, limitada a ese sector del deslizamiento e inexistente en otros sectores del mismo y en el resto de los materiales siliciclásticos que encajan a éste.

Cuando buena parte del material que forma el paquete deslizado es una alternancia de fango apenas consolidado con niveles semilitificados de dimensiones centimétricas, es relativamente frecuente que exista movimiento de material en el interior del deslizamiento, independientemente del que desarrolle este mismo como un cuerpo solidario. Una manifestación bastante clara de la común existencia de este proceso es el mismo carácter más abombado y prominente del paquete deslizado en su zona frontal, independientemente de que las brechificaciones basales estén pobremente desarrolladas.

Como es lógico, estos movimientos internos de materia en muchos casos generan una notable destrucción de las estructuras internas del material deslizado (tales como laminaciones, gradaciones, alternancias litológicas, etc.), pero en ocasiones se puede reconocer la existencia de pliegues extraordinariamente dúctiles, con eventual "boudinage" de los materiales siliciclásticos más consolidados que no pueden fluir con la facilidad del fango que los rodea. En muchas ocasiones el movimiento es limitado, por lo menos en algunos sectores, y se puede llegar a reconstruir el antiguo nivel ya litificado pieza a pieza. Aunque en el esquema ideal este tipo de pliegues dúctiles se representan en la zona central de un deslizamiento más o menos abombado, la

experiencia de campo indica que son más frecuentes en el seno de deslizamientos más planares, incluso de morfología francamente tabular.

El sector frontal y basal-frontal del deslizamiento tiene una clara tendencia a la brechificación, como ya ha sido comentado, tanto mayor como más litificado esté el material implicado en el deslizamiento. Es obvio que ello es debido a un comportamiento más frágil que el resto del deslizamiento, tanto por el efecto del rozamiento directo con el substrato (esta es la zona en la que presumiblemente se concentra la mayor parte del efecto erosivo sobre éste) como por otros factores, entre los que hay que destacar el mismo peso de los materiales que componen el paquete deslizado. La macrobrecha presente está compuesta a su vez de clastos de brecha, y es cohesionada por material fangoso procedente del sector interno del deslizamiento, en el que como vimos queda bien registrada la existencia de movimiento diferencial de materia, en especial del fango y los materiales más embebidos en agua. Si no existiera este aporte de material fangoso, la macrobrecha se desparramaría en el sector frontal del deslizamiento, frenándolo totalmente y/o desintegrándolo; este hecho en general no ha sido documentado en el campo.

De este modo, a lo largo del desplazamiento ladera abajo, se produce un drenaje de los fluidos intersticiales contenidos en el sedimento hacia el sector frontal del paquete deslizado, hecho que contribuye en gran medida a ir frenando el deslizamiento en su sector de cola, favoreciendo incluso el desgajamiento de fragmentos de ésta a favor de fracturas lítricas (tal como fue esquematizado previamente en la fig. 14, B 1). En el sector frontal del deslizamiento ya ha sido descrita la existencia de fracturación subvertical, atribuida a retracción en el momento en que cesa el flujo de fango (en el fondo, de líquido lubricante) desde el interior del deslizamiento al sector frontal de éste. Todas estas evidencias a favor del movimiento de los materiales más finos hacia el sector frontal del deslizamiento sugieren que un volumen considerable de éstos puede ser segregado en forma de fangos a partir de los frentes de deslizamiento.

En el sector frontal del deslizamiento, por encima del nivel de macrobrecha, han sido representados otros dos tipos de litofacies en la fig. 16. La menos frecuente es una macrobrecha incipiente sin llegar a tener los clastos desgajados, que cuando se produce a expensas de materiales lutíticos finamente laminados da una litofacies "dómica" muy característica, que recuerda por su morfología y laminación a los estromatolitos columnares. Este tipo de estructuras se pueden interpretar como el tránsito de un sedimento bastante litificado hacia un comportamiento frágil.

Por el contrario, la otra estructura es relativamente frecuente y consiste en el desarrollo de pliegues asimétricos en cascada, con una vergencia contraria a la del desplazamiento del

cuerpo deslizado; este tipo de pliegues se desarrolla preferentemente en lutitas, y obviamente tiene un carácter disarmonico con respecto a los materiales adyacentes.

5.2.3.2.- Masas deslizadas sólo en parte, ya que siguen creciendo durante el proceso de deslizamiento.

En el apartado anterior hemos considerado los casos más simples de deslizamiento; sin embargo, el trabajo desarrollado en el Sarrabus indica que no son ni mucho menos los más frecuentes. La mayoría de los casos estudiados consisten en deslizamientos complejos, en los que mientras el deslizamiento circula ladera abajo en su sector superior y frontal prosigue la sedimentación directa de sedimentos, principalmente por procesos de debris-flow y grain-flow. Esto es debido sin duda a la morfología y dimensiones de la cuenca (GIMENO 1985); como se verá más adelante, la reconstrucción paleogeográfica nos ha permitido comprobar que los deslizamientos en general no han circulado grandes distancias a partir de su sector de origen, a diferencia de otros casos bien documentados en la bibliografía (véase referencias en COOK & MULLINS, 1983). Al permanecer siempre próximos a la zona de procedencia, que es una zona inestable y de importante acumulación de sedimentos, es inevitable que los aportes se sucedan, incluso durante el periodo de migración del paquete deslizado.

Como ya indicamos en el apartado precedente, la asimilación de material del sustrato por parte del deslizamiento (crecimiento "por abajo" de éste) es muy limitado, e irrelevante por comparación con el volumen de la masa inicial deslizada. Por el contrario, el crecimiento por nuevos aportes, erosión y resedimentación es volumétricamente muy considerable, y puede ser perfectamente reconocido por las litofacies que genera.

El proceso de crecimiento en la superficie superior del deslizamiento se realiza principalmente por acreción de materiales aportados mediante mecanismos de tipo debris-flow; el tipo final de depósito depende en gran medida del producto original existente ladera arriba, pero predominan ampliamente los clastos blandos de lutita-siltita dentro de una matriz más o menos abundante de análoga composición. Los depósitos pueden corresponder a debris-flow laminares y canalizados, predominando ampliamente estos últimos en los tramos frontales de los deslizamientos. De hecho, existen tránsitos desde los laminares a los canalizados, y es frecuente que éstos disecten a aquellos, tanto cuando aparecen aislados como cuando están asociados a los deslizamientos.

La potencia de cada depósito de debris-flow individual es

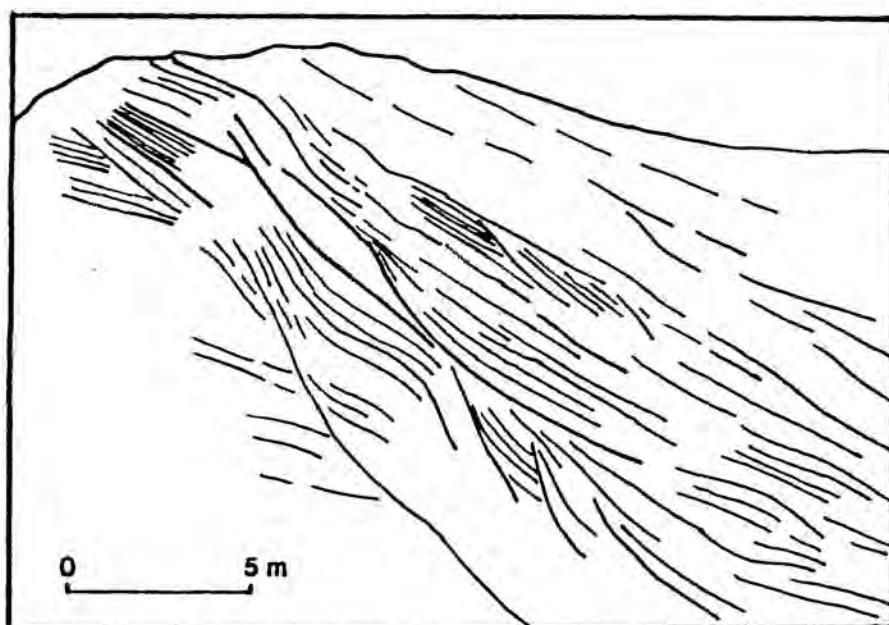
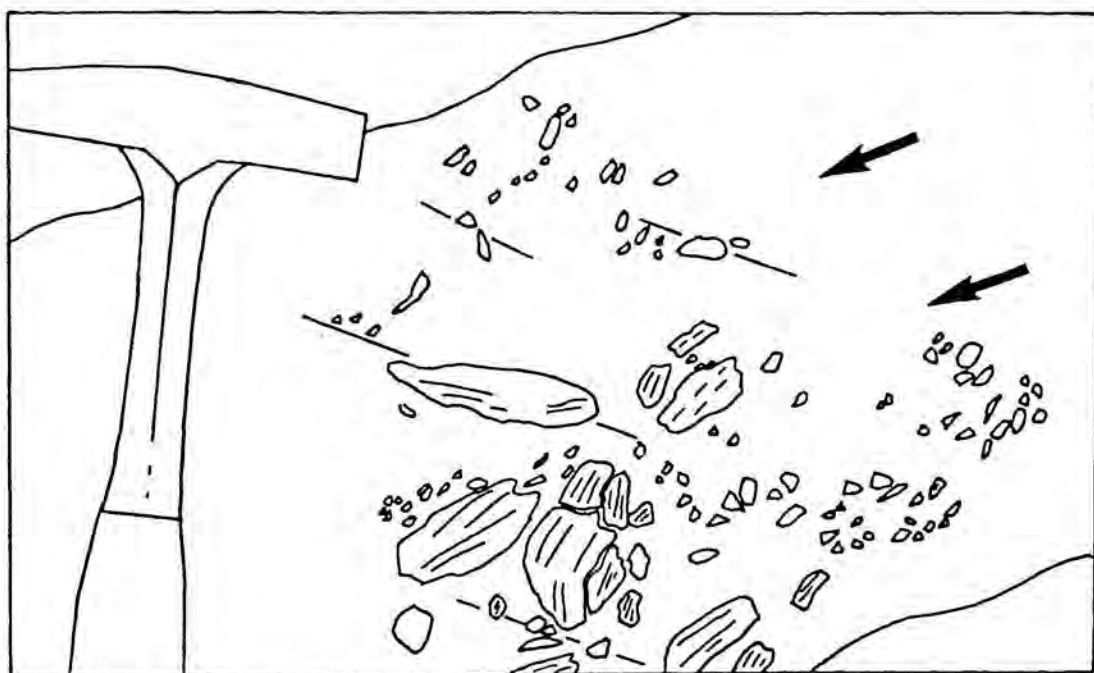


Fig. 17.- Depósito de debris-flow, en el que resaltan los clastos de mayor tamaño (lutitas laminadas), mostrando una disposición aparentemente caótica de los clastos (localmente, algunos clastos tienen inclinaciones contrarias a la pendiente, véase las líneas a trazos). Las flechas indican el sentido de paleoaporte. Localidad: ladera sur en la confluencia de los ríos Quellimannu-Río Ollastu (Sarrabus Centrooriental) Esquema delineado sobre una fotografía.

Fig. 18.- Depósitos masivos de debris-flow. Vista panorámica en la que se distingue la existencia de fracturas listricas. Sector suroeste de Sa Pigada de Sa Menta (Sarrabus Centrooccidental). Esquema delineado sobre una fotografía.

muy variable, pudiendo oscilar entre unos pocos cms. y varios metros (fig. 17); pero en todo casos el aspecto panorámico de los depósitos es muy masivo (fig. 18), destacando a lo sumo una fisilidad más o bien marcada de origen diagenético-sedimentario, localmente interrumpida por fracturas listricas. Esta monotonía de litofacies es localmente alterada por la abundante presencia de fragmentos de rocas volcánicas incorporadas dentro de la corriente de debris-flow. Los clastos corresponden tanto a rocas básicas como ácidas, y en general son fragmentos de coladas o de tramos apicales de diques muy someros; en uno y otro caso fácilmente identificables desde el punto de vista petrográfico.

Estos depósitos con clastos volcánicos aparecen aislados en el seno de secuencias litoestratigráficas que no contienen clastos volcánicos, y en aquellos casos que se pueden reseguir hasta el área fuente original y ésta ha sido preservada se observa con claridad que marcan con precisión el momento de irrupción de la colada o el dique en cuestión sobre el fondo marino.

El depósito en las proximidades del foco emisor es claramente desordenado (fig. 19), con predominio de las distorsiones sedimentarias generadas por el emplazamiento del dique o colada (pequeños deslizamientos de vergencia excéntrica respecto al cuerpo intrusivo/efusivo, pliegues disarmónicos de dimensiones métricas, etc.), y con una importante acumulación de clastos de rocas volcánicas (en general bastante alteradas, con disyunción bolar, etc.) inmersas y distribuidas irregularmente en un paquete más o menos masivo de fangos. Por el contrario, en los tramos distales los fragmentos de rocas volcánicas, menos abundantes, están plenamente integrados dentro del depósito sedimentario,

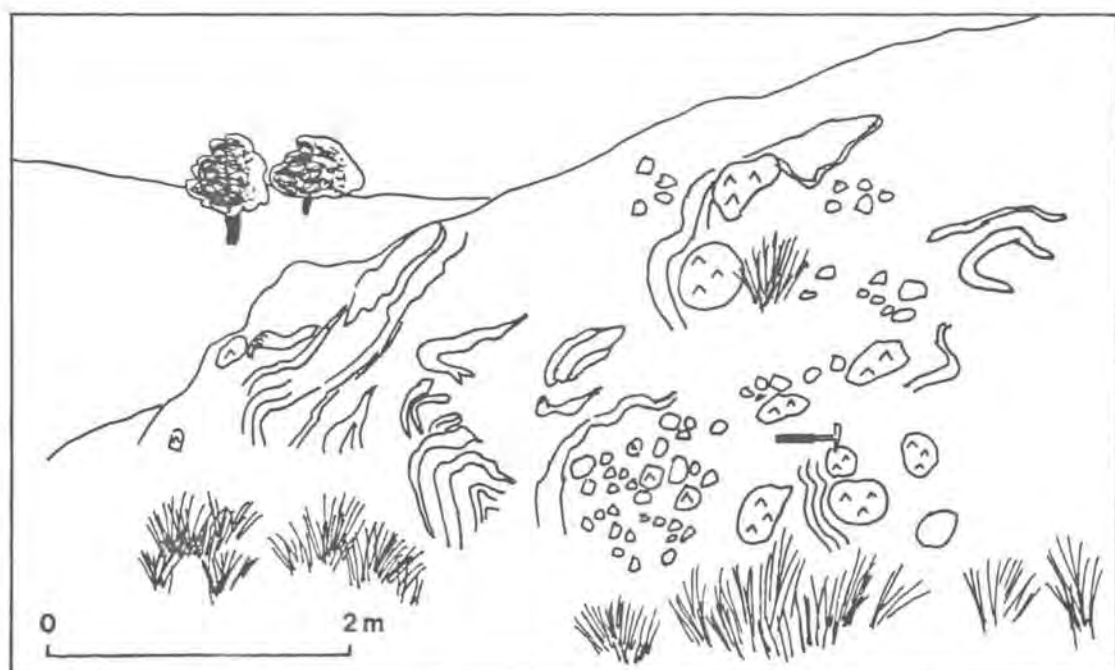


Fig. 19.- Disposición de deslizamientos y pliegues sinsedimentarios y bloques de rocas volcánicas ácidas (señalados con acentos circunflejos) dispuestos caóticamente, en el seno de una matriz lutítica masiva. Se trata de un afloramiento situado junto a un pequeño domo riódacítico emergente sobre el fondo marino. Esquema delineado sobre una fotografía.

Fig. 20.- Depósito siliciclástico atribuible a un proceso de debris-flow parcialmente modificado, en el que destacan grandes clastos riolíticos ("V", señalados con las flechas gruesas). Las flechas finas señalan tanto la procedencia del depósito como la disposición de una fisilidad incipiente de origen sedimentario, inexistente en los niveles supra- e infrayacentes. Vertiente suroeste de Punta Sa Pigada de Sa Menta (Sarrabus Centrooccidental).

orientados en el sentido de la fisilidad diagenético-sedimentaria y únicamente destacan en afloramiento por su mayor resistencia a la erosión y, en ocasiones, su elevado tamaño (fig. 20).

En el apartado 5.2.3.1.2. hemos descrito la existencia de movimiento de materia en el interior del deslizamiento, lo que hace que éste adquiera una morfología abombada en su sector frontal, con una importante concentración de sedimentos inconsolidados. La existencia de aportes adicionales de sedimentos inconsolidados en el sector superior de los deslizamientos también acaba concentrándose preferentemente en el sector frontal del deslizamiento. Como consecuencia de estos aportes de materiales todo este sector frontal se desestabiliza, apareciendo zonas de cizalla curvas que acaban generando fracturas lítricas, segmentando el deslizamiento. Este proceso es estimulado y/o acelerado en muchas ocasiones por la existencia de desniveles importantes (que en el Sarrabus hemos podido relacionar directamente con la existencia de fracturas normales sinsedimentarias bien delimitadas sobre la cartografía geológica).

La génesis de la fractura lítrica provoca por un lado la progresión ladera abajo del frente de deslizamiento segmentado como un nuevo deslizamiento de dimensiones más reducidas, al tiempo que prosigue parcialmente la erosión y degradación del resto del antiguo deslizamiento a partir de la fractura lítrica, que constituye un nuevo punto de inestabilidad, en especial si consideramos la misma carga del material restante del paquete deslizado y su tendencia a proseguir su movimiento ladera abajo.

Los materiales erosionados a partir de la fractura lístrica generarán nuevos movimientos de masas ladera abajo, que en buena lógica se depositarán sobre el nuevo deslizamiento generado a partir de la fractura lístrica, del mismo modo que sobre ésta vendrán a depositarse otros depósitos de debris-flow procedentes del sector situado ladera arriba. En estas condiciones llega un momento en el que es muy difícil distinguir si un afloramiento dado corresponde a un deslizamiento o a un acúmulo de depósitos de debris-flow parcialmente removilizados, o a una combinación de ambos procesos, lo que es el caso más común.

En conjunto, podemos resumir brevemente la situación diciendo que se trata de un talud submarino de pequeñas dimensiones pero con un notable desnivel, que está siendo sometido continuamente a un proceso de "canibalización" a todas las escalas, afectando a materiales siliciclásticos finos en proceso de litificación; las litofacies formadas, aún siendo perfectamente reconocibles y sedimentológicamente muy características, pueden ser fácilmente interpretadas como producto de tectonización si son estudiadas superficialmente o fuera de contexto.

En la fig. 21 han sido resumidos esquemáticamente los procesos antes descritos. Sin embargo, puede ser interesante pasar desde el caso general a estudiar un caso concreto, para observar la variedad de litofacies que podemos hallar estudiando los deslizamientos de tipo mixto en detalle, litofacies que son las que siendo identificadas aisladamente sobre el terreno permiten identificar este tipo de deslizamientos.

El ejemplo escogido es el de Bruncu S'Arruinedda, y está situado al norte de Serra Is Carradoris (Sarrabus Centrooccidental). En esta zona existen numerosos deslizamientos procedentes tanto desde el norte hacia el sur, como desde el sur hacia el norte, reflejando la existencia de dos horsts paralelos de dirección E-O (véase la fig. 22). Existen además deslizamientos procedentes desde el oeste hacia el este, que testimonian la existencia de un paleoalto hacia el oeste. El deslizamiento de Bruncu Sarruinedda es uno de éstos.

Los deslizamientos de dirección E-O tienen en general unas dimensiones relativamente reducidas, del orden de unos pocos centenares de metros de longitud y unos 50-150 m de anchura. Las secciones longitudinales de estos deslizamientos muestran frecuentes engrosamientos de los depósitos asociados (ladera abajo) a la presencia de fracturas lístricas (véase fig. 23). Estos depósitos fosilizan las fracturas lístricas, incrementando su buzamiento y su potencia, y desarrollando frecuentemente litofacies brechadas en el sector frontal del depósito, donde la potencia de éste es mayor.

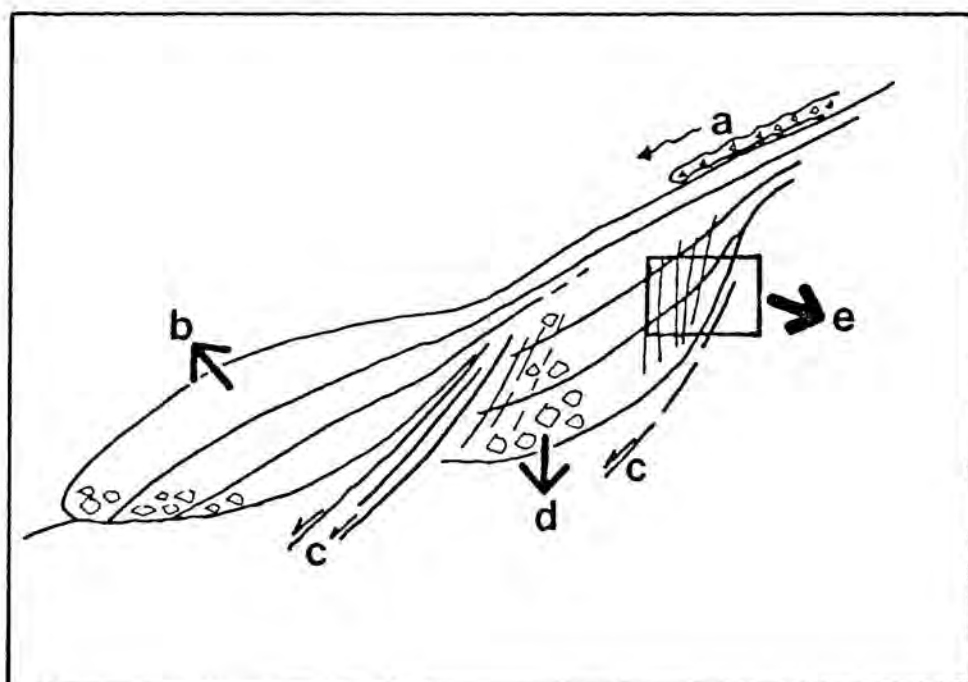


Fig. 21.- Esquema de la formación de un deslizamiento mixto, con depósito de materiales siliciclásticos a partir de procesos de debris-flow en la zona superior y frontal del paquete deslizado simultáneamente al desplazamiento de éste ladera abajo.

Leyenda: a/ Aporte de sedimentos siliciclásticos mediante un proceso de tipo debris-flow. b/ Engrosamiento del depósito de debris-flow en la zona frontal del paquete deslizado. c/ Génesis de una fractura lística a partir de una zona de cizalla. d/ Depósitos de macrobrechas en el sector frontal de un antiguo deslizamiento. e/ Fracturación subvertical, claramente secante respecto a los planos de estratificación y a una fractura lística fosilizada, atribuible a retracción del sedimento por pérdida de los fluidos intersticiales, en una zona de antiguo frente de deslizamiento/depósito de debris-flow.

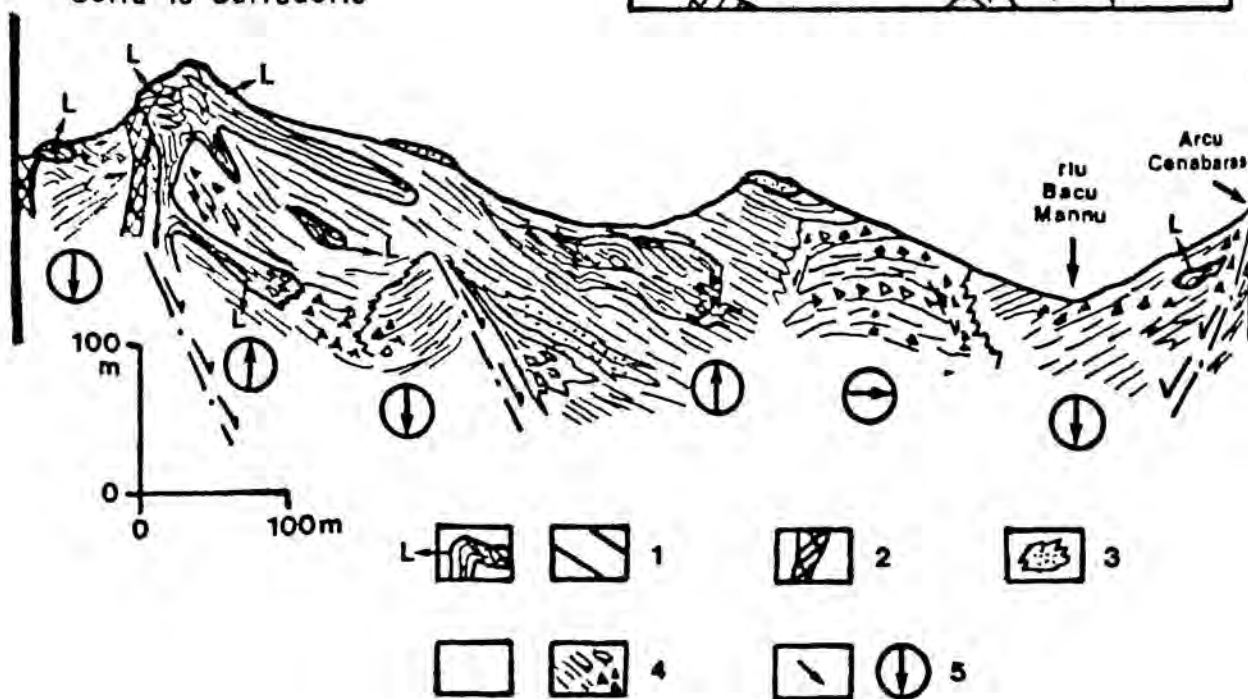
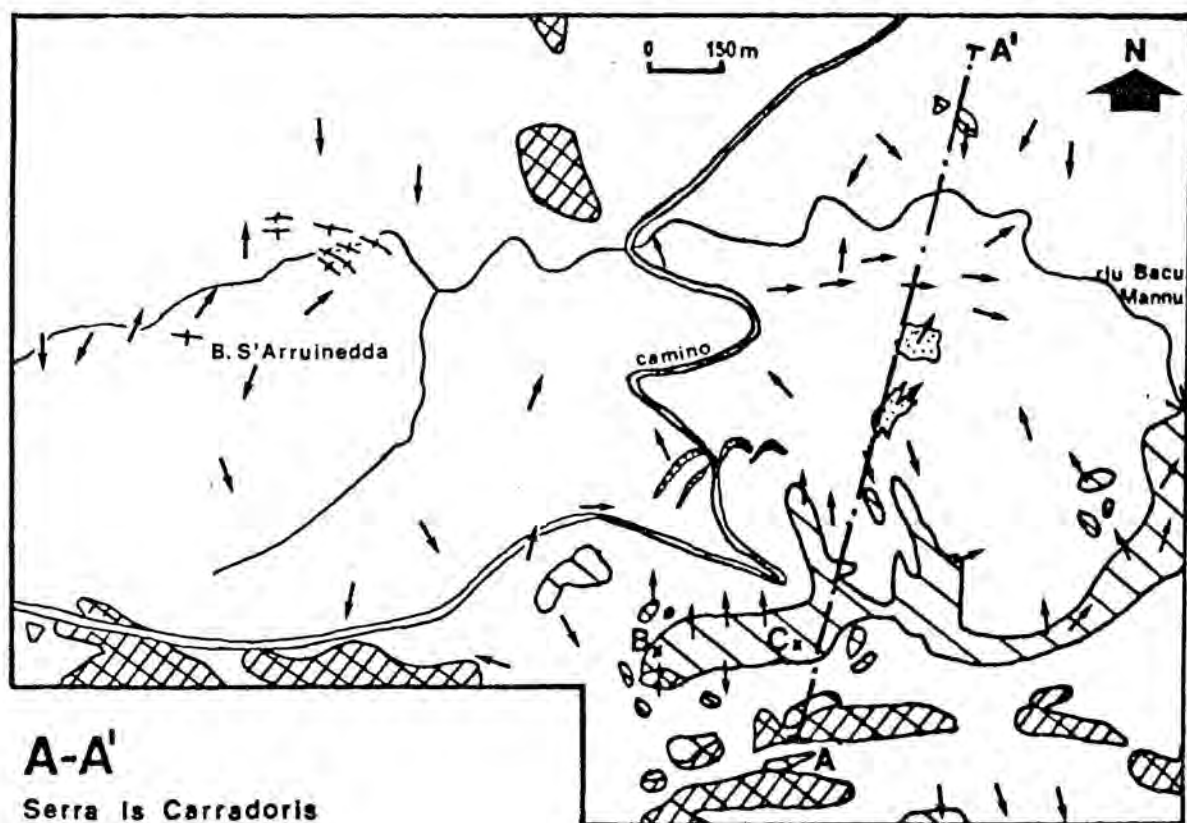


Fig. 22.- Esquema geológico del sector de Serra Is Carradoris.

Leyenda: 1.- Lilitas. 2.- Pórfidos leucocráticos. 3.- Areniscas, principalmente en facies turbidíticas. 4.- Materiales siliciclásticos, incluyendo brechas de intraclastos y deslizamientos sinsedimentarios. 5.- Sentido de aporte de los materiales. El asterisco indica la situación de Bruncu S'Arruinedda. (Extraída de GIMENO 1987 a, ligeramente modificada).

Estas brechificaciones se producen tanto por la inestabilidad gravitacional (debido al marcado buzamiento) del depósito, apenas comienza a litificarse y adquirir rigidez, como por la superposición de un sistema de fracturas subverticales en el nuevo frente del deslizamiento, atribuibles a pérdida de fluidos análogamente a lo visto anteriormente en el apartado 5.2.3.1.2.

Los depósitos que fosilizan la fractura listrica reposan en discordancia angular sobre los materiales afectados por ésta. La discordancia se resuelve gradualmente en forma de discordancias de bajo-moderado ángulo, gracias a la existencia de fracturas listricas menores que han acompañado a la principal, afectando progresivamente a los paquetes de potencia métrica de los depósitos superiores a medida que dichos paquetes se iban depositando. No obstante, los sectores frontales de algunos deslizamientos están totalmente fosilizados por la existencia de depósitos subverticales (véase la fig. 23). De este modo, las vistas panorámicas de estos depósitos muestran al existencia de marcadas discordancias angulares, más abruptas de lo que son en realidad si observamos los afloramientos en detalle.

Desde un punto de vista macroscópico, la característica más marcada del deslizamiento es su estratificación en paquetes de apariencia muy masiva, cuya potencia va desde varios metros (en el caso de los paquetes menos inclinados) a 0.5-2 m. en los paquetes subverticales del sector frontal. Sin embargo, incluso en el caso de los paquetes más masivos se puede distinguir la existencia de subdivisiones más o menos marcadas, así como fracturas más o menos subverticales respecto al estrato que las contiene, que pueden considerarse conjugadas a las fracturas listricas principales.

Observando los paquetes masivos en detalle, se observa que en numerosos tramos no están constituidos por materiales atribuibles a un depósito (ya sea individual o una asociación de diferentes episodios) de debris-flow laminar, sino que podemos

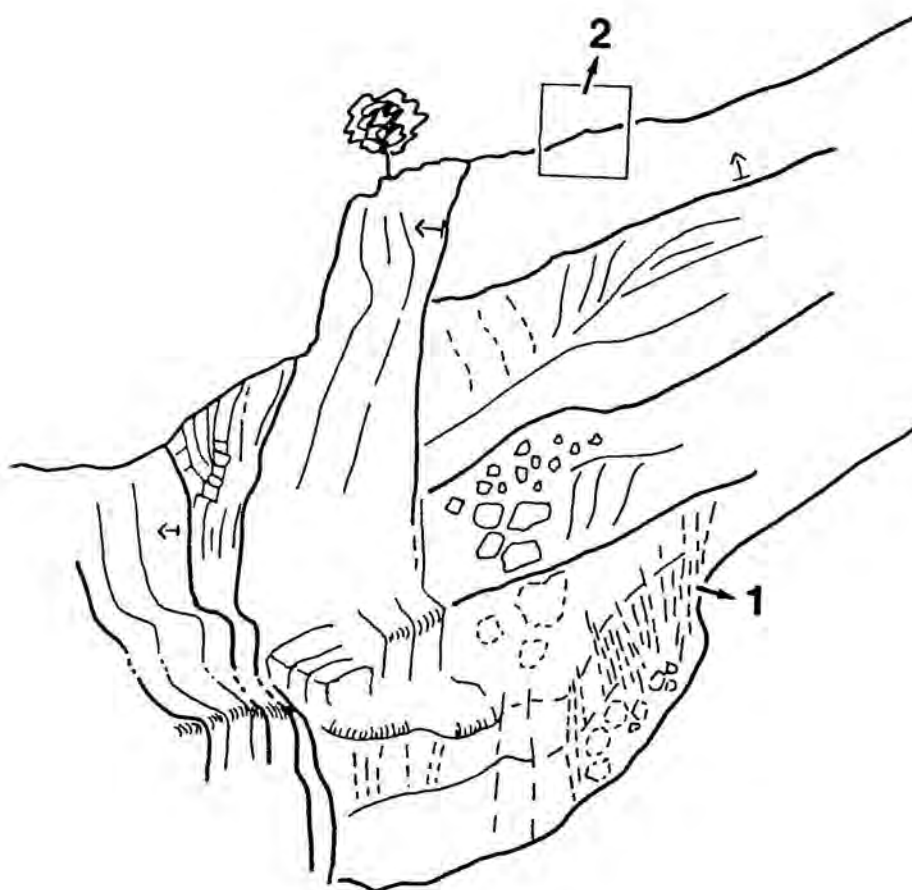


Fig. 23.- Deslizamiento mixto del sector de Bruncu S'Arruinedda. Nótese la existencia de una marcada discordancia angular en la zona frontal del deslizamiento (la polaridad de los materiales siliciclásticos está señalada mediante diferentes flechitas), el marcado engrosamiento de éste hacia el citado sector frontal y la presencia de macrobrecha, esquemáticamente representada en el antiguo sector frontal del deslizamiento. Ha sido señalada también con trazos discontinuos la presencia de fracturación (especialmente en el sector "1"), y con un recuadro ("2") la localización de las figs. 24, 25, 26 y 27.

atribuirlos con certeza a debris-flows canalizados. Las secciones transversales de los sectores superiores de los cuerpos deslizados muestran claramente estratificaciones cruzadas debidas a la existencia de paleocanales rellenos de depósitos de debris flow análogos composicionalmente al tramo superior del depósito que seccionan.

Estos paleocanales están rellenos de depósitos de debris flow de una potencia variable entre 5-30 cm, y tanto su disposición dentro del paleocanal (con superposición e intersección de los diferentes canales, véase la fig. 24) como la naturaleza del depósito sedimentario (depósitos de materiales lutíticos finos y brechas de intraclastos, análogos a todos los que constituyen el tramo superior del paquete deslizado) hacen pensar que se trata de estructuras efímeras, del tipo "channel and fill".

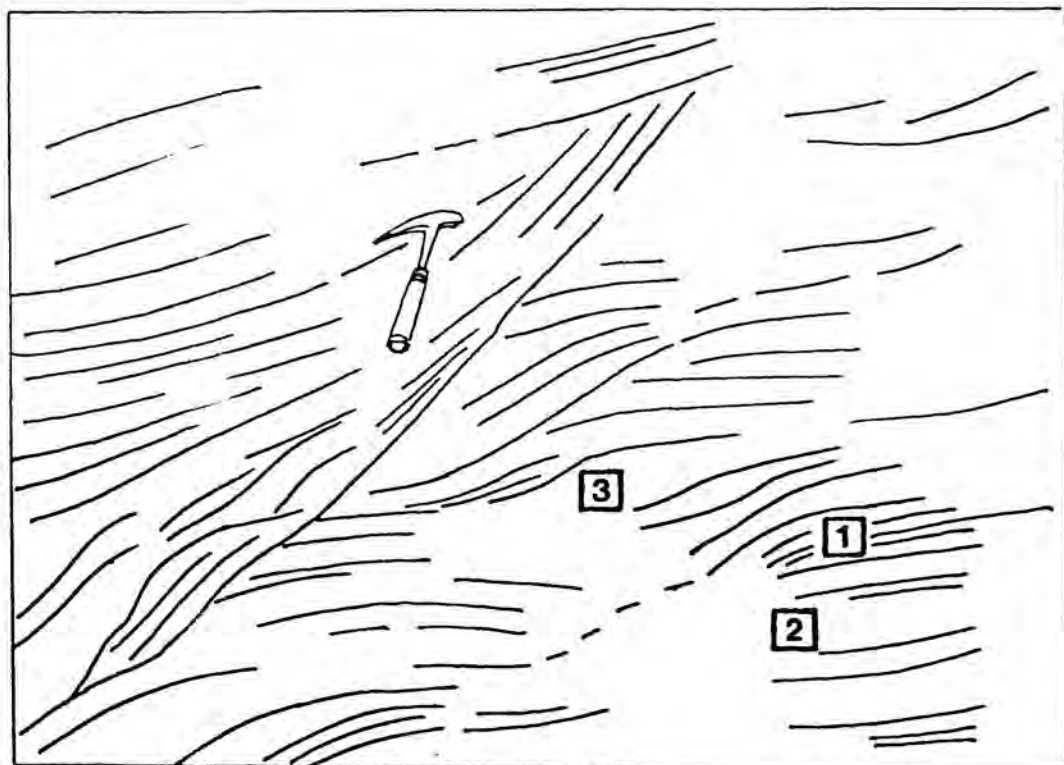


Fig. 24.- Paleocanales en el sector superior de los deslizamientos mixtos del sector de Bruncu S'Arruinedda (Sarrabus Centrooccidental). Los recuadros 1, 2 y 3 corresponden a la situación de las figs. 27, 25 y 26, respectivamente. Esquema delineado sobre una fotografía. (véase el texto para una explicación detallada).

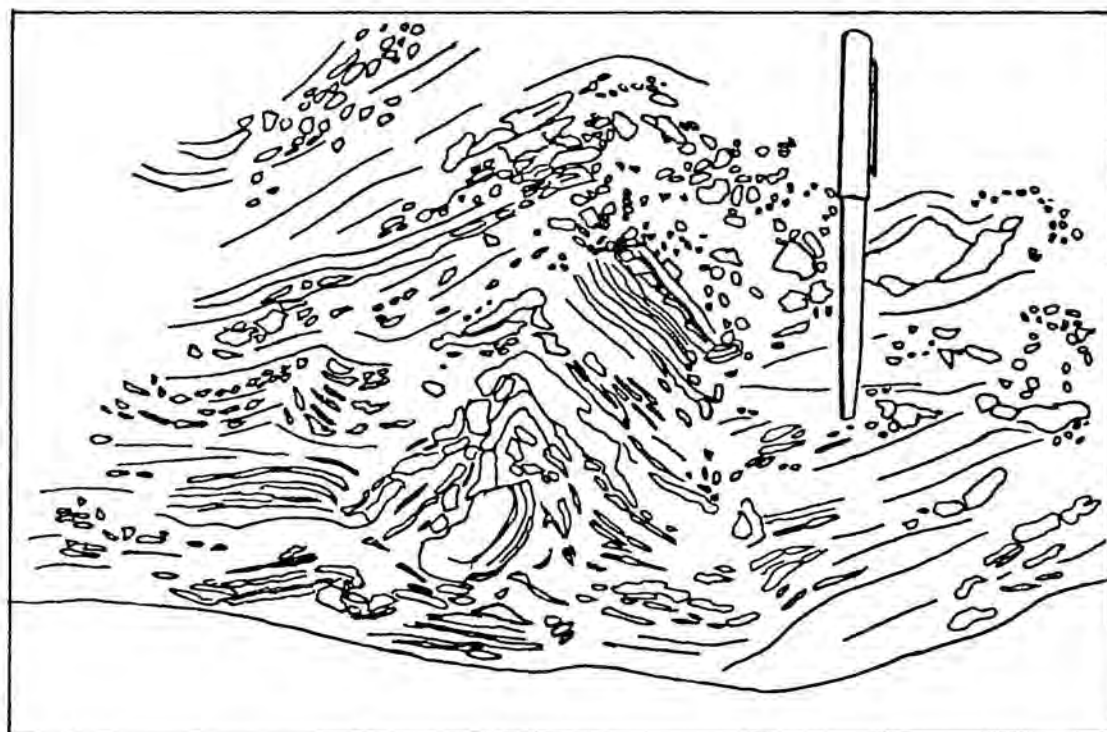


Fig. 25.- Pseudonódulos y estructuras de carga en el seno de los paleocanales del sector superior de los deslizamientos mixtos del sector de Bruncu Sarruinedda (Sarrabus Centrooccidental). Esquema delineado sobre una fotografía. (Para su situación véase las figs. 23 y 24).

Dentro de los depósitos individuales atribuibles a procesos de debris-flow es posible reconocer diferentes modificaciones de los materiales, de tipo sinsedimentario o diagenético muy precoz. En primer lugar, es muy frecuente el encontrar estructuras de carga, laminación contorsionada ("convolute lamination") y estructuras almohadilladas (pseudonódulos), localmente acompañadas de pequeños pliegues y fracturas sinsedimentarias (fig. 25). El origen de estas estructuras está en la alternancia de lodos lutíticos hidroplásticos con sedimentos arenosos saturados u niveles igualmente lutíticos que sufren una litificación selectiva.

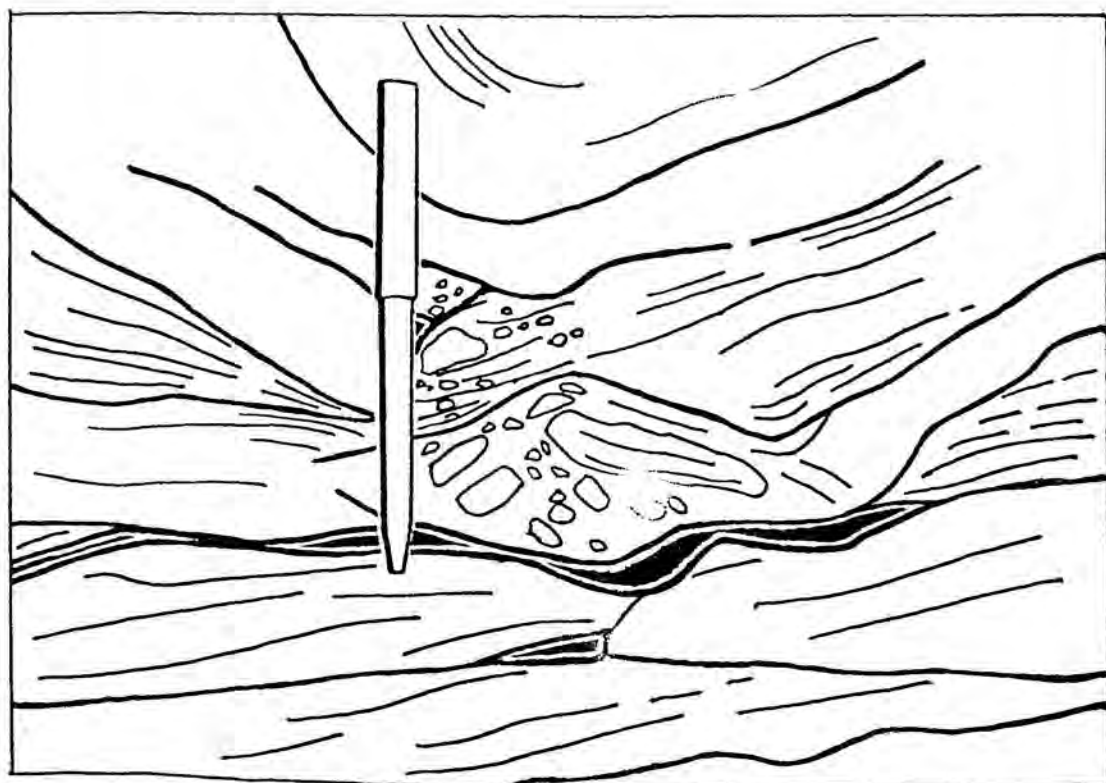
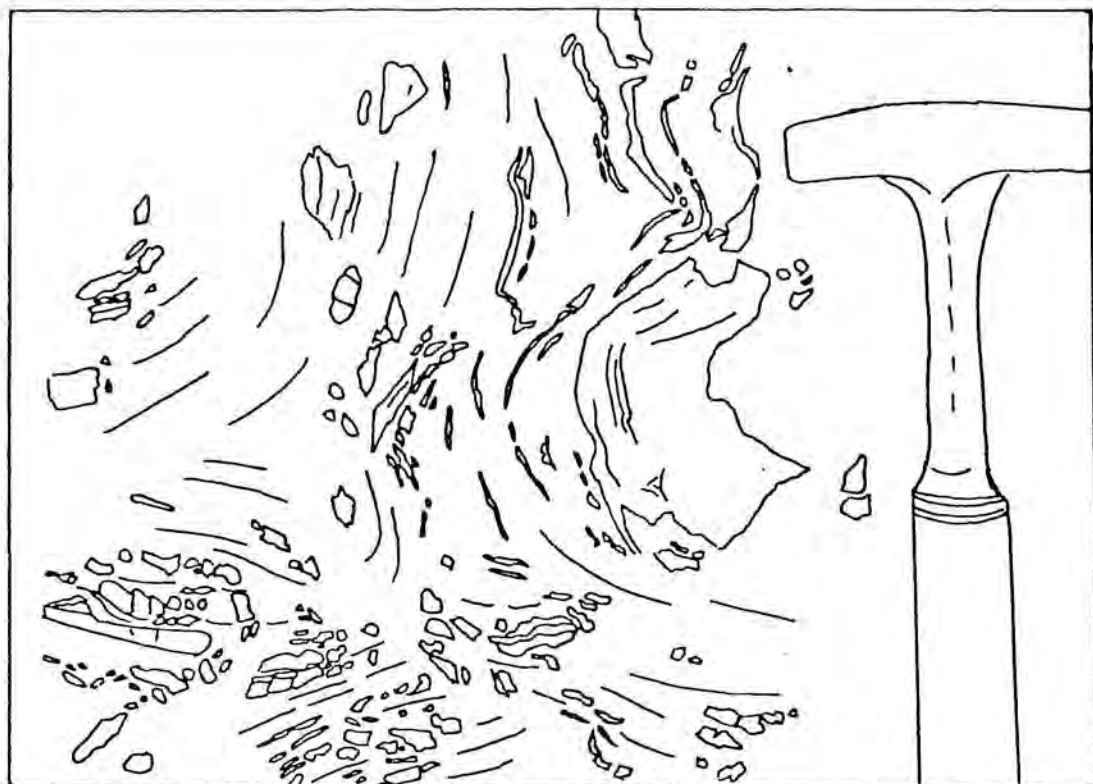


Fig. 26.- Estructuras de carga en el interior de un paleocanal del sector superior del deslizamiento mixto de Bruncu S'Arruinedda (Sarrabus Centrooccidental). Nótese la existencia de clastos blandos plegados y la existencia de una foliación sedimentaria-diagenética precoz (representada por los trazos discontinuos) en la matriz lutítica que permite reconstruir la deformación sufrida por los diferentes niveles sedimentarios. Esquema delineado sobre una fotografía. (Para su situación véase las figs. 23 y 24).

Fig. 27.- Deformación nivel a nivel en los depósitos de debris-flow canalizados situados en el techo del deslizamiento mixto de Bruncu S'Arruinedda (Sarrabus Centrooccidental). Facies de brecha incipiente, en la que los clastos son fragmentos de un depósito individual de debris-flow con intraclastos de lutita (a la derecha del bolígrafo). Esquema delineado sobre una fotografía. (Para su situación véase las figs. 23 y 24). (Ambas figs. en la pág. 91).

va precoz con respecto a la de los lodos; la inestabilidad reinante en el techo de los deslizamientos es la que desencadena estos procesos de deformación debidos a la existencia de situaciones gravitativamente inestables en el seno de los sedimentos.

En ocasiones se pueden hallar en el seno de los paleocanales, muy próximas a las estructuras de carga y a niveles completamente libres de deformación, zonas en las que el sedimento original ha sido totalmente deformado, llegando a la total fragmentación de los niveles selectivamente litificados, e incluso a la deformación plástica de los clastos (blandos) residuales de los niveles fragmentados (fig. 26), mientras que los lodos han fluído adaptándose plásticamente a la deformación. Este tipo de litofacies, si son analizadas fuera de su contexto sedimentológico y sin estudios micropetrográficos pueden ser fácilmente confundidas con productos de deformación tectónica.

Por el contrario, en otros sectores del relleno de los paleocanales se puede observar que la deformación tuvo lugar afectando a niveles correspondientes a un depósito unitario de debris-flow de potencia centimétrica, cuando el lodo ya había sido notablemente litificado nivel a nivel. Este tipo de deformación conduce a la formación de niveles más o menos "boudinados", o más propiamente a niveles de brechas (véase la fig. 27). Como estos depósitos contienen brechas de intraclastos, el aspecto local de la roca es el de una brecha compleja, pero esta impresión desaparece rápidamente cuando, al estudiar lateralmente el sector de brecha se observa que pasa gradualmente a niveles de depósitos de debris-flow claramente continuos.

5.2.4.- Otros tipos de deformaciones sinsedimentarias asociadas a los deslizamientos.

Además de las litofacies deformadas internas (es decir situadas dentro del paquete deslizado) que acabamos de describir, se puede distinguir otro tipo de deformación producida por el deslizamiento sobre su sustrato. Esta deformación es función directa del grado de litificación del sustrato o, dicho de otra manera, del contenido en agua que aún retengan los sedimentos dispuestos en el seno de una paleoladera en el momento de sufrir la superposición del deslizamiento. Este tipo de deformaciones pueden aparecer a lo largo de todo el trayecto recorrido por el deslizamiento, independientemente de que el deslizamiento se haya frenado en el punto en cuestión o haya proseguido su trayecto; pero son normalmente más intensas en el sector situado por delante del deslizamiento, debido a que en él se ha podido acumular una importante cantidad de sedimentos arrastrados ladera abajo.

Si la deformación se desarrolló en condiciones dúctiles, normalmente se encuentra en ese sector un sistema de pliegues similares, con una pseudoesquistosidad de plano axial de origen sinsedimentario y vergencia contraria a la de la ladera por donde transitó el deslizamiento. Si por el contrario predominó un comportamiento frágil, el resultado es la formación de paquetes de brechas frontales, tal como ha sido descrito anteriormente. En el resto de zonas se pueden encontrar todo tipo de tránsitos entre brechas englobadas en fangos y pliegues más o menos aplastados, de plano axial subparalelo al plano de la paleoladera.

Un caso particular de este tipo de deformaciones es que el sustrato del deslizamiento sea otro deslizamiento, o un fragmento más adelantado del mismo deslizamiento, con lo que las deformaciones producidas afectan interiormente al deslizamiento previo. En la segunda de las posibilidades indicadas caemos en parte en la casuística de deformaciones internas descritas para el caso de un deslizamiento simple, y en general como tal deslizamiento simple se consideran estos casos, a menos que exista un marcado contraste litológico (por ej., alternancias de areniscas y pelitas, como en el caso representado en la fig. 28) que permita la correcta identificación de los emplazamientos sucesivos de materiales en el sector de techo del deslizamiento.

En los casos en la dinámica del proceso de superposición de ambos deslizamientos o segmentos de deslizamiento progresa hasta su total soldadura tenemos un caso particular de deslizamiento complejo que crece volumétricamente a lo largo de su deslizamiento ladera abajo.

La gama de litofacies generalmente asociadas a esta superposición de deslizamientos aparece en el caso representado en la fig. 28: niveles de brechas, deslizamientos menores de dimensiones métricas, pequeños pliegues de arrastre asociados, discordancias internas de bajo ángulo, fracturas sinsedimentarias (lístricas o no) de dimensiones métricas, etc.

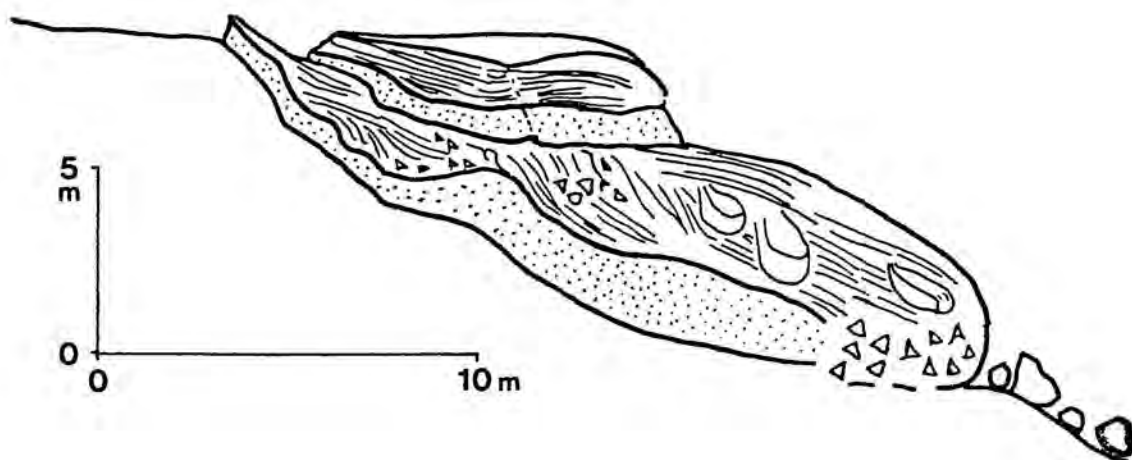


Fig. 28.- Esquema que muestra la superposición de dos deslizamientos en la vertiente suroeste de Bruncu s'Argioledda, (situado al SO de Punta Serpeddi, Sarrabus Centrooccidental). La zona basal de ambos deslizamientos queda resaltada por la existencia de un nivel de areniscas de grano grueso, que resaltan sobre las lutitas de la ladera. La zona de contacto entre ambos deslizamientos se caracteriza por la presencia en el deslizamiento inferior de discordancias angulares, desarrollo de brechificación, pequeños pliegues asociados localmente a ésta y, en el sector frontal pequeños deslizamientos originados por el empujamiento del cuerpo suprayacente. Esquema delineado sobre un montaje fotográfico.

5.2.5.- Consideraciones generales sobre las características geométricas de los deslizamientos que pueden crear confusión con respecto a su génesis.

La principal conclusión a extraer de los apartados precedentes es que las litofacies con deslizamientos se caracterizan por presentar abundantes evidencias de desestabilización de los taludes sedimentarios sobre los que se depositaron, y que sus características geométricas hacen que en la secuencia sedimentaria aparezcan abundantes discordancias internas y pliegues, además de bolsadas más o menos irregulares de ruditas intraformacionales .

Las discordancias angulares aparecen ampliamente representadas en todas las escalas a lo largo de toda la secuencia siliciclástica paleozoica, y en general tienen un carácter local. Dentro de estas discordancias sinsedimentarias de carácter local podemos incluir la mayoría de las localidades de la "Discordanza Sarrabese" de CALVINO (1960), que por otra parte no son isócronas y aparecen a diferentes niveles dentro de la secuencia litoestratigráfica. Existen otros ejemplos de discordancias de dimensiones mayores, que serán ilustrados en las descripciones regionales locales, y en particular en el cap. 7.4.

Las ruditas intraformacionales son como se ha visto de diferentes tipos, pero siempre aparecen intercaladas en la secuencia siliciclástica y por lo tanto no son atribuibles a fracturación reciente.

Por lo que se refiere a los pliegues, su carácter claramente irregular y disarmónico hace que cuando se intenta realizar estudios mesotectónicos se observe con claridad que no corresponden a ninguna directriz tectónica (lo que les conferiría una clara ordenación geométrica), sino que tienen una distribución más o menos caótica. Este hecho se observa en todas las escalas, tanto estudiando afloramientos aislados como subsectores concretos, en alguno de los cuales se dispone de varios centenares de mediciones. Para excluir totalmente un origen tectónico bastarían estas consideraciones geométricas, pero a ellas podemos añadir tanto todo el estudio sedimentológico realizado como las evidencias meramente estratigráficas: en numerosísimos casos los pliegues (sinsedimentarios) son claramente fosilizados por el siguiente depósito sedimentario.

La disposición geométrica de los pliegues sinsedimentarios a lo sumo llega a marcar tendencias que corresponden al emplazamiento de los paleotaludes. Este tipo de datos pueden ser útiles en zonas con un alto recubrimiento y pobreza de afloramientos, pero en el caso del Sarrabus es mucho más simple (y seguro) el reconocer directamente los paleotaludes con una cartografía detallada como la realizada.

Por último, es interesante reflexionar sobre la validez de la realización de estudios macro- y mesotectónicos sobre litofacies análogas a las presentes en el Sarrabus, en el caso hipotético de poderlas hallar en una zona tectonizada. Este tipo de "facies proximales" respecto a fracturas distensivas sinsedimentarias constituyen zonas especialmente no aptas para el desarrollo de estudios macro- y mesotectónicos (GIMENO, 1985).

Los motivos son evidentes; la existencia de abundantes pliegues sinsedimentarios, deslizamientos en masa de materiales, bolsadas irregulares de ruditas intraformacionales, frecuentes discordancias internas (algunas con alto grado de discordancia angular) hacen que los materiales originales carezcan de una anisotropía planar original homogénea (estratificación más o menos regular) que pueda ser empleada como referencia geométrica inicial. Sin ella, a lo más que podemos aspirar es a hallar una distribución aparentemente caótica y no informativa de las posibles estructuras penetrativas (a la escala regional) generadas posteriormente. En un nivel estructural muy superficial estas estructuras desordenadas podrían ser, por ejemplo, las lineaciones de intersección de la primera fase de plegamiento.

En un nivel estructural profundo los estudios mesotectónicos sobre estas litofacies serían posibles a partir de la creación de una estructura penetrativa planar que homogeneizara el paquete sedimentario y eliminara toda traza de la deformación desordenada sinsedimentaria (S 1), pero es obvio que éste no es el caso del Sarrabus y que en todo caso una situación de este tipo no permite ninguna interpretación sedimentológica o la reconstrucción de los paleoambientes sedimentarios.

5.2.6.- Sentido de aporte de los deslizamientos, y su aplicación a la reconstrucción paleogeográfica.

Tal como se ha visto en los apartados anteriores, si se puede llegar a delimitar sobre el terreno un deslizamiento es inmediato reconocer la procedencia de éste, ya que en general tiene una forma alargada y es mucho más prominente en el sector frontal que en el de cola; si partimos de la base de que los deslizamientos siempre circulan ladera abajo es muy fácil determinar la flecha del desplazamiento. Sin embargo, sólo en casos excepcionales llega a manifestarse íntegramente la existencia de un deslizamiento, y por lo tanto debemos servirnos de las estructuras menores para llegar a idénticas conclusiones.

Ya hemos visto que en general las acumulaciones de brechas son mucho más importantes en los sectores frontales. Las fracturas lítricas principales buzan en el sentido del desplazamiento del paquete deslizado; pero pueden existir fracturas lítricas

menores conjugadas a las principales. Los depósitos de debris-flow que frecuentemente fosilizan dichas fracturas tienen tendencia a rellenar el hueco que ellas dejan, y consecuentemente se incrementa la potencia del depósito ladera abajo; además, normalmente este tipo de depósitos suele presentar imbricación inversa (hacia el sector superior de la ladera) de los clastos, lo que también indica la polaridad (si el depósito es correctamente identificado).

Los pliegues asimétricos en cascada presentes en el sector posterior de la zona frontal del deslizamiento buzan en sentido opuesto al de la paleoladera, y consecuentemente también ofrecen una buena indicación sobre la polaridad del deslizamiento, siempre que sepan ser bien descritos e interpretados en su contexto litológico. Los deslizamientos de dimensiones métricas que acompañan a los mayores pueden ser bien delimitados, y ayudan a formarse una idea de la tendencia general del desplazamiento o, si se prefiere, de la disposición de la paleoladera, etc.

Como es lógico, el trabajo de reconstrucción paleogeográfica se basa necesariamente en la meticulosa recopilación de todos estos datos sobre el terreno, atendiendo especialmente al reconocimiento de la disposición geométrica de todos ellos, y cuidando en especial la distinción en cada caso de cual es el orden de superposición estratigráfica. El establecimiento de este orden puede ser muy complejo, en especial en aquellas zonas en las que se produce convergencia de varios deslizamientos de procedencias diversas.

Un caso muy frecuente en el campo, que se ilustrará con algún ejemplo es el de la coalescencia de dos deslizamientos mixtos en el centro de un sinforme, con una zona central subhorizontal de soldadura en la que los depósitos de debris-flow procedentes de dos paleoaltos más o menos paralelos se llegan a confundir, interdigitándose (véase, por ej., la fig. 22, A-A'). En estos casos la procedencia de los aportes en esta zona distal del deslizamiento sólo queda bien esclarecida estudiando la naturaleza de los productos deslizados, y en especial si existen clastos o deslizamientos que contengan una litología presente únicamente en uno de los dos paleoaltos, como pueden ser por ejemplo calizas pelágicas en el seno de los materiales silici-clásticas.

En el tramo de cuenca paleozoica estudiada en el Sarrabus las intercalaciones de caliza son francamente escasas, pero por el contrario son muy frecuentes los niveles de lilitas. Estos niveles se presentan radicados (véase cap. 5.5.2.1. y siguientes) frecuentemente en las zonas de paleoaltos, y han suministrado numerosos clastos y deslizamientos de dimensiones reducidas desplazados ladera abajo a lo largo de los paleotaludes. Los deslizamientos serán estudiados en detalle (véase cap. 5.5.2.4. 2.), pero podemos adelantar que en líneas generales son similares

a los ya vistos en materiales siliciclásticos (motivo por el que es muy fácil reconocer su procedencia, en términos de líneas de paleoaportes), y presentan la ventaja adicional de que su reconocimiento es mucho más fácil, dado el claro contraste litológico entre las liditas y los materiales siliciclásticos que las contienen.

Son muchos los casos hallados sobre el terreno y reflejados en la cartografía que ofrecemos de dos zonas de paleoaportes opuestas, una con liditas y otra sin ellas, que se sueldan en una zona central de la que se puede reconocer perfectamente el tránsito lateral entre los materiales procedentes de ambos paleoaltos gracias (entre otros factores) a la información suministrada por las intercalaciones de liditas. Otro tipo de rocas que ofrecen la misma información que las liditas son los fragmentos de diques y coladas riolíticos, pero al predominar en las zonas de paleoaltos los diques (intrusivos) sobre las coladas (extrusivas) estos fragmentos de rocas volcánicas son más infrecuentemente implicados en los deslizamientos a lo largo de los paleotaludes.

El trabajo cartográfico realizado en el Sarrabus demuestra que el fondo de la cuenca sedimentaria paleozoica estuvo muy compartimentado a lo largo de (por lo menos) todo el Silúrico y buena parte del Devónico. La compartimentación está controlada por dos familias de fracturas de zócalo de direcciones NO-SE y E-W, que se manifestaron reiteradamente en los niveles superficiales en la cuenca sedimentaria creando una estructura en horsts y grabens, propia de unas condiciones predominantemente distensivas; es esta actividad tectónica sinsedimentaria la que ha creado la mayoría de los diferentes tipos de deslizamientos que hemos descrito.

Las dimensiones de estas estructuras son muy reducidas, del orden de uno o unos pocos km de longitud (con diferentes escalones que rompen la continuidad de la estructura) y uno o unos pocos centenares de metros de anchura en el caso de los horsts; la separación entre dos horsts paralelos es escasa, a lo sumo 1 ó 2 Km (GIMENO 1985). Estas dimensiones quedan demostradas por la reiterada existencia de paleoaportes de direcciones opuestas, tal como queda manifiesto en la cartografía y es indicado en detalle en los capítulos de descripción regional, y en especial en el cap. 7.3.

Las (en general reducidas) dimensiones de los deslizamientos, su carácter superficial, y la continuidad de los aportes durante su desplazamiento ladera abajo están obviamente condicionados por la intensa compartimentación de la cuenca. De hecho, los deslizamientos mayores están generalmente asociados a los domos ácidos exógenos instalados en algunos sectores de la cuenca, o (hacia el techo de la secuencia) a momentos de relativa quietud por lo que se refiere a la actividad tectónica distensiva

que actuó a pulsaciones pero casi ininterrumpidamente en la cuenca siliciclástica paleozoica.

Finalmente, otra característica de la sedimentación siliciclástica directamente condicionada por las reducidas dimensiones de las estructuras implicadas es que la mayor parte de los materiales que se deslizan a lo largo de la paleopendiente están pobremente litificados, en parte porque el retrabajamiento de los materiales es muy intenso, y en parte porque al no existir una importante plataforma que permita el acúmulo de materiales la capacidad de almacenamiento de sedimentos de los pequeños horsts es rápidamente superada. Esto impide que los materiales siliciclásticos tengan en los horsts un tiempo de residencia mínimo que garantice su litificación previa a su posterior remoción. En otros sedimentos como las liditas las evidencias sedimentológicas indican que la litificación es mucho más precoz y, consecuentemente, es mucho más frecuente que se deslicen ladera abajo ya litificados.

Todas estas características de la sedimentación se traducen en una gran cantidad de tránsitos laterales de facies, tránsitos que han sido estudiados en gran detalle, en especial en el Sarrabus central y occidental donde las condiciones de trabajo han sido las idóneas para ello. De hecho, esta gran cantidad de tránsitos laterales de facies dificulta extraordinariamente la determinación de la potencia total de la secuencia vulcano-sedimentaria, e incluso imposibilita la determinación rigurosa de una columna litoestratigráfica tipo, ya que sería poco representativa del conjunto de la región.

Una de las principales conclusiones de nuestro trabajo, por lo que se refiere a la litoestratigrafía, es que determinadas situaciones paleogeográficas se repitieron varias veces a lo largo del Paleozoico en el Sarrabus, de modo que es absolutamente erróneo realizar atribuciones cronoestratigráficas en base a criterios de similitud litológica, y hay que recordar que ésta ha sido la pauta común de actuación previa en el sector, debido al escaso conocimiento de la estratigrafía y a las pocas localidades fosilíferas estudiadas.

Las características de la sedimentación han condicionado también la técnica de exposición de este trabajo, en la que se ha escogido una descripción inicial de las diferentes litologías implicadas, para posteriormente describir las sucesiones litoestratigráficas en sectores limitados, y finalmente concluir con un intento de correlación global teniendo en cuenta las dataciones paleontológicas fiables de que disponemos.

Una conclusión de carácter regional que hay que señalar al concluir este apartado es que el anticlinal y el sinclinal del Sarrabus, propuesto por TEICHMÜLLER (1931) y aceptado explícitamente por la práctica totalidad de los trabajos posteriores, no

existe. Este autor trazó una sección del Sarrabus en la transversal de Serra S'Illixi (Sarrabus Centrooccidental), donde como se verá (cap. 7.3.) en realidad lo que hay es una serie de horsts y grabens, principalmente de dirección E-O, con la sedimentación inestable a ellos asociada, que buza alternativamente hacia el norte y hacia el sur (véase la fig. 29).

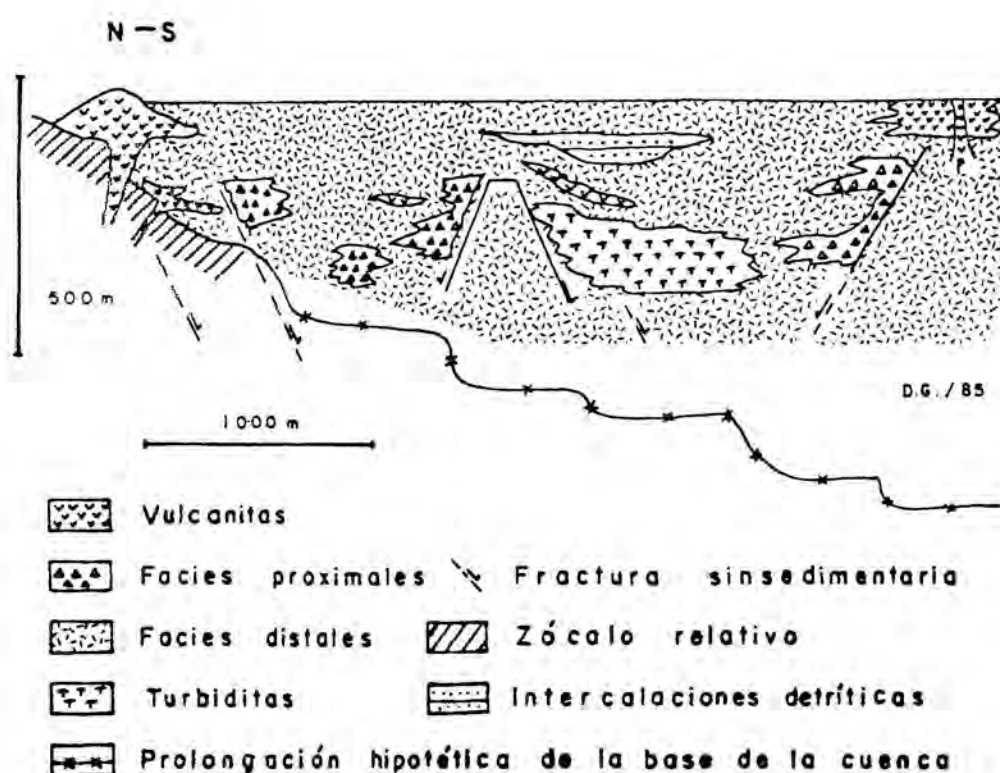


Fig. 29.- Sección esquemática muy simplificada de la cuenca paleozoica, inspirada en un sector del Sarrabus Centrooccidental; nótese la disposición de los materiales sedimentarios condicionada por la presencia de horsts y grabens (extraído de GIMENO, 1985).

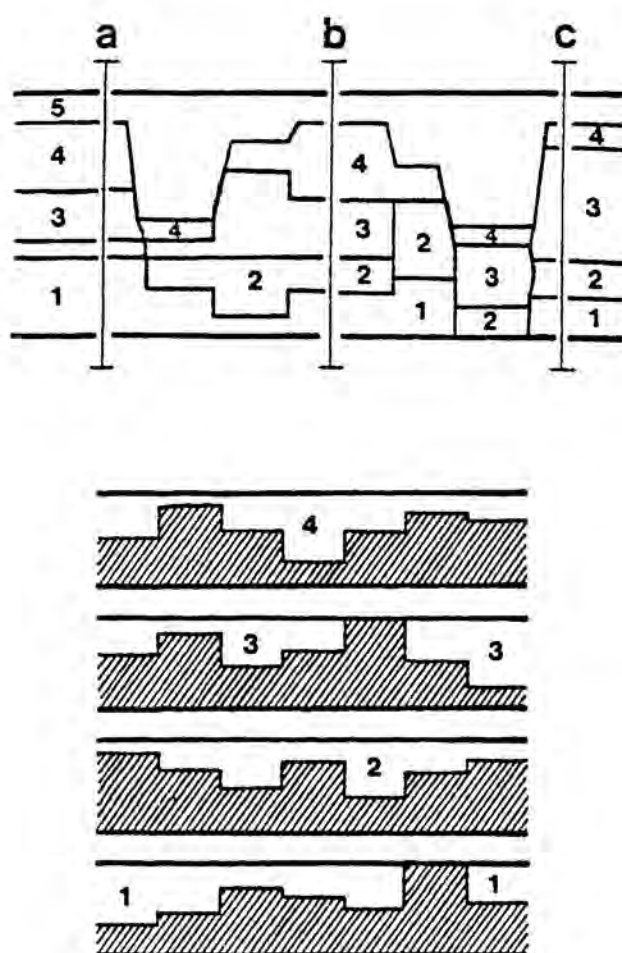


Fig. 30.- Esquema (en sección) de la evolución hipotética de una cuenca siliciclástica similar a la existente en el Sarrabus, controlada por un sistema de fracturas sinsedimentarias de zócalo, más o menos subverticales, que generan en superficie un paisaje caracterizado por horsts y grabens. Este paisaje se caracteriza por su variabilidad, pudiendo ser sustituidas las zonas de paleoaltos por zonas deprimidas.

En las secciones inferiores se muestra la situación del substrato relativo (rayas inclinadas) en el momento del depósito de los materiales 1,2,3 y 4. El esquema superior muestra cómo se alcanza un espesor similar de materiales en todos los sectores de la cuenca en el momento de formación del depósito 5 a pesar de la gran variabilidad de las potencias relativas preservadas de los materiales correspondientes a los depósitos 1,2,3 y 4.

Es obvio que un sistema de horsts y grabens puede ser geométricamente compatible con una cuenca subsidente de tipo sinclínorio, en la línea de lo propuesto para el Paleozoico del sector central de la isla de Cerdeña por MINZONI (1972, 1975) en sus trabajos iniciales. Pero esta no es la única solución posible, no es la que aflora del estudio detallado del Sarrabus, y probablemente no sea ni tan siquiera frecuente en este tipo de cuencas, a tenor de la información recogida en la bibliografía especializada.

La experiencia del Sarrabus demuestra que un sector que actúa como horst en un cierto momento de la evolución de la cuenca puede y suele actuar posteriormente como graben, debido al juego reiterado de las fracturas de zócalo. De este modo, es muy difícil que se conserven sucesiones litoestratigráficas completas, debido al intenso retrabajamiento de los materiales, y lo más normal es que la potencia final de la secuencia siliciclástica sea análoga en todos los sectores de la cuenca, tal como hemos intentado esquematizar en la fig. 30. De hecho, esta es la situación observada en otras cuencas con una evolución tectono-sedimentaria (e incluso metalogenética) similar como el Proterozoico (Carpentariense) del NE de Australia (AMADE 1986).

5.3.- Rocas siliciclásticas formando parte de depósitos turbidíticos confinados tectónicamente.

5.3.1.- Características generales. Interpretación de las turbiditas confinadas tectónicamente dentro del contexto regional. Conclusiones generales.

Las intercalaciones turbidíticas estudiadas en detalle dentro de este trabajo están ubicadas principalmente en el Sarrabus Central. Es evidente que existen otros términos litológicos originados por corrientes de turbidez en la región, especialmente en el sector situado al norte de nuestro estudio, y que las interpretaciones sedimentológicas a las que hemos llegado resultan incompletas desde un punto de vista regional. Además, dentro de nuestra misma área de actuación existen otros términos litológicos dentro de las rocas siliciclásticas relacionados con/o atribuibles a corrientes de turbidez.

Con todo, los datos disponibles en la actualidad nos permiten extraer algunas conclusiones:

- Las únicas turbiditas con los términos detríticos gruesos basales bien representados aparecen en una pocas localidades (Sur de Pala Manna, Oeste de Pranu Gattu Aresti, Rocca Arricelli, Este de Niccola Secci) del Sarrabus Central.

- Estas turbiditas presentan tránsitos laterales graduales, aunque relativamente abruptos, con los materiales siliciclásticos isócronos que las circundan. La cartografía de los materiales siliciclásticos permite distinguir con claridad que existe un claro control tectónico sinsedimentario de los depósitos, realizado por las fracturas de dirección noroeste-sureste. En algunos casos se llega a poder reconocer la existencia de fracturas sinsedimentarias subverticales en el interior de las turbiditas (fig. 31), fosilizadas por éstas.

- Los depósitos de turbiditas se han depositado en pequeñas cuencas creadas y obliteradas en un lapso de tiempo rápido por la acción de las citadas fracturas sinsedimentarias. La consecuencia geométrica de este hecho es que los depósitos de turbiditas son mucho más potentes que los términos siliciclásticos lateralmente equivalentes (véase los esquemas 4,6 y 7 de la fig. 189 en el cap. 7.3.).

- Dichos materiales siliciclásticos, y las turbiditas correspondientes a las zonas de margen de las pequeñas cuencas han sufrido erosión y retrabajamiento. Ello se manifiesta claramente en las rocas siliciclásticas en un incremento gradual hacia las turbiditas de la presencia de deslizamientos intrafor-



Fig. 31.- Fractura sinsedimentaria (flechas) en el interior de las turbiditas situadas al oeste de Pranu Gattu Arestì.

Fig. 32.- Turbiditas verticalizadas. Corresponde al sector contiguo al representado en la fig. 31 (oeste de Pranu Gattu Arestì). Nótese la variación con respecto a la fig. 31, donde están mejor representados los términos T a-c de la secuencia de Bouma.

nacionales, discordancias internas, irregularidad y desgajamiento de los niveles de areniscas intercalados en las facies pelíticas, etc.

- Dentro de las turbiditas, la erosión de los márgenes de las cuencas se manifiesta geométricamente en escala macroscópica mediante la existencia de discordancias angulares progresivas intraformacionales (sensu RIBA 1973). Estas discordancias son, no obstante, anorogénicas, ya que en principio están asociadas a actividad distensiva. Estas discordancias indican asimismo que la génesis de cada una de las microcuencas ocupadas por las turbiditas a pesar de ser un proceso rápido no se produjo unitariamente, sino mediante una actividad distensiva desarrollada en varias pulsaciones. Las microcuencas se fueron rellenando a medida que se creaban, análogamente a los grabens previamente comentados en las rocas siliciclásticas (véase cap. 5.2.).

- Finalmente, hay que señalar que aún siendo heterócronos, estos cuatro depósitos de turbiditas (incluido el de la base de Rocca Arricelli) aparecen concentrados hacia el techo de la secuencia siliciclástica estudiada en el Sarrabus. La secuencia siliciclástica del Sarrabus termina en todos los sectores estudiados con un claro predominio de las areniscas sobre las lutitas (unidades de Serra Is Luas, Serra Is Antìogus, Seddas de Pranu, etc.), invirtiendo la tendencia manifiesta en los materiales silúricos. Esta mayor disponibilidad de fracción arena en los sedimentos refleja sin duda un aporte detrítico en la escala regional y puede justificar la concentración de los depósitos turbidíticos hacia el techo de la sucesión siliciclástica. Es evidente que situaciones distensivas similares a las que han propiciado estos depósitos se habían producido con anterioridad, sin que se hayan conservado depósitos análogos de potencia y dimensiones comparables a estos cuatro. Los materiales suprayacentes aflorantes inmediatamente más al norte (la "Arenaria de S. Vito" de Calvino) confirman esta tendencia, cuanto menos en este sector del Sarrabus Central.

5.3.2.- Actividad tectónica sinsedimentaria: interpretación dentro del contexto regional.

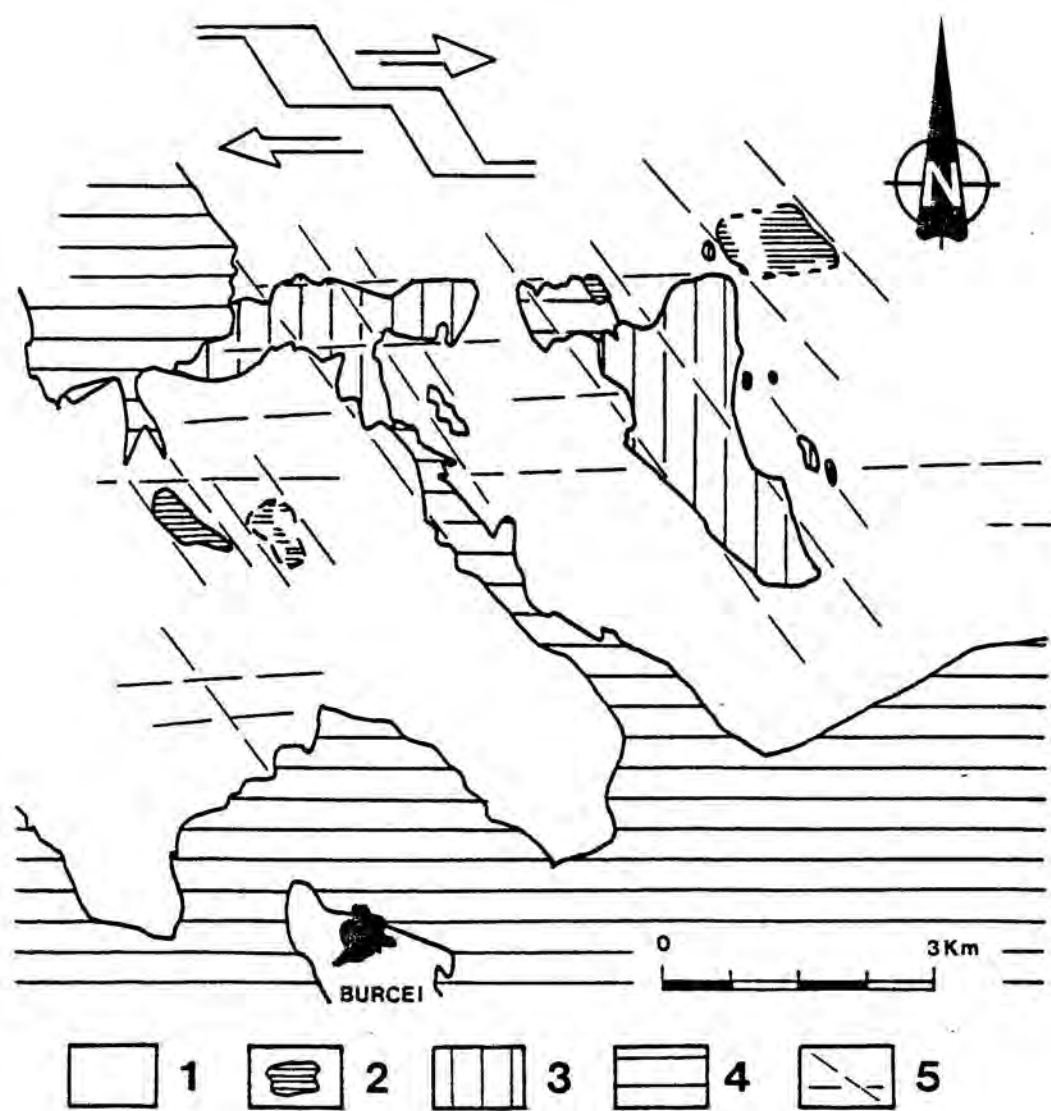
Aunque la interpretación del control tectónico sea en este caso sensiblemente más difícil que en el de los domos ácidos (menores dimensiones de los cuerpos implicados, peor distinción del contexto litológico) se pueden exponer algunas hipótesis dentro del contexto regional. Estas microcuencas parecen haber sido creadas y rellenadas en una situación tectónica análoga a la existente durante el emplazamiento de los domos ácidos del Sarrabus Oriental (véase la fig. 33 y más adelante el cap. 7.2.).

Esta interpretación coincide con la que se puede realizar para justificar el emplazamiento del domo de Rocca Arricelli y en parte, para los materiales siliciclásticos y las exhalitas de los alrededores (véase cap. 7.3.); cuanto menos en el caso de los materiales más modernos.

Esta coincidencia en la situación tectónica tiene implicaciones desde el punto de vista cronoestratigráfico: no debió existir un gran lapso de tiempo entre la creación de las cuencas y el emplazamiento de los domos, y en particular el emplazamiento del de Rocca Arricelli. Este domo debió emplazarse definitivamente algo después del depósito de las turbiditas de la base de Rocca Arricelli y más o menos simultáneamente o algo antes de las del sector situado al oeste de Niccola Secci. De hecho, los materiales siliciclásticos que fosilizan estas turbiditas muestran la influencia del emplazamiento del domo, e incluso incluyen pequeños cuerpos de rocas epiclásticas procedentes de la erosión parcial de éste o de pequeños domos asociados.

Fig. 33.- Situación de las microcuencas con rellenos de turbiditas del Sarrabus Central, e hipotética situación tectónica (esquema superior) en el momento de su formación.

Leyenda: 1/ Plataforma siliciclástica. 2/ Domos ácidos. 3/ Microcuencas rellenas de turbiditas. 4/ Granitoides tardihercínicos. 5/ Principales fracturas activas durante la sedimentación y el emplazamiento de los domos.



En conclusión, la situación tectónica existente confirma indirectamente las correlaciones litoestratigráficas efectuadas entre el sector central y oriental del Sarrabus, y la disposición de las microcuencas con turbiditas es un argumento a añadir al del carácter intrusivo de los domos en el sector oriental (véase cap. 7.2.) para justificar la inexactitud de la sucesión litoestratigráfica clásicamente aceptada desde los trabajos de Calvino en el Sarrabus, ya que dichas cuencas aparecen tanto en lo que él consideró "Arenaria de S. Vito" como en los materiales situados al sur de ella atribuibles al Silúrico Superior y/o el Devónico.

5.4. Rocas epiclásticas.

5.4.1. Características generales.

Un tipo particular de rocas siliciclásticas de especial interés en el Paleozoico del Sarrabus es el constituido por las rocas epiclásticas de granulometría gruesa. Si estudiásemos sistemáticamente las características petrográficas de las rocas siliciclásticas del Sarrabus, una gran cantidad de ellas podrían ser clasificadas como rocas epiclásticas., y ser incluidas en este apartado (fig. 34).

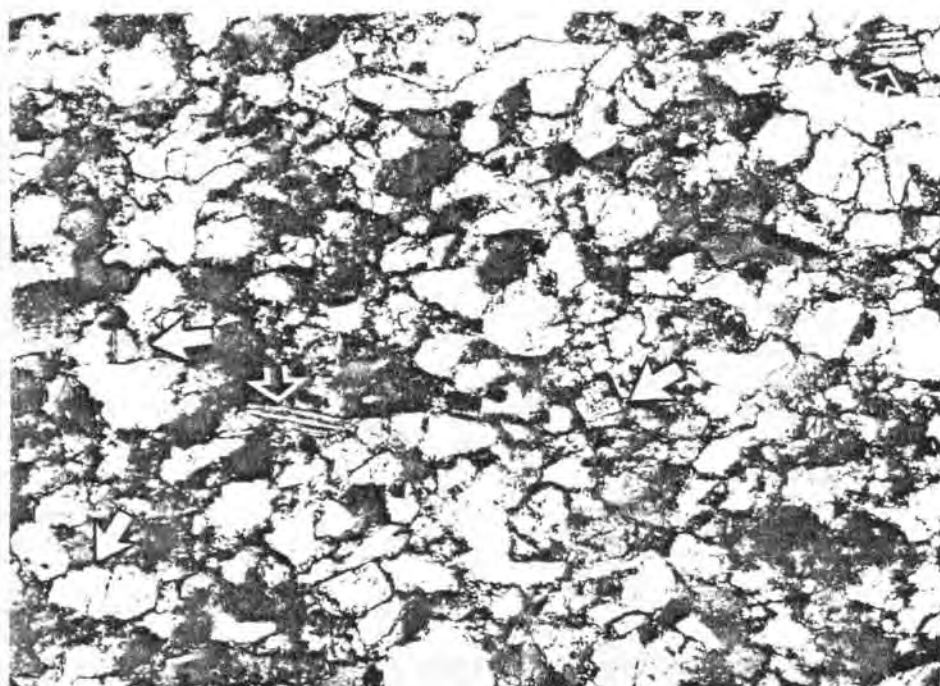


Fig. 34.- Ejemplo de la riqueza en plagioclasas sódicas (flechas) y clastos de cuarzo de claro origen volcánico en las rocas siliciclásticas de granulometría fina. Lámina delgada GD-715 (sector de Cuili Isca S'Arena, Sarrabus Occidental), nicoles cruzados.

Sin embargo, la experiencia del trabajo llevado a cabo nos lleva a omitir esta clasificación, ya que parece poco útil de cara a la reconstrucción paleogeográfica (las evidencias de la interacción del volcanismo con la sedimentación han podido ser directamente estudiadas con otros criterios más fiables). Por otra parte, la extrema variabilidad lateral de los materiales siliciclásticos estudiados, y la frecuente presencia de movimientos en masa a lo largo de paleotaludes requeriría un muestreo muy extenso y sistemático de este tipo de rocas para llevar a cabo una clasificación petrográfica fiable de las rocas siliciclásticas de granulometría fina.

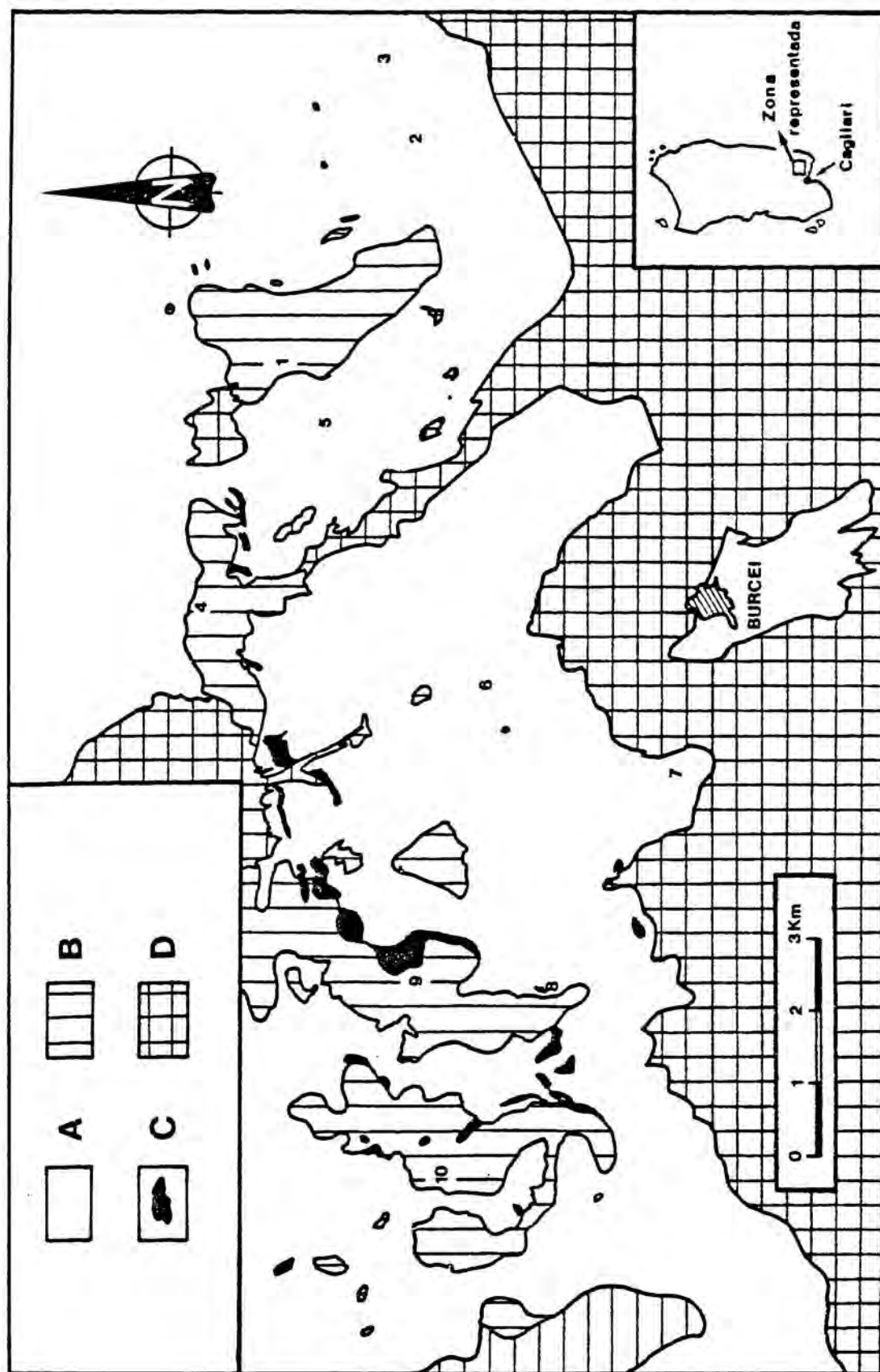
Por el contrario, las rocas epiclásticas de granulometría gruesa son fácilmente identificables y la experiencia demuestra que marcan muy bien cronológica y espacialmente la existencia de volcanismo activo sinsedimentario.

Por lo que se refiere al primer aspecto, la precisión cronológica de la información que ofrecen estas intercalaciones epiclásticas ya fue comentada en el capítulo 5.2.3.2.; hay que matizar que no consideraremos aquí las rocas siliciclásticas con bloques y fragmentos aislados de rocas volcánicas, ya sucintamente descritas en el citado capítulo, restringiéndonos a las intercalaciones epiclásticas más consistentes en las que la totalidad o la gran mayoría del volumen de materiales sedimentarios está constituida por fragmentos epiclásticos granulométricamente correspondientes a la fracción arena o mayor. Con todo, hay que indicar que la relación cronológica entre los depósitos epiclásticos de granulometría gruesa y la irrupción de domos ácidos de dimensiones kilométricas en el fondo marino también se cumple, tal como será descrito en detalle más adelante (caps. 6.2., y 7.1. al 7.5.).

Fig. 35.- Distribución de los principales afloramientos de rocas epiclásticas en el Sarrabus Central y Occidental. Nótese la directa relación espacial con los domos exógenos.

Leyenda: A/ Materiales de la plataforma siliciclástica paleozoica. B/ Domos ácidos y rocas volcánicas asociadas. C/ Rocas epiclásticas (conglomerados y areniscas de grano grueso. D/ Granitoides tardotectónicos hercínicos.

Localidades: 1/ Rocca Arriceli. 2/ Bruncu Moddizzi. 3/ Confluencia de los ríos Minderrri-Ollastu. 4/ Bruncu Adamu. 5/ Serra Is Carradoris. 6/ Serra Milleddu. 7/ Genna Manuga. 8/ Punta Serpeddi. 9/ Bruncu Mauru Lecca. 10/ Monte Tronu.



La asociación espacial entre los clastos de rocas volcánicas y el área fuente también fue señalada en el capítulo 5.2.3.2.; en el caso de los depósitos epiclásticos aún es más marcada, tal como ha sido representado en la fig. 35, correspondiente al Sarrabus Central y Occidental, donde estas intercalaciones han podido ser estudiadas con mayor detalle. En dicha figura las intercalaciones epiclásticas aparecen sistemáticamente adosadas a los grandes domos ácidos que han podido ser reconocidos en la cuenca o en sus inmediaciones, excepto en el caso de los afloramientos del sector situado al oeste de Serra Milleddu (Sarrabus Centrooccidental). En este sector existen numerosos afloramientos de diques y pequeños stocks ácidos (véase más adelante la fig. 185), motivo por el que se puede considerar que los depósitos epiclásticos de este sector se han generado de un modo análogo al anterior.

Podemos concluir por lo tanto que en líneas generales las intercalaciones epiclásticas son extraordinariamente proximales respecto a sus áreas fuente; éstas se pueden reconocer perfectamente tanto por la disposición geográfica de los depósitos epiclásticos como por los sentidos de paleoaportes reconocidos en los sedimentos; en los apartados de descripción regional (cap. 7.1. a 7.5.) ofreceremos diferentes ejemplos de la reconstrucción de los procesos de génesis de los cuerpos de rocas epiclásticas a partir de la presencia y erosión de los domos ácidos en el fondo marino.

La composición de las rocas epiclásticas estudiadas indica que el área fuente de éstas era un vulcanismo ácido bien desarrollado. La presencia de fragmentos de rocas básicas en los sedimentos siliciclásticos es muy escasa y está muy restringida arealmente. Estas rocas básicas son fragmentos de basaltos alcalinos y serán comentadas en el cap. 6.8..

Por lo que se refiere a las epiclastitas ácidas, el carácter proximal de los depósitos y la existencia de diferentes niveles en el seno de la secuencia siliciclástica (con análogas características) asociadas a diferentes episodios volcánicos sugieren de entrada una simultaneidad entre el vulcanismo y la génesis de estas rocas. De haberse producido estos depósitos como consecuencia de la denudación intensa de un relieve volcánico (por ej., en medio continental) lo lógico sería hallar estos depósitos con una gran continuidad y tapizando importantes extensiones de terreno, con lo que frecuentemente aparecerían en lugares bastante distales respecto a las presumibles áreas fuentes. La existencia de abundantes clastos originados por procesos hialoclasticos (como será detalladamente descrito en el cap. 6.3.) y de litofacies características de interacción entre magmas ácidos y los sedimentos que contienen las intercalaciones epiclásticas (cap. 6.2.) son otros criterios adicionales de gran importancia, añadir a los puramente estratigráficos para señalar que los

depósitos epiclásticos del Paleozoico del Sarrabus no se han producido como consecuencia de una denudación tardía de domos ácidos, sino simultáneamente al emplazamiento de éstos.

5.4.2. Tipos de rocas epiclásticas reconocidas.

El trabajo desarrollado ha permitido distinguir dos tipos principales de rocas epiclásticas, distinguibles en una primera apreciación como facies conglomeráticas y facies de areniscas gruesas.

5.4.2.1. Facies conglomeráticas.

5.4.2.1.1.- Descriptiva.

En el primer tipo destaca la existencia de clastos de granulometría gruesa (gravas) y morfología variable entre esférica y elipsoidal (fig. 36), de origen claramente epiclástico (fragmentos de rocas ígneas ácidas reconocibles a simple vista) flotando en una matriz constituida principalmente por fango lutítico y fragmentos de dimensiones menores entre los que podemos señalar tanto la aparente existencia de fragmentos de intraclastos siliciclásticos de grano fino (en ocasiones difícilmente distinguibles del fango lutítico) de morfología más o menos tabular y angular, como la existencia de otros clastos de morfología similar, muy alterados y que destacan por presentar una intensa impregnación ferruginosa. Las dimensiones de estos dos últimos tipos de clastos varían entre unos pocos milímetros y unos 5-10 cm. de dimensión mayor, predominando los de 1-3 cm.

El depósito se caracteriza por su carácter masivo, desordenado, sin ningún tipo de clasificación interna o gradación. Aunque en general estas facies conglomeráticas son del tipo "matrix supported", presenta localmente facies con mayor abundancia de fragmentos epiclásticos llegando a ser "clast supported"; hay que matizar que en esta clasificación consideramos los intraclastos siliciclásticos como parte de la matriz, tal como ha sido indicado más arriba. La morfología de estos cuerpos conglomeráticos es claramente lenticular, presentando secciones variables entre unas decenas y unos centenares de metros de longitud, y unos metros y unas pocas decenas de metros (en general no más de dos) de potencia total.

Estos cuerpos conglomeráticos aparecen en general aislados en el seno de los materiales siliciclásticos finos, presentando un contacto general neto (pero no necesariamente erosivo) con ellos. Por lo que se refiere a la proximalidad respecto al

cuerpo ígneo del que proceden los clastos mayores, aparecen en sus inmediaciones (en general a lo sumo alejados unos pocos centenares de metros), pero raramente están adosados a ellos a diferencia de las facies de areniscas epiclásticas que comentaremos en el cap. 5.4.2.2.



Fig. 36.- Rocas epiclásticas en facies conglomeráticas. Nótese el carácter subanguloso-subredondeado de los clastos de rocas volcánicas ácidas (algunos han sido resaltados con flechas blancas), el elevado tamaño de alguno de los clastos (por ej., el que sujeta el martillo) y el carácter masivo y desorganizado del depósito.

Los clastos mayores son fragmentos líticos, en general riolitas muy vítreas, frecuentemente alteradas hidrotermalmente y que raramente muestran evidencias de estructuras de flujo magmático. En ocasiones contienen mineralizaciones del sulfuroso (pirita, calcopirita, etc.), en general muy alterados; estos sulfuros suelen aparecer en forma de cuerpos xenomorfos, de uno o

varios mm de dimensión mayor, en el seno de facies vitrofíricas. En muchos casos los clastos riolíticos mayores que aparecen alterados muestran una corteza plurilaminar fácilmente exfoliable, de hasta 1-2 cm de espesor de características composicionales análogas a las de los fragmentos menores ferruginosos descritos en la matriz; este tipo de cortezas aparecen en uno u otro clasto en la práctica totalidad de los afloramientos.

En otras ocasiones únicamente se ha preservado en los clastos más alterados esta corteza plurilaminar y un envoltorio interno de dicha corteza, fundamentalmente silíceo, de unos 2-4 cm de espesor, mientras que en el interior del clasto hallamos una estructura de tipo box-work con cavidades de varios cm de diámetro.

En estas cavidades también son frecuentes los depósitos y concreciones silíceo-ferruginosos, laminares, muy porosos y pobremente consolidados. Este tipo de clastos con núcleo en box-work son muy abundantes en algunos afloramientos como por ej. en las secciones que ofrece la pista de tierra que conduce de Burcei a Tuviois, en el sector situado al oeste de Serra Milledu, y pueden hacer pensar si se realiza un estudio somero que se trata de una litofacies nodular en lugar de conglomerática. Sin embargo, el estudio detallado del contacto entre estos clastos y la matriz, y el reconocimiento de numerosos clastos en diferentes estados de alteración, desde los masivos a los que presentan texturas de tipo box-work permiten excluir rotundamente que se trate de una facies nodular diferenciada de la conglomerática.

Finalmente, una última característica digna de mención en estos depósitos es la existencia de una importante diseminación de óxidos de Fe, principalmente desarrollada a favor de una densa red de fracturillas que forman un stockwork desordenado (sin direcciones preferenciales) en el seno de la matriz, y dan al depósito unos tonos rojizos característicos en la mayor parte de los casos. Esta circulación de hierro es claramente tardía respecto al depósito sedimentario, y todo parece indicar que se trata de un producto de la diagénesis, restringido a estos niveles conglomeráticos.

5.4.2.1.2.- Posible origen de la litofacies conglomerática.

El carácter masivo y desorganizado del depósito, sus dimensiones, su heterometría (y dentro de ésta, la presencia de clastos gruesos que indican una elevada competencia) y la presencia de una matriz intersticial, en parte lutítica, son factores que abogan por un origen a partir de un proceso de tipo debris-flow como origen de estos materiales. El carácter subangular, y en líneas generales la baja elaboración de los clastos mayores sugiere también que un mecanismo de tipo debris-flow o

mass-flow podría haber originado un depósito similar. Igualmente, la relativa movilidad de estos materiales, dentro de su proximidad al área fuente (no aparecen casi nunca asociados a los domos, a diferencia de los depósitos de areniscas epiclásticas) encaja bastante bien con un depósito de tipo debris-flow.

En condiciones subaéreas, este tipo de depósitos, formados por avalanchas de clastos de rocas volcánicas de tamaño grava o mayor, dentro de una matriz lutítica no excesivamente voluminosa pero lubricada por la abundante presencia de agua, suelen ser originados en zonas marginales de los aparatos volcánicos en relación con los momentos de actividad volcánica (crecimiento de domos asociado a sismicidad, emisión de ignimbritas dirigidas, etc.), en concreto en laderas con desniveles bastante importantes, y los depósitos originados suelen ser denominados lahares.

En el caso de los depósitos conglomeráticos del Paleozoico del Sarrabus se cumplen casi todas estas condiciones: márgenes de los domos, matriz adecuada, y por descontado, disponibilidad de agua, ya que el medio era subacuático (véase cap. 5.2.). El único factor no confirmado es la presencia de actividad volcánica directamente relacionada con la génesis de estos depósitos.

Hasta cierto punto, esta actividad volcánica simultánea ha sido demostrada, ya que los depósitos de debris-flow con un componente minoritario de fragmentos epiclásticos descritos en el cap. 5.2.3.2. no son sino litofacies similares a la descrita con una menor representación de fragmentos de rocas ácidas.

En el caso de los conglomerados epiclásticos existe un criterio adicional para demostrar que su origen está directamente relacionado con la actividad volcánica. El grado de redondeamiento alcanzado por los clastos riolíticos de dimensiones mayores es muy considerable, si tenemos en cuenta que los recorridos máximos de estos clastos no exceden unos pocos centenares de metros, y que de las características sedimentológicas del depósito parece deducirse que el transporte se desarrolló flotando en una matriz lubricada, es decir, en un medio en el que la abrasión de los clastos debió ser mínima. Por otra parte, hay que señalar que la enigmática presencia de las cortezas plurilaminares en los clastos mayores tampoco tiene una explicación fácil desde el punto de vista sedimentológico. Finalmente, la importante acumulación de fragmentos de rocas volcánicas en estos depósitos debe tener algún tipo de explicación.

Creemos haber encontrado la explicación de todas estas peculiaridades del depósito estudiando el tramo apical de toda una serie de diques ácidos emplazados en condiciones muy someras. Un ejemplo de estos tramos apicales, excelente y de fácil accesibilidad es el que se observa en la margen sur del Río Ollastu, junto al vado que sigue la pista de tierra que conduce a Miniera Tacconis desde la localidad de Cantoniera de Monte Acuto

(al NO de Nuraghe S'Arcilloni, Sarrabus Centrooriental), motivo por el que lo ofrecemos como ejemplo de referencia.

En este sector afloran sobre la pista diferentes diques ácidos subverticales, de un color gris claro, y de un espesor del orden de uno a varios metros. Estos diques muestran un carácter masivo, más o menos compacto, pero en su tramo superior presentan una incipiente fracturación subvertical, con un espaciado entre fracturas del orden de 15-30 cm, y otro sistema de fracturación más o menos subhorizontal, paralelo a los sedimentos, y en general mucho menos regular pero más denso que el anterior (véase la fig. 37).

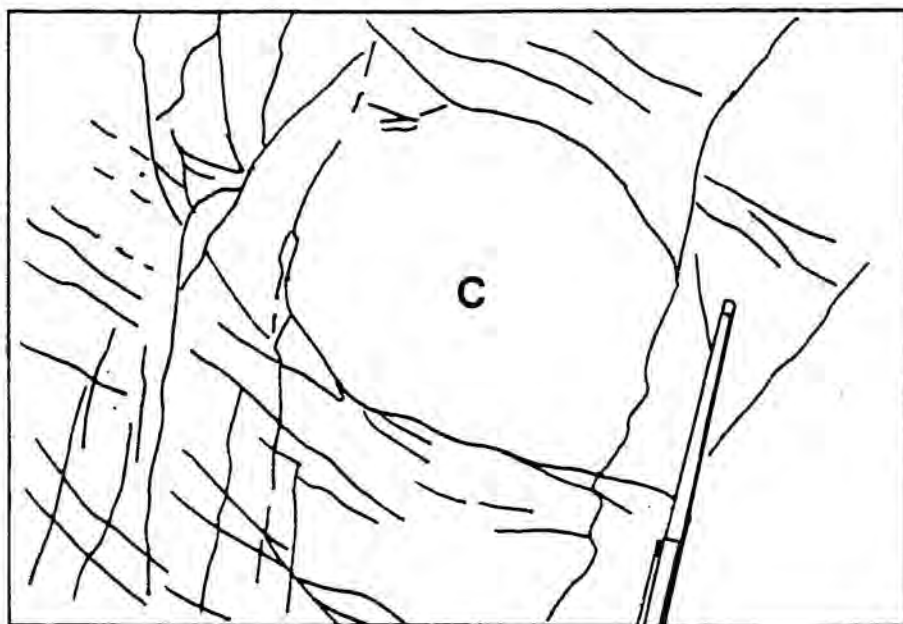


Fig. 37.- Detalle del desarrollo de la fracturación en el tramo superior de un dique ácido. Nótese la existencia de dos sistemas más o menos ortogonales de fracturas, y el desarrollo incipiente de una disyunción de tipo bolar en el dique ("C" es el clasto subredondeado originado por la combinación de las fracturas y la alteración hidrotermal). Esquema delineado sobre una fotografía. Localidad: vertiente sur del río Oliastu, sección en la pista de tierra que conduce de Cantoniera Monte Acuto a Tacconis a la altura del vado del río Oliastu (NO de Nuraghe S'Arcilloni, Sarrabus Centrooriental).

En realidad, existe otro sistema de grietas y fracturas ortogonal a los dos precedentes y paralelo al plano de afloramiento. El dique tiene una apariencia exterior más o menos vitrofírica, sin que se puedan distinguir fenocristales a simple vista. Además está intensamente mineralizado en sulfuros (principalmente pirita), que aparecen finamente diseminados. El dique y los sulfuros han sufrido los efectos de una intensa alteración superficial, lo que hace que existan eflorescencias de azufre y precipitados de sulfatos y óxidos de Fe en los planos de fractura.

En conjunto, muchos sectores de la roca muestran una disyunción bolar incipiente, que se manifiesta rápidamente cuando se la golpea con el martillo, y los fragmentos de roca que ocupan los espacios entre las bolas se disgregan con facilidad. Los fragmentos bolares desprendidos con el martillo tienen un carácter subangular-subredondeado (fig. 37), y su superficie presenta una serie de pátinas en piel de cebolla, que saltan con facilidad al ser golpeadas.

A nuestro entender, esta litofacies apical del dique, pobremente cristalina, muy silíceo, intensamente mineralizada y muy alterada hidrotermalmente es un área fuente potencial de clastos análogos a los que encontramos en las facies conglomeráticas. Consecuentemente las facies conglomeráticas epiclásticas del Sarrabus procederían de la desintegración de los sectores apicales de diques ácidos (o más probablemente de domos) ya profundamente alterados hidrotermalmente, en el momento de su emersión sobre el fondo marino. Este modelo genético explica la irrupción puntual de un volumen considerable de material epiclástico de granulometría gruesa en el ambiente sedimentario, las características morfológicas y composicionales de los clastos e incluso en buena medida la naturaleza y génesis de la matriz que sustenta a los clastos mayores.

Además, explica la abundante presencia de clastos alterados hidrotermalmente, que coexisten con otros que no lo están. Al explicar la existencia de sulfuros de hierro en el depósito, explica igualmente porqué durante la removilización diagénica aparece el Fe concentrado preferencialmente en éste, e incluso quizás en parte el desarrollo o la acentuación de las texturas de tipo box-work en el interior de los clastos.

Por tanto, los depósitos de tipo debris-flow ricos en material epiclástico tendrían relación directa con un episodio de actividad volcánica (crecimiento y emersión del domo) y pueden ser considerados como los equivalentes subacuáticos de los lahares subaéreos. Este tipo de depósitos se formaría únicamente a expensas de material profundamente alterado hidrotermalmente, y con una disyunción bolar más o menos manifiesta, lo que explicaría que sean relativamente escasos en comparación con los

areniscas epiclásticas, y que cuando coexistan en una misma secuencia local en general se formen primeramente las facies conglomeráticas, y con posterioridad (cuando ya han sido rápidamente eliminados los materiales alterados del sector apical del domo) los depósitos de areniscas epiclásticas, a expensas de las facies riolíticas más cristalinas de los domos (véase más adelante, caps. 5.4.2.2.2. y 6.3.).

5.4.2.2.- Areniscas epiclásticas.

5.4.2.2.1.- Características sedimentológicas.

La entidad de los depósitos de areniscas epiclásticas es muy variable, oscilando entre unas hiladas de potencia centimétrica y continuidad métrica inmersas en el seno de las rocas siliciclásticas finas y paquetes de más de un centenar de metros de potencia y más de un Km de extensión lateral. Hay que matizar que en este último caso la extensión de los depósitos paralelamente a la dirección de aporte no suele sobrepasar los 500 m en el mejor de los casos, y que la dimensión máxima corresponde a la zona de contacto con los domos ácidos que suministran el material epiclastico (véase fig. 35). En consecuencia, la dimensión máxima de los depósitos es perpendicular al sentido de aporte de los materiales.

La morfología de los cuerpos más consistentes de estas areniscas epiclásticas muestra claramente un acuñamiento importante, con una rápida reducción del orden de 5 o más veces de la potencia total desde el sector más distal respecto a los domos ácidos hasta el más próximo a éstos. Esta reducción de potencia es patente tanto a la escala global del afloramiento como, dentro de éste, considerando los niveles individualmente (véase fig. 38), y ha de ser necesariamente interpretado como el reflejo de un paleorrelieve marcado (véase el cap. 7.1.).

El depósito está estructurado macroscópicamente en paquetes subparalelos de potencia variable entre unos 3-4 m y varias decenas de m; en las inmediaciones del contacto con los domos ácidos estos niveles son evidentemente de más difícil distinción y de menor potencia; hay que destacar que en general no han podido distinguirse fracturas lítricas y deslizamientos análogos a los descritos en el caso de las rocas siliciclásticas. Los niveles muestran una estructura interna que puede variar entre un carácter inequívocamente masivo a una clara estratificación cruzada curva de escala decimétrica-métrica, en ocasiones muy resaltada por la concentración de minerales pesados de color oscuro en algunas de las láminas (la estratificación cruzada parece ser más frecuente en los sectores de los cuerpos sedimentarios menos potentes y más próximos a los domos ácidos).

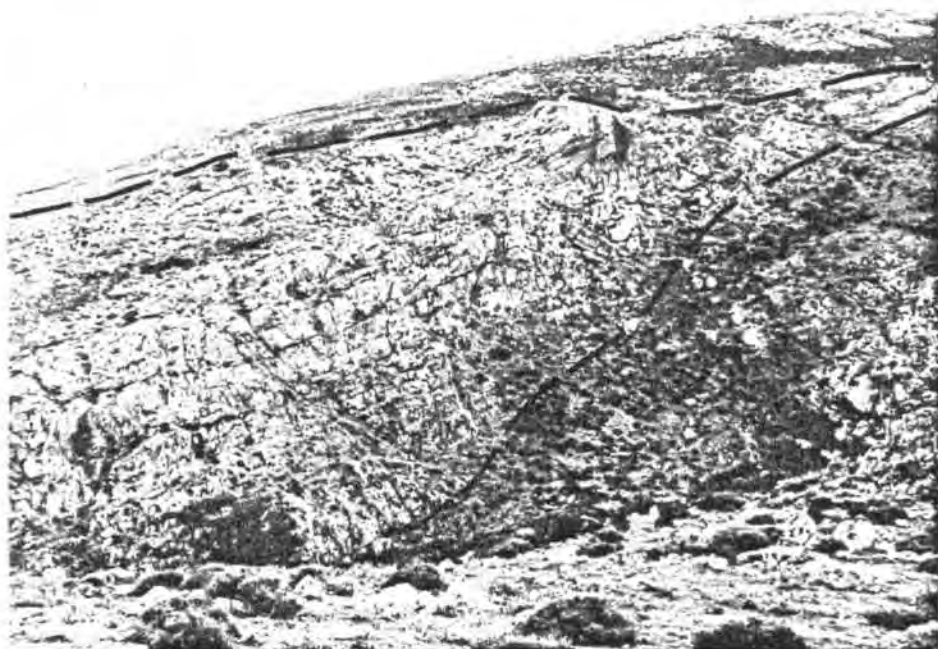


Fig. 38.- Importante acumulación de areniscas epiclásticas en la vertiente este de Bruncu Mauru Lecca (Sarrabus Occidental). Nótese el gradual acúñamiento de izda. a derecha de la figura, al aproximarse al domo ácido del que proceden los materiales epiclásticos.

El depósito muestra un color claro, y está constituido en buena medida por granos de cuarzo de apariencia redondeada (véase el cap. 5.4.2.2.2.), al menos macroscópicamente, de 2-6 mm de diámetro, y en líneas generales está bien cementado por una pasta de fondo igualmente clara. Normalmente se puede distinguir los granos de cuarzo individuales, separados por la citada pasta, y localmente puede observarse la existencia de porosidad original entre los citados clastos, con cavidades de dimensiones milimétricas a lo sumo. En conjunto, la roca tiene una apariencia de microconglomerado, o de arenisca blancuzca de grano grueso, en algunos casos bastante similar a la "cuarcita armoricana" del Macizo Ibérico.

En algunos raros casos esta arenisca de grano grueso contiene clastos subangulosos-subredondeados de dimensiones

mayores, llegando hasta los 10-20 cm de dimensiones máximas. Estos clastos mayores aparecen aislados en medio del microconglomerado y están constituidos por cuarzo lácteo macrocristalino de claro origen hidrotermal. Suelen aparecer en las proximidades de zonas en las que tanto los domos ácidos como los materiales siliciclásticos acompañantes contienen abundantes filones de cuarzo (por ej., en los afloramientos de la vertiente norte de Riu Tana Margiani, Sarrabus Noroccidental; véase cap. 7.4.). Este hecho ha de interpretarse como una confirmación adicional de la existencia de alteración hidrotermal y silicificación sincrónica al emplazamiento de los domos ácidos.

Algunos ejemplos concretos de estas areniscas (o microconglomerados) epiclásticos serán comentados en detalle en los capítulos de descripción regional. Para concluir este apartado recordaremos únicamente que a diferencia de las facies conglomeráticas descritas en el cap. 5.4.2.1. se trata de depósitos caracterizados por presentar una cierta estructura (niveles bien estratificados, existencia de laminación, etc.) y con una moderada clasificación, por lo menos macroscópicamente; estas características apuntan hacia un retrabajamiento, más o menos importante según los casos, en el medio sedimentario, retrabajamiento que prácticamente no existió en las facies conglomeráticas.

Podemos adelantar además que la importancia de los depósitos (potencia, continuidad, etc.) está directamente condicionada por la distribución de los domos ácidos aflorantes, e indirectamente por la tectónica activa sinsedimentaria (ya que los domos sufren la influencia de ésta). Los depósitos más consistentes están relacionados directamente con una importante actividad de las fracturas sinsedimentarias y sincrónicas con el volcanismo (véase cap. 7.1.) mientras que las hiladas discontinuas, difícilmente distinguibles en el seno de los materiales siliciclásticos aparecen en aquellos sectores en los que apenas afloraron (y discontinuamente) los domos ácidos sobre el fondo marino (véase cap. 7.3.), lo que provocó que el aporte de materiales epiclásticos fuera mínimo.

5.4.2.2.2.- Características petrográficas.

Análogamente a lo visto en las características sedimentológicas, desde el punto de vista petrográfico existen notables diferencias entre las rocas epiclásticas. La diferencia más notable es la amplia variación en el contenido en matriz arcillosa, que hace que se encuentren todos los términos entre las grauwackas ricas en matriz y las areniscas (véase figs. 39, 40, 41 y 42). Por lo que se refiere a estas últimas, pueden ser clasificadas (empleando la clasificación de FOLK, 1974) en

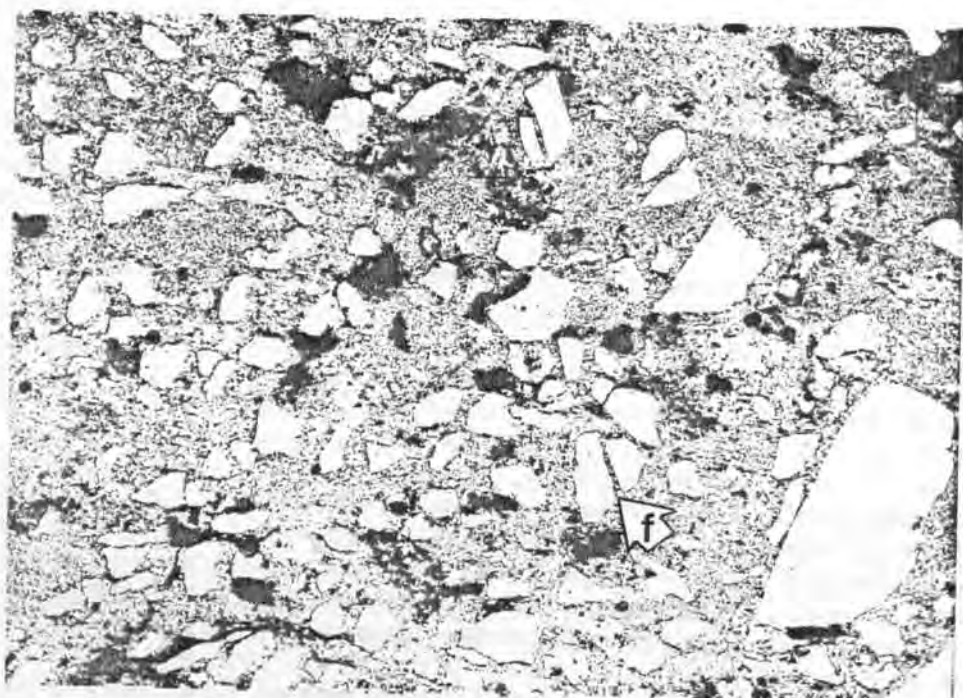
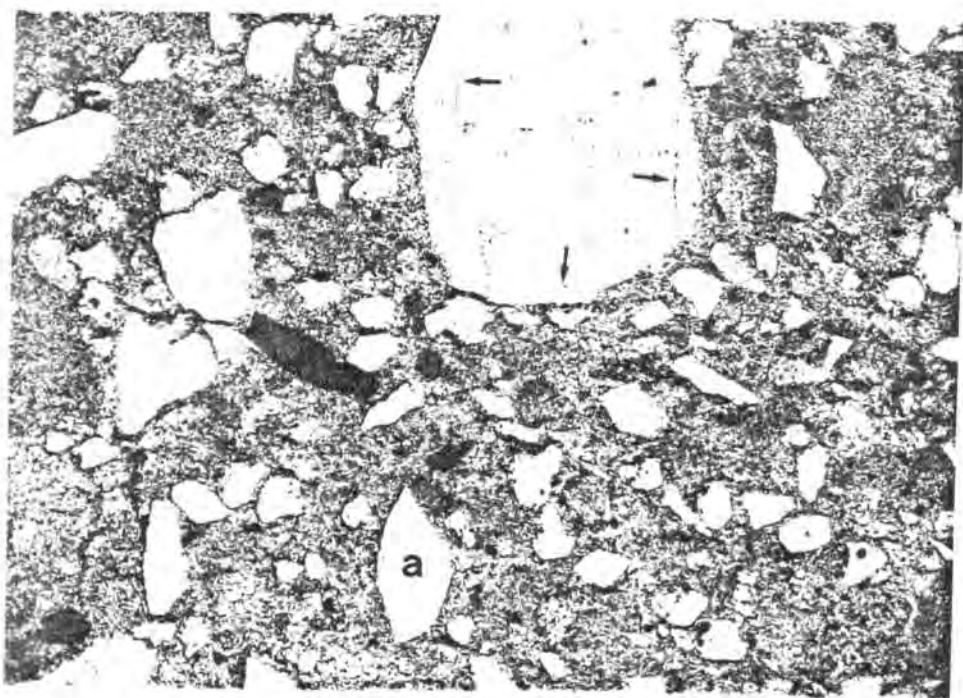


Fig. 39.- Grauwacka en la que destaca la presencia de fragmentos monocristalinos angulosos de cristales de cuarzo (por ej., "a"). Nótese la existencia de fracturas en los sectores periféricos del clasto de mayores dimensiones (flechas) que sugieren que la existencia de fenómenos de "descascarillado" ha contribuido a producir el carácter subredondeado-subanguloso de los clastos de mayores dimensiones, y que estos clastos pueden ser en parte el origen de los clastos angulosos más pequeños. A resaltar también la abundancia de la matriz arcillosa. Lámina delgada, muestra GD-416 b, luz paralela.

Fig. 40.- Cuarzowacka, en cuya matriz resalta la existencia de concentraciones de óxidos (tonos más oscuros). Nótese la existencia de algunos clastos de pequeñas dimensiones reconstruibles a partir de sus fragmentos angulosos (flecha con la "f"). Lámina delgada, muestra GD-416, luz paralela.

general como subarcosas y arcosas líticas, aunque también hemos hallado cuarzoarenitas y litarenitas feldespáticas. En las grauwackas predomina ampliamente el cuarzo (cuarzowackas), y a continuación los feldespatos potásicos (grauwackas feldespáticas), siendo mucho menos abundantes los fragmentos riolíticos.

Las grauwackas se caracterizan en la mayor parte de los casos por una gran abundancia de matriz microcristalina, aunque ya se ha indicado que prácticamente se pueden reconocer todos los términos hasta las areniscas. Por lo que concierne a los clastos, el predominio del cuarzo es absoluto; en general se trata de fragmentos de cuarzo monocristalino. La clasificación es muy pobre, tanto por la abundancia de la matriz como por la existencia de una marcada heterometría de los clastos, con dos poblaciones de cuarzo claramente diferenciadas. La predominante está constituida por fragmentos pequeños de morfología más o menos elongada, y en general muy angulosos (figs. 39, 40 y 41); en líneas generales, tanto los fragmentos líticos como el resto de los clastos presentes en la roca presentan dimensiones análogas a las de esta población de cuarzos. Los clastos de cuarzo de tamaño mayor son mucho más escasos y en general muestran unos bordes más o menos redondeados (figs. 39 y 41).

El carácter extremadamente anguloso de los fragmentos de cristales de cuarzo de tamaño menor indica que el transporte y elaboración de estos clastos ha sido mínima. Un carácter morfológico muy destacable de estos clastos es que no tan sólo presentan bordes muy angulosos, sino que en muchos de ellos coexisten

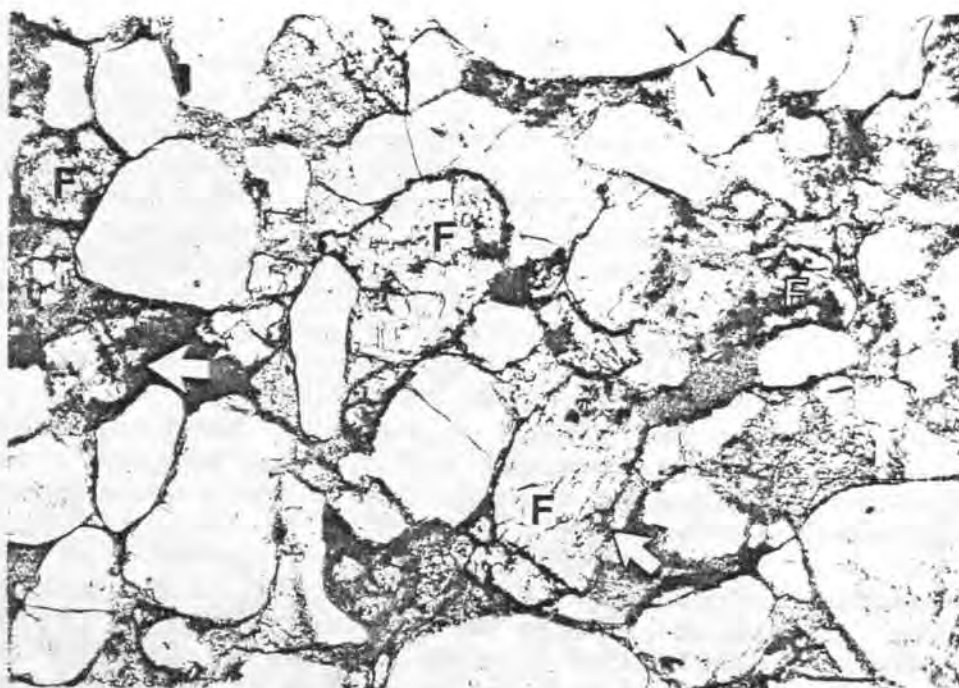
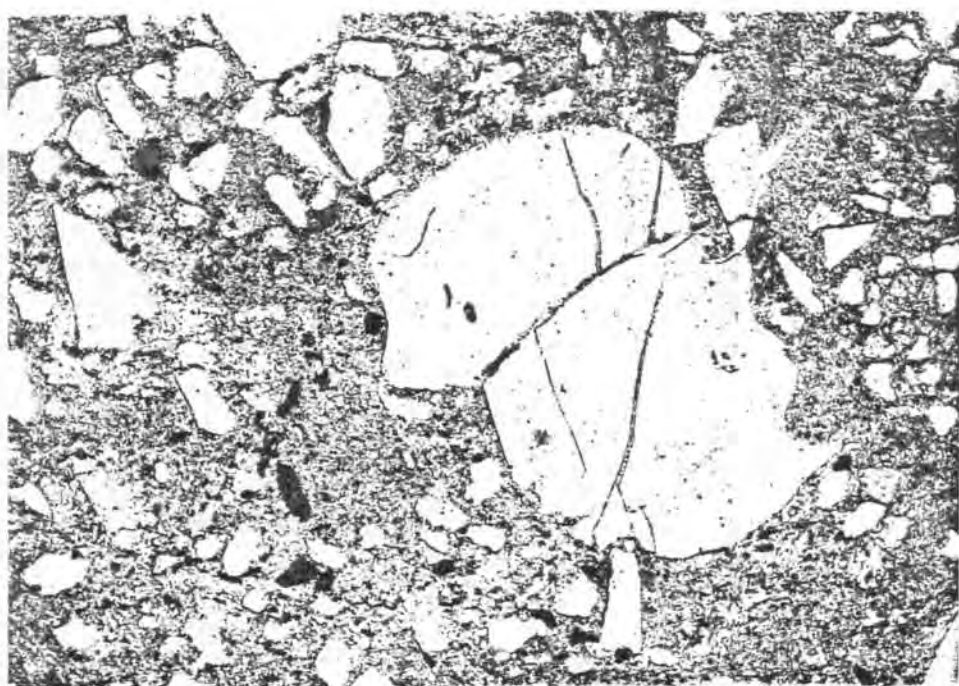


Fig. 41.- Grauwacka en la que destaca un fragmento de cuarzo de dimensiones mucho mayores a las del resto, que presenta diferentes fracturas que los subdividen en fragmentos angulosos. Las cavidades existentes entre los diferentes fragmentos están ocupadas por la matriz arcillosa de la pasta de fondo. Este fragmento posiblemente procede de un fenocristal de cuarzo de las riolitas de los márgenes del domo ácido situado en las inmediaciones del episodio epiclástico. Lámina delgada, muestra GD-416 b, luz paralela.

Fig. 42.- Arcosa lítica. Nótese la naturaleza "clast supported" de la textura, la abundancia de feldespatos ("F"), principalmente plagioclasas muy alteradas, y la existencia de corrosiones y depósitos de óxidos en las superficies de los feldespatos (flechas blancas). Los clastos de cuarzo presentan unos contactos mutuos poco interpenetrados, con ligeras disoluciones y génesis de superficies de contacto planas (véase por ej. las flechas negras, en el sector superior dcha.), lo que indica que la compactación del depósito ha sido escasa. Lámina delgada, muestra GD-426, luz paralela.

superficies cóncavas y convexas (véase por ej. la fig. 39), y que incluso en muchos casos una cara cóncava del clasto y otra convexa convergen para crear un borde especialmente afilado.

En algunos casos los fragmentos de tamaño mayor están fracturados, tanto en sus márgenes (véase la fig. 39) como afectando las fracturas a todo el cristal (fig. 42). En este último caso es frecuente que exista una mínima separación entre los diferentes fragmentos del cristal, separación que actualmente está ocupada por la matriz criptocristalina. Observando con atención los cristales de dimensiones más reducidas se puede hallar también localmente dos o más fragmentos angulosos separados por matriz que presentan la misma orientación óptica y que presentan bordes angulosos complementarios que encajan perfectamente (fig. 40).

Este hecho sugiere que la génesis de los fragmentos menores de cuarzo puede haberse producido por fracturación de los mayores, o cuanto menos por "descascarillado" de los fragmentos mayores, que podrían corresponder a los fenocristales de cuarzo de la roca volcánica de composición riolítica de procedencia; la génesis de los fragmentos de cuarzo será discutida en detalle en el cap. 6.3..

Los fragmentos líticos presentes en la roca en general pueden ser clasificados como chert microcristalino, y tienen una morfología más o menos redondeada o subangular. De todos modos, en general los bordes de los clastos están pobremente definidos y puede ser bastante difícil distinguirlos de la matriz criptocristalina, que es muy similar desde un punto de vista petrográfico si hacemos abstracción de la mayor presencia de filosilicatos. En general, no existe ningún tipo de pátina o corrosión en la superficie del clasto, a diferencia de lo que se observa en los escasos clastos de feldespato potásico (bastante alterados).

En algunos casos, estos fragmentos líticos están constituidos por fragmentos de cristales (cuarzo o, más raramente, feldespato potásico) además de la matriz de cuarzo microcristalino, hecho que permite reconocer la procedencia de los fragmentos clasificados inicialmente como chert e identificarlos correctamente como la matriz felsítica más o menos desvitrificada de las rocas riolíticas que constituyen los márgenes de los domos y diques ácidos (véase el cap. 6.2.) adyacentes a los depósitos epiclásticos (véase la fig. 35).

Esta identificación está avalada por otra parte por el hecho de que los cherts bandeados presentes en la cuenca presentan características petrográficas bastante diferentes (véase cap. 5.5.3.). Además de estos fragmentos líticos se pueden distinguir en las grauwackas cantidades menores de feldespato potásico y de minerales opacos.

Por lo que se refiere a las areniscas, ya ha sido señalada la relativa abundancia de fragmentos de chert (felsita riolítica), fragmentos líticos constituidos por dos o más fenocristales (en general, cuarzo y feldespatos, con una mesostasa criptocristalina constituida por cuarzo y filosilicatos) y feldespatos. Entre estos últimos destaca la presencia junto al feldespato potásico (en general peritítico) de plagioclasa; otros minerales a señalar son la mica detrítica (en general moscovita, hay también biotitas muy alteradas) y apatito, zircón, etc. como accesorios.

Los clastos de las areniscas muestran una selección moderada o francamente buena, por lo que se refiere al tamaño, y un carácter en general subangular que llega a parar a subredondeado; ambos factores, unidos a la disminución en la matriz arcillosa criptocristalina indican una mayor elaboración de los clastos que en una nota previa (GIMENO & ONNIS, 1987) fue gráficamente expresada con el empleo del término informal de "toba lavada" para diferenciar estas litofacies de aquellas más ricas en minerales arcillosos.

Los fragmentos de feldespato, y en especial los de plagioclasa, aparecen muy alterados. Esta alteración afecta tanto a la superficie exterior del cristal, con la existencia de corrosiones de moderada (en general baja) profundización, y depósito de un

precipitado opaco (véase fig. 42) como a su interior, donde fenómenos análogos de alteración y corrosión se han desarrollado también selectivamente siguiendo los planos de exfoliación de los cristales; los cuarzos y los fragmentos de chert no muestran la existencia de corrosiones análogas.

La textura es de tipo "clast supported", y el contenido de matriz es muy bajo; las cavidades intergranulares han sido cubiertas en buena medida por cementos de diferentes composiciones. La compactación del depósito ha sido moderada o más bien baja, y este hecho queda demostrado por la escasa o nula interpenetración de los fragmentos de cuarzo. En los contactos entre los granos de cuarzo ha existido una moderada disolución de éstos que ha conducido a la formación de pequeñas superficies planas entre los clastos (véase la fig. 42).

La sílice disuelta ha precipitado en las inmediaciones de su punto de disolución, en general en forma de un primer depósito de cemento microcristalino de cuarzo de tipo rim, y a continuación en forma de un cemento macrocristalino de cuarzo muy limpio, sin ningún tipo de turbidez, que normalmente oblitera toda la cavidad interparticular. Junto a este cemento silíceo coexisten (sin que pueda distinguirse una especial secuencia paragenética) la existencia de filosilicatos de neoformación (moscovita, cloritas, etc.), así como más localmente la existencia de carbonatos, en general ankerita de carácter poiquilítico, ocupando todos ellos espacio interparticular. En las proximidades de fracturas activas durante la sedimentación y el emplazamiento de los domos (véase por ej. el cap. 7.1.) es también muy frecuente la existencia de una intensa silicificación de las areniscas epiclásticas, de claro carácter epigenético, que llega a obliterar totalmente la textura original enmascarando las características de la roca.

5.4.2.2.3.- Aportación de la petrografía al conocimiento de la génesis de las areniscas epiclásticas.

Por lo que se refiere a los términos clasificables como grauwackas, es evidente que se trata de un depósito muy proximal con respecto a los domos ácidos de los que procede. Desde el punto de vista composicional, parece claro que se trata de una roca epiclástica derivada de una roca volcánica ácida, de composición riolítica o riodacítica; ésta es principalmente la composición de los sectores más externos (y consecuentemente, los más fácilmente erosionables) de los domos ácidos adyacentes a estos depósitos epiclásticos. La singularidad petrográfica más reseñable es la presencia de los fragmentos de cuarzo muy angulosos; en el cap. 6.3. se expondrán en detalle las razones que nos inducen a pensar que este carácter morfológico es también

un criterio adicional para suponer que estas litofacies proceden del desmantelamiento de los sectores más externos de los domos.

Por lo que se refiere a las areniscas, parecen presentar una mayor madurez textural y una mejor clasificación, pero por el contrario su madurez mineralógica parecería menor que en el caso de las grauwackas (en especial, por la mayor abundancia de feldespatos). No es descabellado pensar que podría tratarse de un equivalente del depósito anterior más elaborado, tal como ya se indicó implícitamente en GIMENO & ONNIS (1987), en especial si consideramos que existen tránsitos graduales entre uno y otro tipo de depósitos. Sin embargo esta interpretación no explica porqué aumenta proporcionalmente la cantidad de feldespatos respecto al cuarzo, ni tampoco ofrece una justificación a porqué el tamaño medio de los clastos es mayor a la población granulométrica más abundante en las grauwackas.

Una interpretación más acorde a la totalidad de datos disponibles en la actualidad indica que las areniscas feldespáticas podrían ser el depósito epiclástico producido a expensas de la erosión de los términos más internos del domo (dacitas, andesitas; véase el cap. 6.9), una vez que los más externos y ácidos, hubieran sido ya erosionados. La erosión de las facies porfídicas ricas en fenocristales de feldespato y cuarzo podría proporcionar un depósito relativamente proximal pero mucho más pobre en matriz y más rico en fragmentos granulométricamente mayores (constituídos fundamentalmente por los fenocristales de plagioclasa, cuarzo, etc.).

Esta interpretación explicaría además la tendencia observada en algunos afloramientos a un tránsito desde grauwackas en la base del depósito epiclástico a areniscas en el tramo de techo. En conclusión, la diferencia petrográfica observada podría reflejar con bastante fidelidad una gradual variación no tanto del área fuente como del material disponible en ella para ser erosionado.

En cualquier caso, la distancia recorrida por el material detrítico desde su punto de origen (en el centro del domo) hasta su punto de depósito (el mismo que el de las grauwackas, en la mayor parte de los casos) fue con toda probabilidad algo mayor, hecho que puede contribuir en parte a una mayor selección del depósito y a la eliminación de parte de la eventual componente arcillosa.

5.5.- Rocas silíceas.

5.5.1.- Características generales de los depósitos silíceos.

Dentro de los materiales sedimentarios correspondientes a las litofacies proximales (GIMENO, 1985) destaca en el Sarrabus la existencia de numerosísimas intercalaciones de rocas silíceas. Estas rocas son cherts bandeados de color negro o gris oscuro, aparecen intercaladas en diferentes niveles de la secuencia litoestratigráfica paleozoica y han sido clásicamente denominadas en Europa Occidental "liditas" (sensu CAROZZI 1953), aunque también han recibido otros nombres locales (jasperoides negros, etc.) dentro de la generalmente confusa terminología empleada en la descripción de rocas silíceas. En el Sarrabus estos materiales son citados desde muy antiguo (véase BALDRACCO 1854; LOVISATO 1893; etc.), pero con anterioridad a este trabajo no sido desarrollado un estudio sedimentológico de esta litofacies y su ubicuidad en la cuenca paleozoica sólo ha sido demostrada cartográficamente en fecha reciente (GIMENO 1986 b; 1987 a).

La entidad de los depósitos de estos materiales es variable. Su potencia oscila en general entre algunos decímetros y 2 ó 3 decenas de metros, y su extensión lateral varía de algunas decenas de metros a varios centenares, llegando en algunos raros casos a tener dimensiones del orden de un kilómetro. El estudio cartográfico de detalle y el seguimiento lateral de diferentes niveles guía muestra que la naturaleza de los cuerpos sedimentarios de liditas es discontinua, apareciendo de una manera recurrente vertical y lateralmente en las secuencias litoestratigráficas sin que por ello podamos establecer correlaciones laterales entre los diferentes cuerpos sedimentarios que afloran aisladamente entre sí encajados en los materiales siliciclásticos.

El estudio realizado en el Sarrabus muestra que los afloramientos de liditas existentes en el seno de la plataforma siliciclástica aparecen normalmente en dos posiciones paleogeográficas bastante bien definidas:

- o bien a techo de pequeños horsts (de segundo o tercer orden, respecto a las megaestructuras de la cuenca) de algunos Km. de longitud y uno o varios centenares de metros de anchura.
- o bien en la zona de relleno de pequeños grabens, asociados a los anteriores horsts, en las proximidades de fracturas activas durante la sedimentación; en este segundo caso en general se trata de masas de liditas deslizadas parcial o totalmente litificadas a partir de los afloramientos mayores existentes en los horsts.

Normalmente, los cuerpos de liditas de mayores dimensiones y mayor continuidad suelen ocupar las posiciones de techo de los horsts, mientras que por el contrario las masas de liditas aflorantes en las zonas de talud de los citados horsts tienen en general forma de lengua y no suelen superar unas dimensiones del orden de unas pocas decenas de metros.

Estos materiales han sido objeto de algunos estudios preliminares, por lo que se refiere a sus características sedimentológicas, a la tipología de pliegues sinsedimentarios que presentan y a la existencia de mineralizaciones fosfáticas singenéticas (GIMENO, 1986 b, d; 1987 a, b, c; 1988 a). Se hará referencia a estos trabajos en los apartados correspondientes.

5.5.2.- Características sedimentológicas de las liditas.

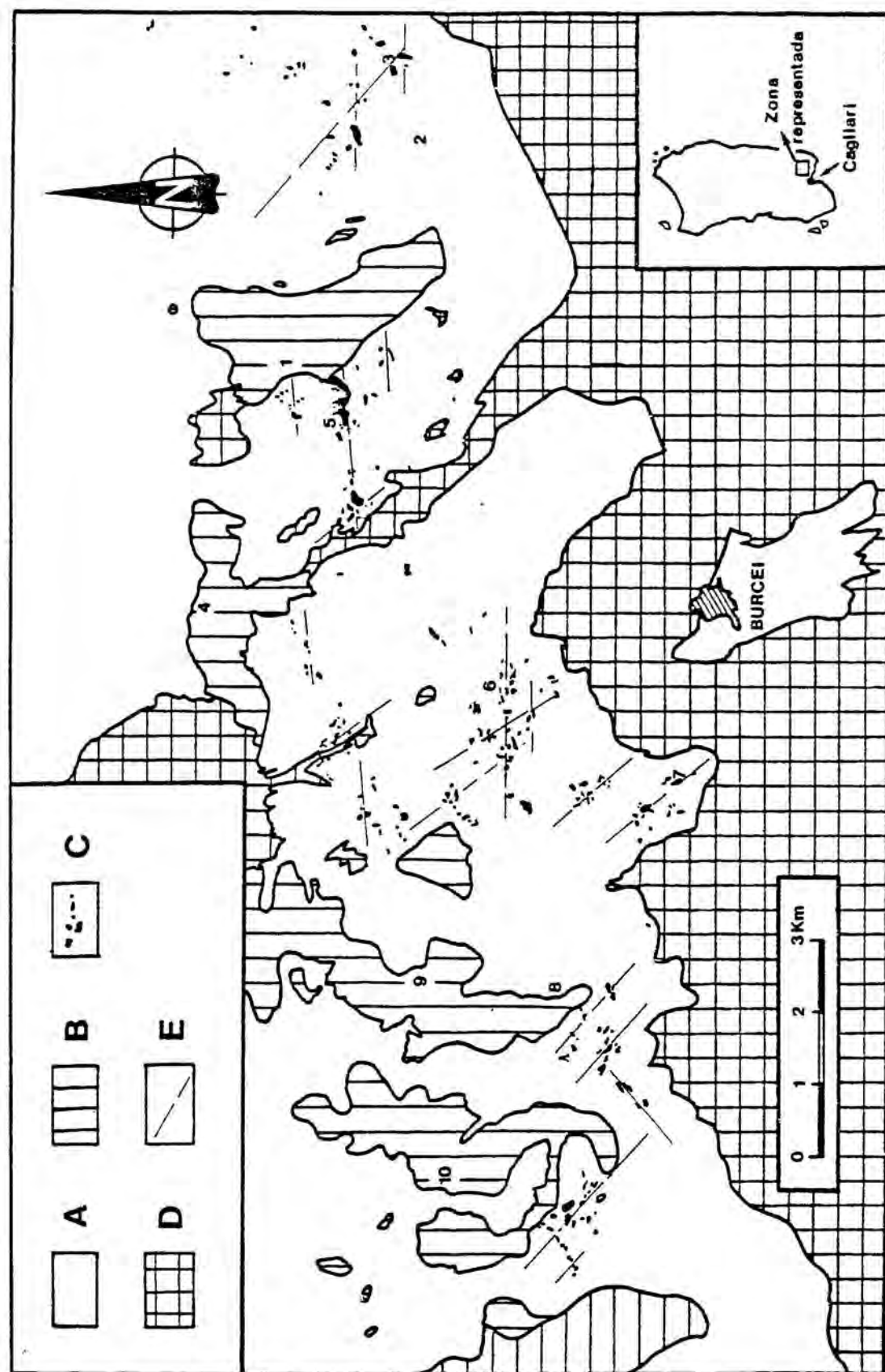
5.5.2.1.- Morfología de los cuerpos de liditas, y distribución de litofacies.

Los afloramientos de liditas estudiados en detalle desde el punto de vista sedimentológico han sido muchos, y no tiene sentido realizar una descriptiva detallada de todos y cada uno de ellos, que resultaría bastante tediosa, ya que las observaciones realizadas son idénticas en muchos de los casos. Sin embargo, existen dos afloramientos muy significativos, que describiremos con especial detalle, y son el de la confluencia de los ríos Ollastu y Minderrì, y el Serra Is Carradoris (fig. 43 zonas 3 y 5 respectivamente; y figs. 44 y 54).

Fig. 43.- Distribución de los principales afloramientos de liditas en el Sarrabus Central y Occidental. Nótese la directa relación espacial entre estas rocas de origen exhalativo y las fracturas sinsedimentarias que han drenado los fluidos hidrotermales hacia el fondo marino.

Leyenda: A/ Materiales de la plataforma siliciclástica paleozoica. B/ Domos ácidos y rocas volcánicas asociadas. C/ Afloramientos de liditas. D/ Granitoides tardihercínicos. E/ Principales fracturas sinsedimentarias asociadas a las liditas.

Localidades: 1/ Rocca Arriceli. 2/ Bruncu Moddizzi. 3/ Confluencia de los ríos Minderrì-Ollastu. 4/ Bruncu Adamu. 5/ Serra Is Carradoris. 6/ Serra Milleddu. 7/ Genna Manuga. 8/ Punta Serpeddi. 9/ Bruncu Mauru Lecca. 10/ Monte Tronu.

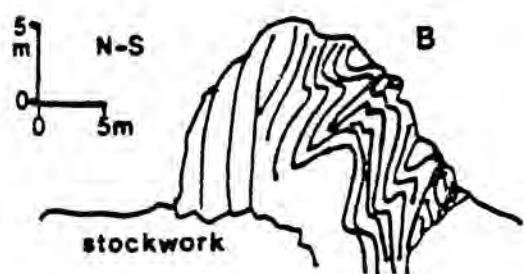


El primero de estos afloramientos es de gran interés por lo que se refiere al reconocimiento del carácter rítmico del depósito, a la geometría de éste y a la génesis de unos nódulos fosfáticos muy típicos de las liditas del Sarrabus, y de todo un tipo de rocas silíceas paleozoicas de Europa Occidental en general. El segundo constituye uno de los afloramientos mayores de liditas, y al aparecer en un sector de divisoria de aguas ofrece excelentes secciones tanto a lo largo de la cresta como en las dos vertientes que ésta separa.

Este segundo afloramiento tiene un interés especial porque, además de las litofacies rítmicas tranquilas que caracterizan al anterior están muy bien expuestas toda una serie de litofacies infrayacentes a las anteriores y los contactos de éstas con diques ácidos emplazados aproximadamente en el mismo momento de la sedimentación de las liditas; se trata sin duda del afloramiento más completo que hemos estudiado, y contiene prácticamente todas las litofacies de liditas que hemos podido distinguir.

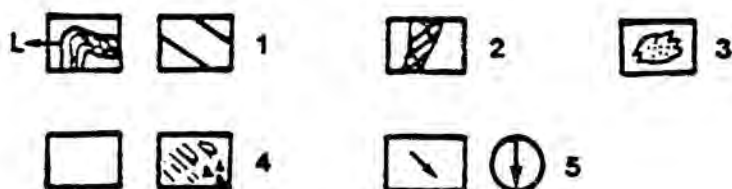
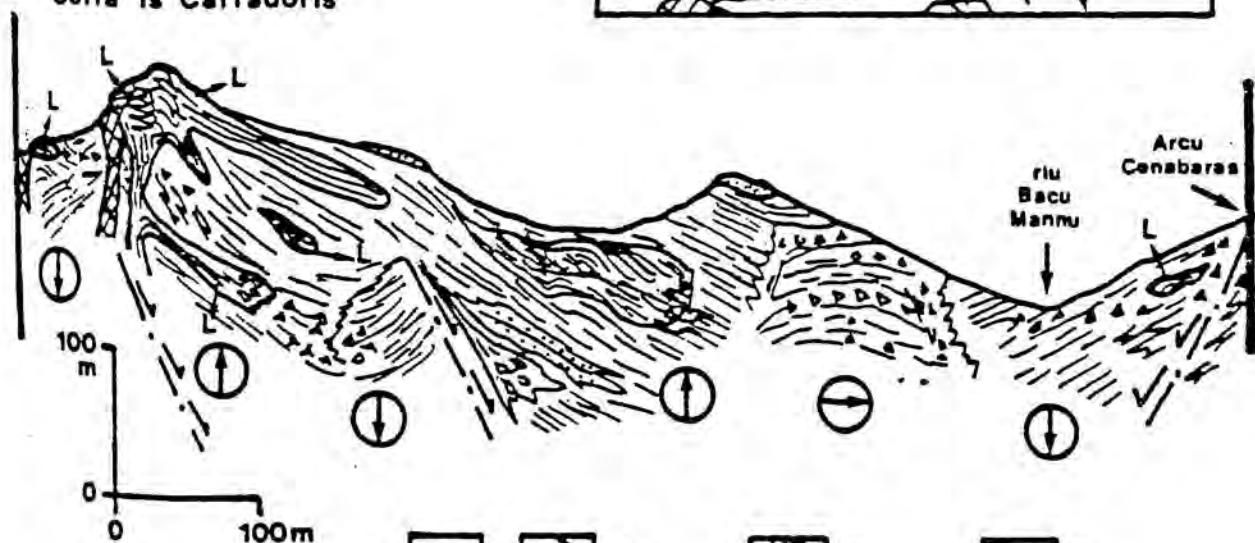
En ambos afloramientos se observa con claridad que los cuerpos de liditas tienen una morfología lenticular, o con mayor precisión, similar al basidio o sombrerillo de un hongo aplastado. Continuando con la comparación en el caso concreto de Serra Is Carradoris se observa que el cuerpo de liditas tiene un "pedúnculo", es decir, una zona de raíz (fig. 45) más o menos verticalizada, que sigue la misma dirección de los diques ácidos (E-W) existentes a lo largo de la cresta de Serra Is Carradoris, con frecuentes contactos con los dichos diques. Las litofacies existentes en una y otra zona son muy diferentes, pudiéndose distinguir "grosso modo" una zona con litofacies intensamente deformadas en la zona de raíz y sus proximidades, y una zona de litofacies tranquilas correspondiente al "somerillo".

Fig. 44.- Esquema geológico del sector de Serra Is Carradoris.
Leyenda: 1.- Liditas. 2.- Pórfidos leucocráticos. 3.- Areniscas, principalmente en facies turbidíticas. 4.- Materiales siliciclásticos, incluyendo brechas de intraclastos y deslizamientos sinsedimentarios. 5.- Sentido de aporte de los materiales. B y C: detalles de la disposición de los pliegues sinsedimentarios en las liditas de la zona de raíz (para explicación véase el texto). (Extraída de GIMENO 1987 a).



A-A'

Serra Is Carradoris



5.5.2.2.- Características sedimentológicas de las litofacies tranquilas.

El estudio detallado de los afloramientos de liditas de la vertiente norte de Serra Is Carradoris (figs. 44 y 45) nos permite resumir las principales características sedimentológicas en las sucesiones tranquilas, sin pliegues.

Se trata de liditas con un bandeo paralelo bien marcado. La característica más evidente es la ritmicidad en el bandeo, con ciclos que pueden presentar tanto carácter "thickening upwards" como, más raramente, "thinning upwards" (fig. 46). Los ciclos simples suelen presentar potencias del orden de varias decenas de cm., mientras que en otros cuerpos sedimentarios (por ej., el ya citado de río Ollastu-río Minderrri) se pueden reconocer megaciclos del orden de varios metros o incluso decenas de metros.

Por lo que se refiere a cada uno de los niveles individuales de lidita que constituyen los citados ciclos, presentan potencias que oscilan entre unos mm. y un máximo de unos 40 cm. La roca es una lidita típica, constituida fundamentalmente por cuarzo micro y criptocristalino, con cantidades variables de filosilicatos (principalmente sericita y clorita), materia carbonácea negra, apatito y, en menores cantidades, óxidos y sulfuros.

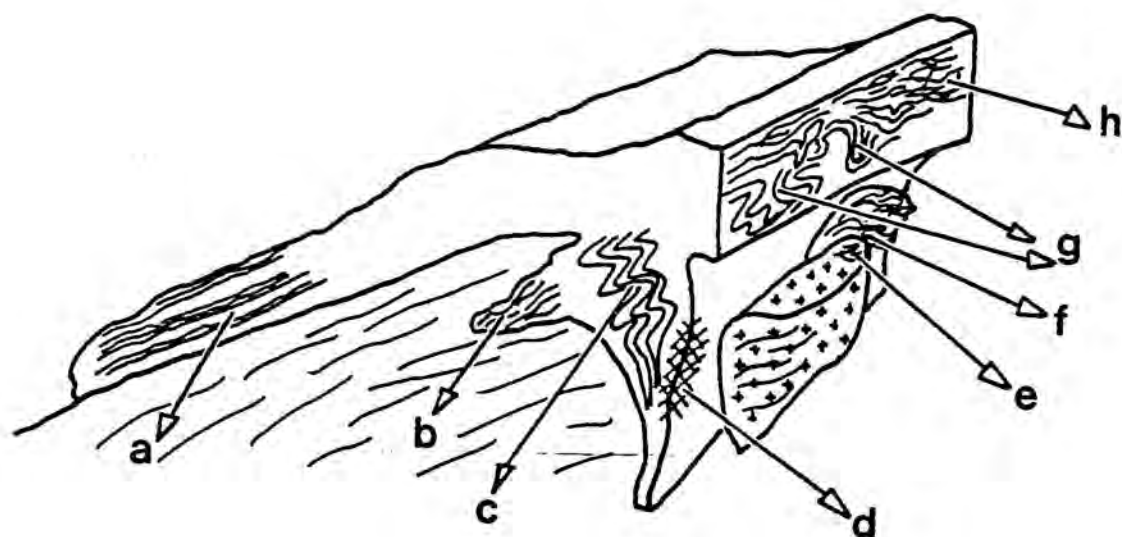


Fig. 45.- Esquema de un afloramiento de liditas radicadas, inspirado en el caso concreto de Serra Is Carradoris (Sarrabus Centrooccidental). El esquema muestra dos secciones ortogonales del cuerpo de liditas que reposa sobre rocas siliciclásticas y, localmente, sobre diques ácidos. El sector "a", correspondiente a la ladera norte del afloramiento, está constituido por cherts bandeados con características propias de un depósito sobre una ladera en condiciones relativamente estables; se trata de las litofacies que denominamos "tranquilas". El sector "b" corresponde a un depósito de liditas precedente al "a", similar a éste desde el punto de vista sedimentológico, pero con presencia de estratificaciones cruzadas de tipo curvo, en parte atribuibles a ligeros deslizamientos de unos niveles de liditas sobre otros (véase la fig. 53). El sector "c" se caracteriza por la presencia de pliegues de tipo isoclinal en la lidita, con planos axiales subhorizontales y sin acompañamiento de esquistosidad, que pasan gradualmente hacia unos niveles de liditas subverticales que constituyen el sector de "raíz" del cuerpo de liditas. En este sector de raíz las características sedimentológicas de las liditas son notablemente enmascaradas por la superposición de un "stockwork" silíceo ("d"), y localmente se puede reconocer la existencia de una brecha monogénica de clastos de lidita cementada por cuarzo hidrotermal. El sector "e" corresponde al sector apical de un dique riolítico adosado a la zona de raíz, que presenta una estructura fluidal entrelazada muy similar a las estratificaciones cruzadas curvas de las liditas del sector "b". El sector "f" corresponde a un contacto directo e intrusivo entre liditas y el dique ácido. Los sectores "g" corresponden a sectores del depósito de liditas plegadas, que han desarrollado un comportamiento extraordinariamente dúctil, siendo probablemente el equivalente en esta sección de la litofacies "c". Finalmente, el sector "h" se caracteriza por el tránsito desde las litofacies plegadas a las tranquilas, y es bastante similar al "b".

Estas litofacies caracterizadas por un bandeo paralelo presentan una fina laminación interna, observable a simple vista, que se manifiesta petrográficamente con la disposición preferencial de los filosilicatos y la materia carbonácea en algunos niveles, así como por ligeras diferencias en la granulometría del cuarzo. En el seno de la roca se pueden reconocer diferentes restos orgánicos microscópicos, tanto de morfología esférica como irregular u ornamentada (atribuidos a radiolarios; existen otras estructuras orgánicas, no clasificadas, que recuerdan a acritarcos) por lo que se refiere a microorganismos, y más raramente

restos de macrofauna (fragmentos de graptolites, fragmoconos de orthoceras, etc.). Estos constituyentes de la lidita son más abundantes en los niveles más carbonáceos, pero en ningún caso son un elemento fundamental de la roca. Las estructuras esféricas no presentan evidencias de deformación.



Fig. 46.- Vista panorámica de un cuerpo lenticular de liditas bandeadas (confluencia de los ríos Ollastu y Minderrí, Sarrahus Central).

La lidita presenta juntas de estratificación netas entre niveles, pero localmente puede advertirse la presencia de fusión lateral de éstos (por desaparición lateral de la junta de estratificación o sutura que los separaba) y la existencia de ligeras irregularidades u ondulaciones en la superficie del nivel, en general de amplio radio, pero que pueden ir acompañadas de un notable incremento en filosilicatos y materia carbonácea y llegar a dar lugar localmente a superficies similares a las de tipo estilolítico.

Existen además grietas de retracción en la superficie de algunos niveles, parcial o totalmente rellenas por el material procedente del nivel superior (y/o por cuarzo microcristalino), y fracturas sinsedimentarias fosilizadas por el nivel siguiente, en escalas variables (con saltos verticales que van desde milimétricos a métricos); en alguno de los casos en los que los depósitos de lidita fosilizan desniveles sinsedimentarios se observa una pérdida de paralelismo entre los diferentes niveles bandeados de lidita (y frecuentemente, desaparición de la laminación interna), asociada a un gran engrosamiento del nivel de lidita hacia el desnivel (véase más adelante, cap. 5.5.2.4.3.).

Otras características remarcables en el interior de los paquetes de liditas bandeadas son: los canales erosivos (de alta razón: extensión/profundidad) de escala decimétrica-métrica en el seno de la lidita; las brechas monogénicas de liditas interestratificadas; la inexistencia de intercalaciones siliciclásticas asociadas a los canales erosivos antes citados; la existencia de nódulos fosfáticos singenéticos; la gradual aparición de diferentes tipos de pliegues sinsedimentarios; y la presencia de clastos angulosos de liditas en la zona de contacto con las brechas de intraclastos de material siliciclástico (por ej., con las brechas de materiales siliciclásticos procedentes del norte en el caso de Serra Is Carradoris, fig. 44, A-A').

5.5.2.3.- Nódulos fosfáticos singenéticos en las liditas. Características y tipos de deformación en los nódulos. Otras evidencias de la litificación precoz de las liditas.

La mayor parte de las liditas cartografiadas en el Sarrabus contienen nódulos de cuarzo-apatito, con algunas excepciones de orden menor como pudiera ser el caso de algunos de los afloramientos dispuestos al SW del paleorrelieve volcánico de Punta Serpeddi.

Los nódulos de cuarzo-apatito destacan claramente en los afloramientos, por su color gris-blanco que resalta sobre el color oscuro, en general negro, de las liditas; aparte de eso, tanto los nódulos como la lidita que los contiene son extraordinariamente resistentes a la erosión.

Esta clara distinción por el color no implica que la lidita no contenga apatito fuera de los nódulos. Por el contrario, al observar las liditas al microscopio se comprueba rápidamente que el apatito es un mineral accesorio frecuente e importante en la lidita. La diferencia fundamental entre la lidita y el nódulo fosfático es el contenido en apatito: éste crece enormemente en el nódulo, llegando a ser muy superior en algunas zonas al contenido en cuarzo.

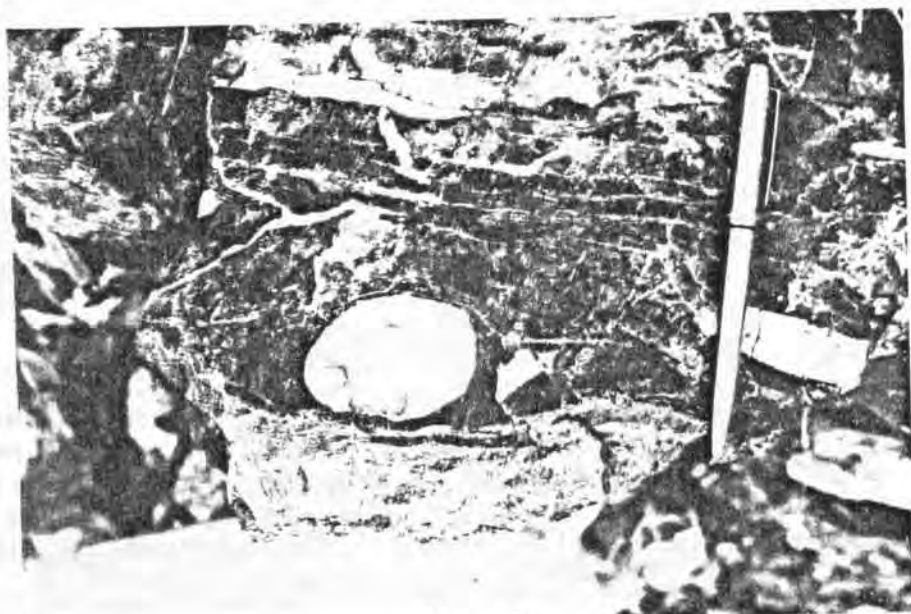
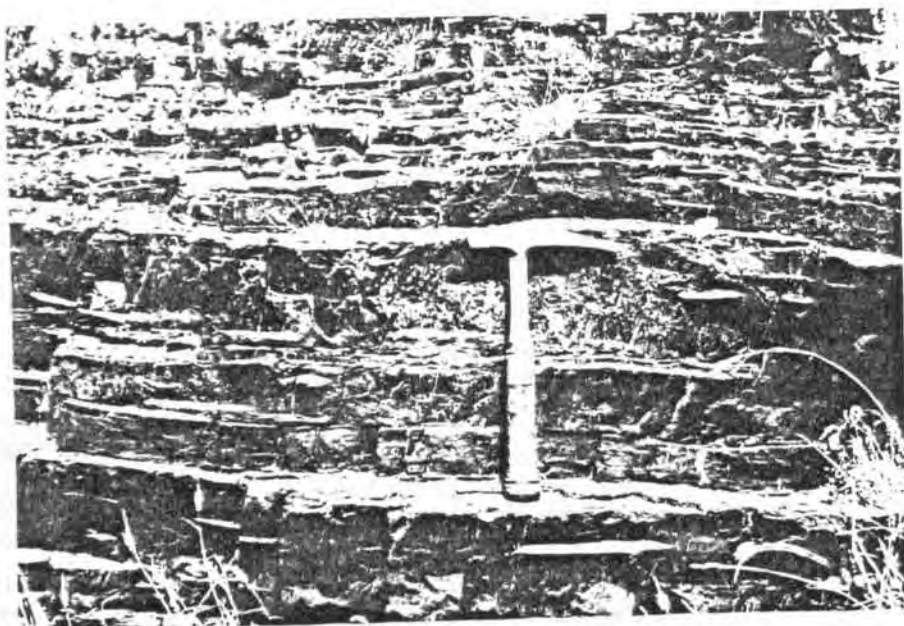
La morfología del nódulo puede ser muy variable: en la mayor parte de los nódulos es discoidal más o menos aplastada (véase fig. 47), pero en otros casos se puede observar tanto su forma original esférica como las modificaciones de ésta por procesos de deformación durante el proceso de litificación de las liditas. Las dimensiones de los nódulos oscilan entre unos pocos cm. de diámetro en el caso de los esféricos y 0,5-4 cm. de espesor y una o dos decenas de cm. de diámetro ecuatorial en el caso de los discoidales.

En algunos pocos casos (y en especial, en los magníficos afloramientos de Serra Is Carradoris) se puede observar que la morfología de los nódulos antes de su deformación es esférica o subesférica. Cuando decimos esférica debe entenderse que es así en sentido estricto (sección en las tres dimensiones) y no se trata de una sección circular ecuatorial de un nódulo discoidal; este tipo de nódulos pasan rápidamente lateralmente (unos pocos cm.) a otros discoidales aplastados producidos por deformación de los esféricos (véase fig. 48).

Mucho más frecuente es la preservación de procesos de fracturación de los citados nódulos. En efecto, los nódulos fosfáticos se deforman y aplastan mientras conservan su plasticidad, llegando incluso en algunos casos hasta su total laminación (véase fig. 49). Sin embargo esto no sucede siempre, y muy frecuentemente llega un momento en el que esa plasticidad desaparece, ya que el nódulo está completa o parcialmente litificado, por lo que la deformación prosigue mediante la fracturación del nódulo. Antes de que esto se produzca en muchos nódulos se ha producido un claro "boudinage".

Fig. 47.- Mineralización fosfática singenética: nódulos discoidales de color blanco (constituídos por cuarzo y apatito) en niveles de lidita. Localidad: confluencia de los ríos Ollastu y Minderri, Sarraus Central.

Fig. 48.- Mineralización fosfática singenética. Transición desde nódulos esféricos a nódulos discoidales de cuarzo-apatito dentro de un mismo nivel laminado de lidita. Las láminas rodean y se adaptan a la morfología de los nódulos. Nótese la existencia de pequeñas fracturas sinsedimentarias en los lechos superiores.



Tanto en el caso de los desarrollos de "boudinages" de nódulos como en el de su fracturación el nivel de lidita que contienen el nódulo no evidencia haber sufrido una deformación análoga, presentando normalmente el bandeado rítmico característico. En uno y otro caso este paso de la deformación dúctil a la frágil se ha podido producir porque los nódulos de apatito ya litificados debían estar inmersos en un material inconsolidado, probablemente un gel rico en sílice, materia carbonácea y otros elementos (la futura lidita) cuyo comportamiento aún era dúctil.

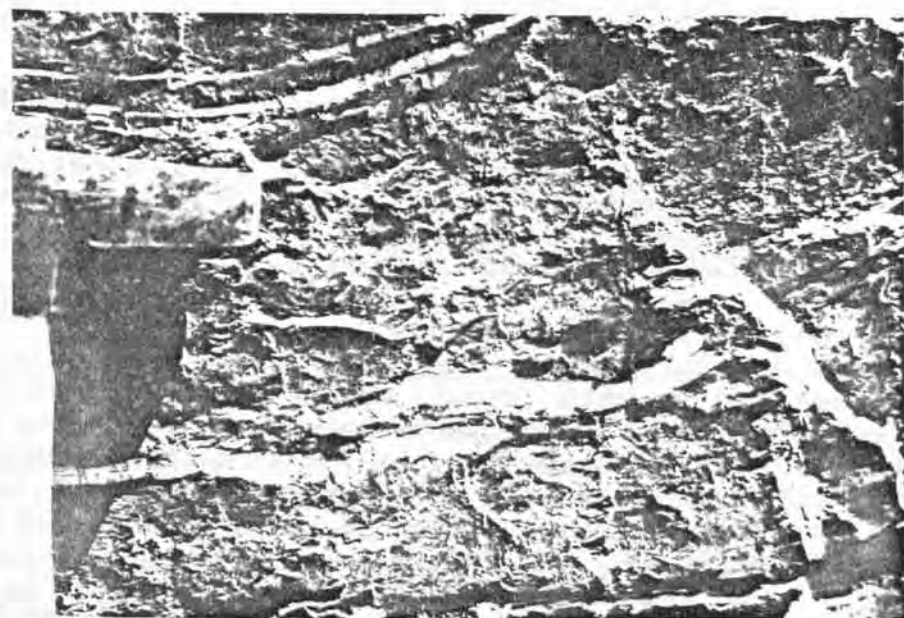
Esto se puede comprobar perfectamente porque la lidita que contiene los nódulos deformados no ha sufrido ningún tipo de deformación, rellena las cavidades creadas por el desplazamiento de los diferentes fragmentos del nódulo tras su fracturación e incluso desarrolla líneas de flujo alrededor de los citados fragmentos. Existen todo tipo de situaciones intermedias, tales como por ej. un nódulo a medio fracturar relleno en su sector fracturado de material "lidítico". (véase fig. 50).

Todas estas evidencias indican una litificación diferencial entre el nódulo (más precoz) y la lidita que lo contiene (más tardía) y excluyen un origen diagenético tardío para los nódulos. Existen otras evidencias claras de esto, como por ejemplo la existencia de brechas monogénicas de lidita interestratificadas en ésta, cuyos clastos ya contienen fragmentos de nódulos de apatito; como es obvio, las masas de liditas deslizadas a lo largo de un talud (que en la mayor parte de los casos contienen los nódulos fosfáticos) no son sino ejemplos de megaclastos de análogas características.

Además podemos observar fácilmente que el proceso de litificación precoz se ha producido sucesivamente nivel a nivel de lidita. En primer lugar, se observa que nunca un nódulo fosfático sobrepasa el estricto ámbito de un nivel de lidita (de unos pocos cm. o dm. de espesor), cosa que sería relativamente normal si la génesis de los nódulos tuviera relación con procesos diagenéticos tardíos.

Fig. 49.- Mineralización fosfática singenética. Nódulos de cuarzo-apatito deformados hasta la laminación, en el sector de radicación del chert. Nótese la existencia del martillo como escala (flecha) y la existencia de dos pliegues en las liditas (resaltados con rotulador). Serra Is Carradoris (Sarrabus Central).

Fig. 50.- Mineralización fosfática singenética: nódulo fosfático boudinado dentro de un nivel de lidita no deformado.



Igualmente podemos reconocer diferentes evidencias de litificación precoz de la lidita nivel a nivel: existencia de niveles de brecha monogénica (clastos de lidita en el seno de la masa de liditas bandeadas) cementados por material silíceo, y más localmente a veces algo ferruginoso, fosfático (pátinas pardas) o manganesífero (pirolusita) sin sedimentos pelíticos (de tipo "pizarroso") intercalados; existencia de fracturas sinsedimentarias (con o sin salto vertical) de espesor milimétrico, cementadas por material silíceo blanco (localmente, también con filosilicatos de tipo clorítico, apatito, óxidos, sulfuros, etc. en el seno del cemento silíceo) y limitadas a un solo nivel de lidita, sin continuidad en el superior; existencia de grietas de retracción a techo de un nivel lidítico, producto de la litificación y deshidratación del nivel de lidita; relleno y adaptación al relieve formado por el nivel inferior de lidita, con importantes variaciones locales de potencia de un nivel individual de lidita (véase más adelante, cap. 5.5.2.4.3.), etc.

Por su parte, los mismos nódulos nos ofrecen evidencias de la litificación de la lidita nivel a nivel. Uno de los casos más evidentes es el de nódulos confinados estrictamente en la base de un nivel lidítico, lo que hace que estén en estricto contacto con el nivel inferior. En algunos casos en el límite del nivel lidítico superior existe un nódulo de lidita perfectamente aplastado y adaptado al nivel lidítico inferior, incluyendo las pequeñas irregularidades que puedan existir en la superficie de éste, mientras que la morfología superior del nódulo es mucho más abombada y no ha sufrido dicho aplastamiento (fig. 51). Se trata sin duda de un ejemplo de deformación de un nódulo fosfático aún plástico, que encuentra una superficie ya bien litificada en su parte inferior, y consecuentemente se aplasta y adapta a ella, mientras que el sector superior del nódulo no está ni confinado (debía estar englobado en un gel silíceo) ni sometido a una presión litoestática, lo que nos permite suponer que los siguientes niveles de lidita aún no se habían depositado.

Los diferentes pasos descritos en el proceso de deformación de los nódulos fosfáticos está resumido en la fig. 52. Todo lo dicho no implica necesariamente que la sucesión de los procesos de deformación sea tan simple como hemos indicado aquí. Así, podemos indicar que en algunos casos parece que se hayan podido deformar y laminar simultáneamente nódulos fosfáticos correspondientes a diferentes niveles, lo que indicaría que al menos en tales casos la litificación de la lidita no se habría producido nivel a nivel (véase por ej. la fig. 49).

Por lo que se refiere a la escasa presencia de nódulos fosfáticos esféricos se puede suponer que se han conservado en muy raros casos, tanto por flujo lateral del gel silíceo que dará lugar a la lidita que los contenía (con consecuente deformación del nódulo), como por la intensa silicificación que se produce en

las zonas de raíz de las liditas en las que aparecen (fig. 52, esquema superior) y la concentración de procesos de deformación sinsedimentaria que caracteriza a dichas zonas. Por otra parte, es evidente que su existencia no excluye que en algunos casos los nódulos hayan tenido una morfología discoidal desde el momento de su formación.



Fig. 51.- Mineralización fosfática singenética. Nódulo de cuarzo-apatito confinado en la base de un nivel de lidita (flecha). Nótese que la superficie del nódulo al contacto con el nivel de lidita inferior ha sufrido aplastamiento, mientras que la superior conserva su morfología original. Localidad: confluencia de los Ollastu y Minderrí (Sarrabus Central).

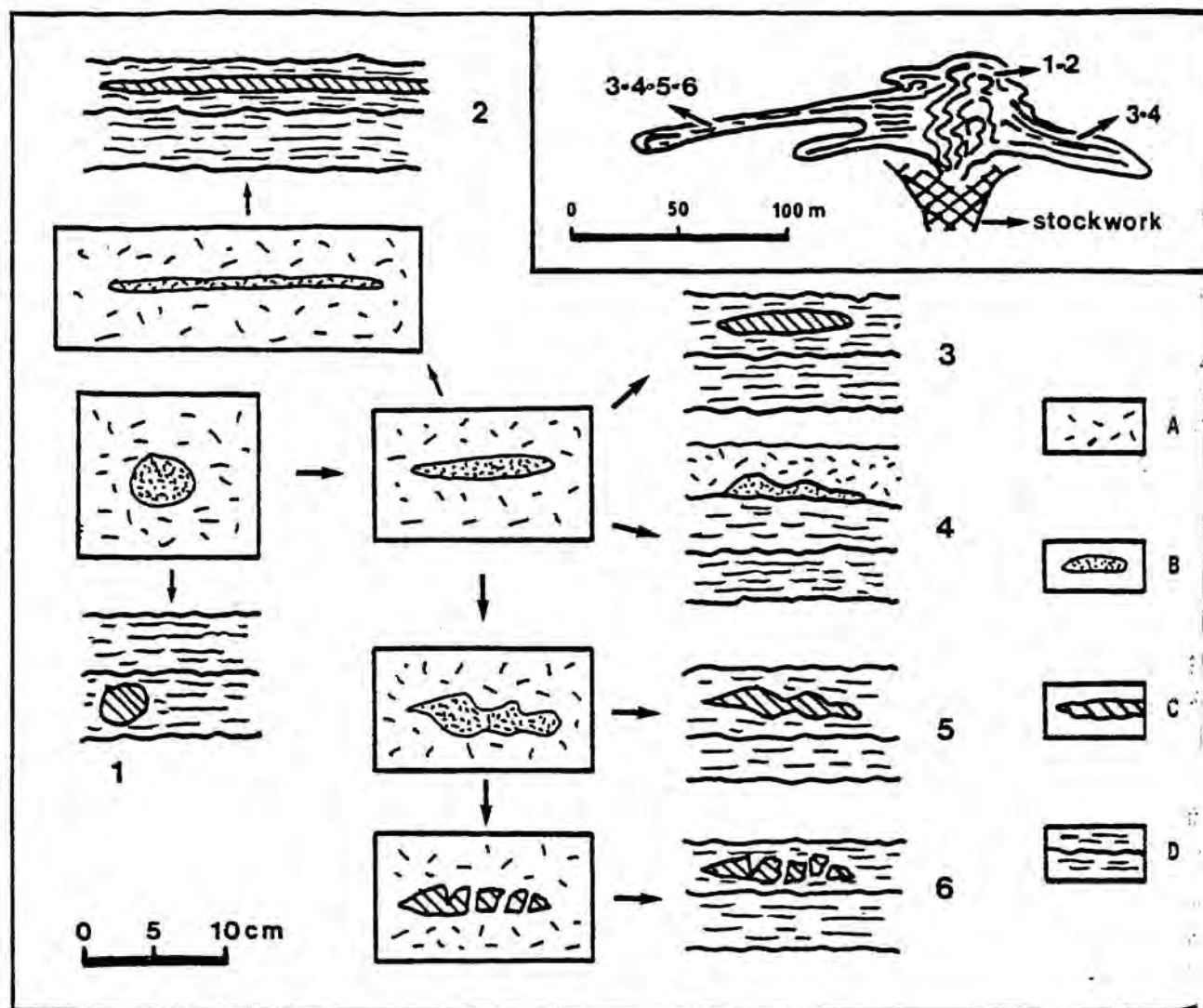


Fig. 52.- Esquema interpretativo que pretende explicar las características de los nódulos fosfáticos en función de la deformación sufrida durante los procesos de sedimentación y diagénesis precoz. (Véase la explicación en el texto). Leyenda: A/ Gel silíceo. B/ Sectores originalmente ricos en fósforo dentro del gel silíceo. C/ Nódulos de cuarzo-apatito. D/ niveles de chert. 1-6: productos finales (véase figs. 47-51). Angulo superior dcho.: esquema de un afloramiento de liditas radicadas. los números indican la distribución de los diferentes tipos de nódulos fosfáticos.

5.5.2.4.- Características de las litofacies plegadas.

Durante el estudio de las liditas se ha podido distinguir la existencia de varios tipos de pliegues sinsedimentarios; las diferencias residen principalmente en el grado de litificación del sedimento silíceo en el momento de formación del pliegue. Existen pliegues originados por fenómenos de deslizamiento de masas de liditas a lo largo de un paleotalud (análogos por tanto a los que se producen en iguales condiciones en el caso de las rocas siliciclásticas, véase cap. 5.2.), pero en otros tipos de pliegues el deslizamiento de materiales si ha existido ha sido mínimo, el estrictamente necesario para la formación de los pliegues. Las litofacies plegadas han sido objeto de estudios monográficos (GIMENO 1986 b, 1987 a).

5.5.2.4.1.- Las liditas del sector de Serra Is Carradoris (Barrabus Centrooccidental): un ejemplo de generación de pliegues sinsedimentarios.

Las liditas plegadas ocupan en Serra Is Carradoris el sector de la cresta (sector sur del afloramiento de liditas, véase fig. 44). La litofacies plegada está asociada a una zona de alteración hidrotermal restringida a los niveles inferiores (desarrollo de stockwork silíceo) dentro del cuerpo de liditas y a los materiales siliciclásticos inferiores (desarrollo de procesos de silicificación, sericitización, fosfatización, etc.).

Esta zona de alteración hidrotermal tiene un desarrollo longitudinal en dirección este-oeste, siguiendo la cresta de Serra Is Carradoris; es decir, afecta únicamente a la lidita en ese sector y no en toda su extensión. Por otra parte se observa que esa zona de cresta se caracteriza por la casi inexistencia de intercalaciones siliciclásticas entre las liditas, y por constituir la zona de límite entre las liditas que presentan vergencia norte y las de vergencia sur; análogas vergencias se observan en los materiales siliciclásticos.

Este es el criterio definitivo que nos ha permitido (véase fig. 44), junto con las variaciones laterales de potencia de los materiales implicados, reconocer la existencia de un paleohorst en ese sector. Finalmente, y siempre en una macroescala, se observa en ese sector la coincidencia espacial antes indicada entre las liditas y pórfidos ácidos, muy alterados hidrotermalmente. La naturaleza del contacto pórfido-lidita es variada: claramente secante, gradual con recristalización parcial de la lidita, y gradual con estructuras laminares decimétricas entrecruzadas en el pórfido.

Ya en una mesoescala, la característica más llamativa de las liditas en este sector consiste en la existencia de gran cantidad de pliegues. Estos pliegues aparecen asociados en ocasiones a niveles de lidita verticalizada de dimensiones métricas (en los niveles más inferiores del paquete de liditas) y se caracterizan por un gran aplastamiento de los niveles de liditas en las zonas de flanco y engrosamiento en las zonas de charnela, por su disposición caótica y contrapuesta por lo que a vergencias se refiere y por la ausencia de estructuras menores (esquistosidad, estilolitos, fracturas, etc.) asociadas (fig. 44 B).

Sin embargo, podemos observar que los nódulos de fosfato cuando aparecen implicados en los pliegues han sufrido una gran deformación hasta su total laminación, mientras que en los niveles contiguos no afectados por los pliegues conservan perfectamente su morfología discoidal. Tal como ha sido indicado en el cap. 5.5.2.3., los niveles de liditas implicados en este tipo de pliegues han sufrido la deformación armónica y solidariamente.

El tránsito entre la zona de pliegues y la zona tranquila es relativamente abrupto, pudiendo reconocerse intercalaciones entre una y la otra; en todo caso, podemos señalar como característica general que la zona de tránsito se caracteriza por la existencia de un entrelazamiento de niveles de lidita poco deformados que asemeja vagamente a una estratificación cruzada de tipo curvo (figs. 45 y 53).

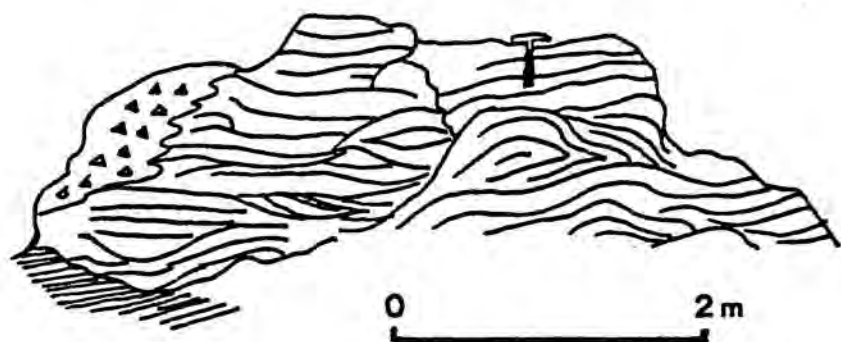


Fig. 53.- Estructura entrelazada de los niveles de lidita (atribuible en buena parte a limitados deslizamientos entre los diferentes niveles) que se asemeja a una estratificación cruzada de tipo curvo (sector "b" de la fig. 45). Esquema realizado sobre una fotografía; los triángulos corresponden a una zona de brecha monogénica de lidita, y el rallado continuo a los materiales siliciclásticos infrayacentes.

Para concluir, podemos señalar que en la lidita plegada de la zona de raíz de Serra Is Carradoris no se puede distinguir la existencia de fracturas sinsedimentarias afectando a un nivel individual de lidita, ni grietas de retracción rellenas de cuarzo. Si existen, por el contrario, fracturas de dimensiones métricas que afectan a las zonas plegadas. Estas fracturas presentan una disposición de tipo stockwork longitudinal (de dirección E-O, coincidente con la de la cresta y la naturaleza elongada del cuerpo de liditas) y están tapizadas y/o rellenas por precipitados de origen hidrotermal (cuarzo macrocristalino, variscita, etc.; GIMENO 1986 d, 1987 c, 1988 a).

Los pliegues en los niveles de lidita son de naturaleza inequívocamente sinsedimentaria ya que son reiteradamente fosilizados por los sucesivos depósitos silíceos; por otra parte la tasa de deformación alcanzada sólo es coherente con niveles estructurales profundos (lo que no se da en nuestro caso, ya que los materiales siliciclásticos que contienen las intercalaciones de lidita no han sido deformados) o con una deformación desarrollada sobre sedimentos inconsolidados.

5.5.2.4.2.- Pliegues sinsedimentarios en las zonas de talud: el ejemplo de río Minderrí (Sarrabus centrooriental).

La variedad de pliegues sinsedimentarios existentes en las liditas del Sarrabus no queda totalmente representada con la descripción realizada hasta este punto. Los pliegues del sector de Serra Is Carradoris son representativos de los pliegues de zonas de raíz, en el caso de afloramientos extensos de lidita. Sin embargo, ya hemos indicado que existen otro tipo de depósitos de lidita, correspondientes a zonas de talud.

Este tipo de depósito tiene en general dimensiones más reducidas, forma de lengua, y se halla emplazado entre materiales siliciclásticos propios de sedimentación en pendientes inestables (depósitos de debris-flow laminares y canalizados, brechas sinsedimentarias constituidas por intraclastos de lutita, acumulaciones de "slumps", etc.). Los niveles de lidita implicados en estos pliegues son similares a los anteriormente descritos en el caso de las litofacies tranquilas de los depósitos de lidita no plegados de la vertiente norte de Serra Is Carradoris. Para ilustrarlos hemos escogido el ejemplo del afloramiento existente en río Minderrí, (fig. 54, a) muy próximo al gran afloramiento de liditas de las confluencias de los ríos Ollastu y Minderrí.

En este caso hallamos pliegues de tipo concéntrico, de amplio radio, y altamente disarmónicos entre sí; no encontramos

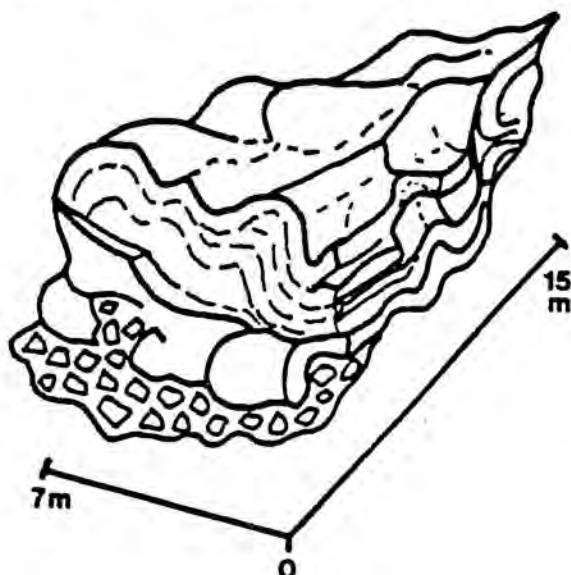
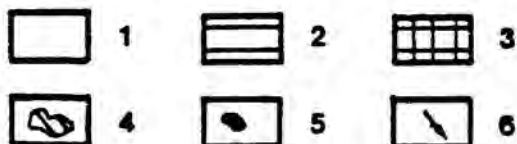
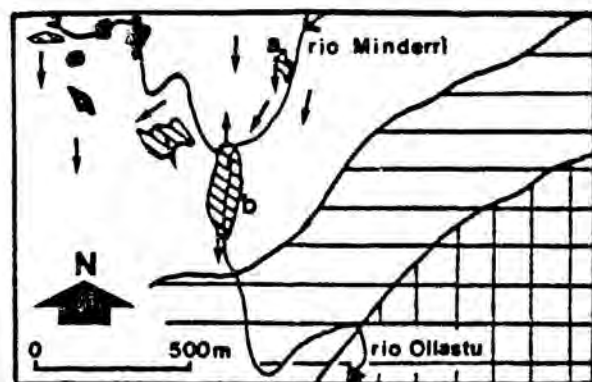


Fig. 54.- Esquema geológico del sector de Minderrí, Sarriena Central. 1.- Materiales siliciclásticos. 2.- Materiales siliciclásticos en la aureola de metamorfismo de contacto. 3.- Granitoides tardihercínico. 4.- Liditas. 5.- Rocas volcánicas ácidas. 6.- Sentido de aporte de los materiales. Abajo: esquema de los pliegues sinsedimentarios en un lóbulo de lidita correspondiente al sector de río Minderrí (a). b: afloramiento de liditas de la confluencia de los ríos Ollastu y Minderrí, citado en el texto (extraído de GIMENO, 1987 a).

deformación plástica de flancos y charnelas, y el frente y la base del lóbulo de liditas se caracterizan por la existencia de tránsito de pliegues concéntricos de dimensiones métricas a facies de brechas de lidita, parcialmente mezcladas con los materiales siliciclásticos del material infrayacente (fig. 54, esquema inferior).

Las grietas de retracción rellenas de cuarzo, y las fracturas sinsedimentarias con igual relleno son muy frecuentes, en especial en las zonas de extradós de las charnelas de los pliegues, a diferencia de lo visto en el caso de los pliegues en las liditas de Serra Is Carradoris, donde las fracturas son claramente posteriores al desarrollo de los pliegues. Por otra parte, la base del lóbulo de liditas es claramente erosiva. Todas estas características son comúnmente interpretadas como producto de deslizamientos rotacionales ("slumps") a lo largo de taludes inestables, durante los procesos de sedimentación (COOK & MULLINS, 1983) y en este sentido los pliegues del afloramiento de Minderrri no son diferentes de otros muchos casos bien descritos en la bibliografía.

5.5.2.4.3.- Interpretación de los dos tipos de pliegues sinsedimentarios desde el punto de vista genético y paleoambiental. Descripción de tipos intermedios de pliegues.

Desde el punto de vista genético las diferencias entre los dos tipos de pliegues distinguidos son claras y se refieren al tipo de material sedimentario originalmente implicado. En el caso de las zonas de raíz los niveles de liditas implicados en el plegamiento no habían sufrido litificación, y se trataba con toda probabilidad (vistas las características sedimentológicas de las liditas) de geles silíceos bien estratificados. Los esfuerzos necesarios para la génesis de tales pliegues fueron muy pequeños. En el segundo caso, por el contrario, los materiales implicados en la deformación ya no eran geles estratificados, sino niveles bastante litificados de chert.

Los pliegues descritos corresponden a dos ambientes paleogeográficos contiguos (horst y talud asociado) relacionados con la existencia de una tectónica distensiva sinsedimentaria, bien documentada en el Sarrabus por otra parte por el estudio de las rocas siliciclásticas asociadas. Los pliegues formados a expensas de geles estratificados se han formado en las zonas de horst, en decir, en el medio en el que se acumulan los geles; por su parte, los pliegues formados a expensas de materiales más litificados aparecen alejados de dicho medio de acumulación, lo cual es perfectamente razonable si tenemos en cuenta que las evidencias sedimentológicas señalan con claridad que el proceso de litificación de los geles fue muy precoz.

De hecho, en algunos casos se observa la presencia de tránsitos entre los dos tipos de pliegues descritos. Se trata de pliegues más o menos disarmónicos generados a expensas de niveles de lidita parcialmente consolidados pero aún muy dúctiles.

Si consideramos en primer lugar el caso de los pliegues originados por prolongado deslizamiento de paquetes de liditas a lo largo de un talud, un tipo de pliegues intermedio entre los dos casos extremos aparece en paleoladeras especialmente inestables (aspecto deducible por un elevado paleobuzamiento, abundancia de deslizamientos en los materiales siliciclásticos, etc.), y en general en sectores muy proximales con respecto a las zonas de génesis y acúmulos de los geles silíceos. Este tipo de pliegues han sido representados esquemáticamente en la fig. 55 (zona "d" y, hasta cierto punto, la "c"), y se caracterizan por presentar un plano axial subparalelo a la ladera por la que se ha deslizado el paquete de liditas.

Es destacable en este tipo de pliegues la coexistencia de deformación propia de condiciones de alta ductilidad (alta tasa de aplastamiento de los niveles de lidita, local engrosamiento de los niveles y/o adaptación de éstos al substrato constituido por los niveles infrayacentes, etc.) con la superposición de un comportamiento frágil hacia el final del proceso de deformación (fracturas de extradós; creación de oquedades en el intradós por deslizamiento de los niveles más externos del pliegue sobre los más internos; fracturas sinsedimentarias rellenas de cuarzo subverticales respecto a la paleoladera, afectando a los niveles deformados solidariamente; etc.) (fig. 56).

Por lo tanto, se puede deducir que al inicio del pliegue el material era un gel silíceo estratificado en un estadio de litificación algo mayor que el de los geles deformados en el sector de raíz de los cuerpos de liditas de los horsts, sufriendo rápidamente una intensa litificación, coherente con los procesos de litificación anteriormente descritos en las liditas.

Si consideramos el caso de las liditas radicadas existen también ejemplos de pliegues sinsedimentarios que constituyen un caso intermedio próximo a los pliegues propios de las zonas de talud. En el sector de Bruncu Murdegu (Sarrabus Centrooccidental) existe el mejor ejemplo que conocemos de este tipo de pliegues. Todo el tramo superior de la colina de Bruncu Murdegu está constituido por liditas depositadas en el techo de un antiguo horst. En la vertiente NO de dicha colina existe un nivel de lidita radicado, que ocupa un sector correspondiente al tramo superior de la paleoladera de dicho talud.

En la zona de raíz, escasamente representada en el afloramiento, las liditas aparecen en niveles subverticales, pasando

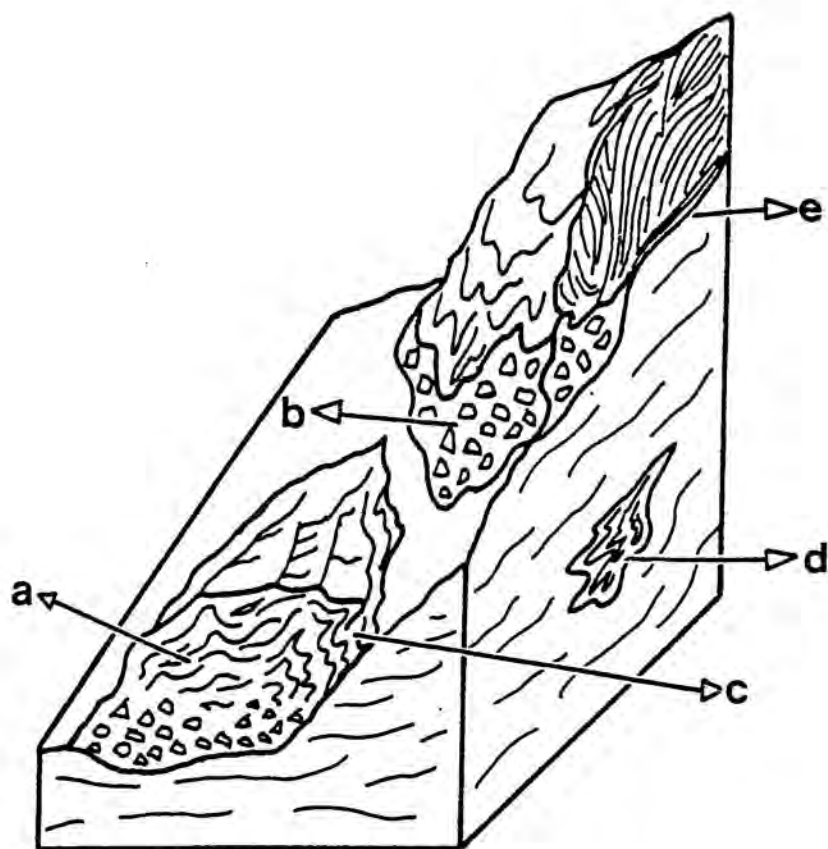


Fig. 35.- Diferentes tipos de pliegues sinsedimentarios en liditas deslizadas. El deslizamiento seccionado transversalmente muestra la existencia de un nivel basal de brechas singenéticas de liditas (común a los dos deslizamientos mayores, "b") y pliegues disarmónicos ("a") de liditas, aunque localmente los niveles del material silíceo se han podido deformar solidariamente en condiciones de ductilidad ("c"). El pequeño deslizamiento muestra pliegues ("d") desarrollados en condiciones de total ductilidad, análogos a los reconocidos en las zonas de raíz de los afloramientos de liditas de los horsts; los planos axiales de los pliegues son subparalelos a la paleovertiente. El deslizamiento seccionado longitudinalmente muestra la existencia de discordancias internas y pliegues en el interior del paquete de liditas debido al deslizamiento insolidario de diferentes sectores y/o niveles aislados de liditas ("e").



Fig. 56.- Pliegues sinsedimentarios en lilitas; corresponden aproximadamente a los señalados como "d" en la fig. 55.

Se desarrollaron inicialmente en condiciones de gran ductilidad (elevado aplastamiento de las charnelas, plegamiento solidario de los diferentes niveles, etc.) propias de un gel silíceo inconsolidado, pero durante el estadio final de la deformación ésta comenzó a actuar sobre materiales casi totalmente litificados (creación de cavidades en el intradós por deslizamiento de los niveles más externos del pliegue, fracturas de extradós, fracturas sinsedimentarias rellenas de cuarzo seccionando ortogonalmente diferentes niveles previamente deslizados y plegados solidariamente, etc.).

Esquema delineado sobre una fotografía, vertiente izda. de Riu Istrias en las proximidades de la confluencia con Riu Oliastu (Sarrabus Centrooriental).

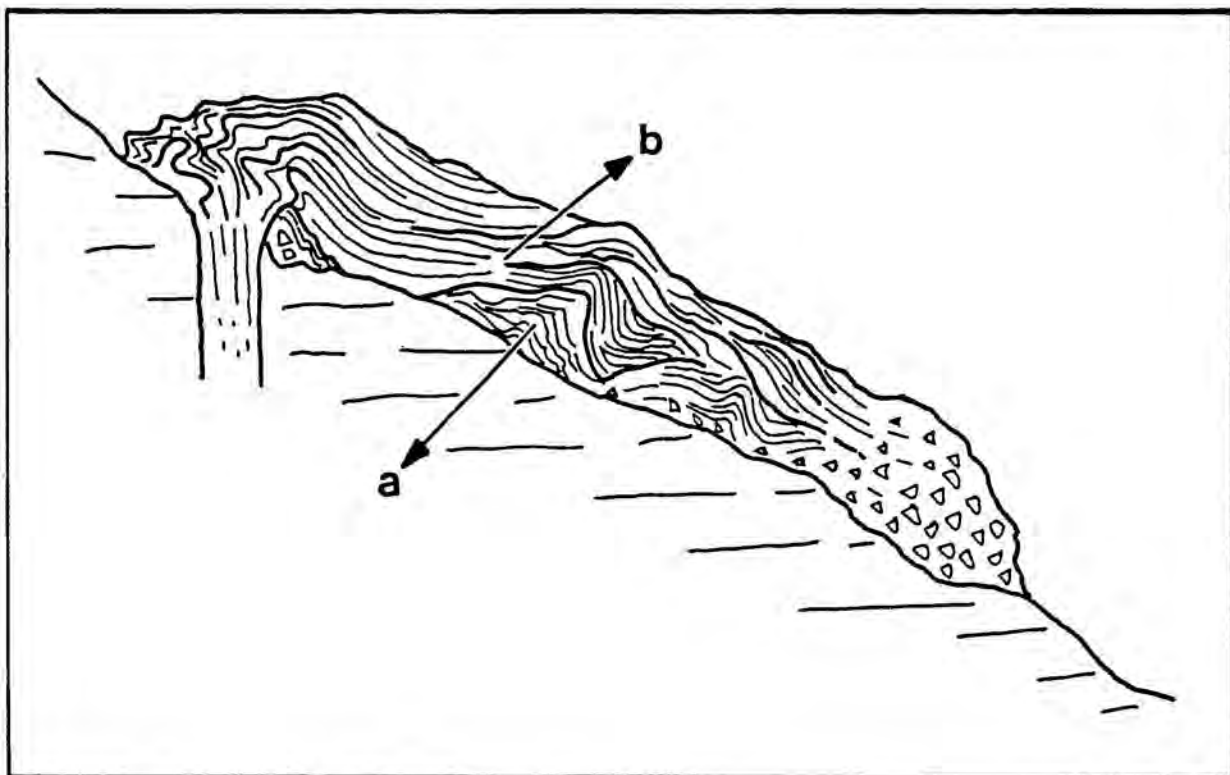


Fig. 57.- Esquema del afloramiento de liditas radicadas situadas en el sector NO de Bruncu Murdegu. Al hallarse emplazado en una paleoladera (en lugar de en una zona de horst) las liditas se han extendido unicamente en una dirección, ladera abajo. El afloramiento consta de una zona de raíz con los niveles de lidita verticalizados, sobre la que reposa una zona con pliegues dúctiles (y localmente, brechas monogénicas de liditas). Esta litofacies plegada pasa lateralmente a una litofacies bandeada, que ladera abajo (sector "b") se adapta elásticamente al relieve, deformándose en pliegues de amplio radio. Los pliegues son fosilizados por sucesivos niveles de liditas, dando claras discordancias angulares en el seno del paquete silíceo, y el afloramiento concluye ladera abajo cpon un tránsito gradual hacia una brecha monogénica de clastos de lidita con cemento silíceo. El sector "a" señala la ubicación de las figs. 58 y 59, correspondientes a un sector donde las liditas han desarrollado un comportamiento especialmente dúctil previo a su litificación, fosilizando nivel a nivel el paleorrelieve preexistente.

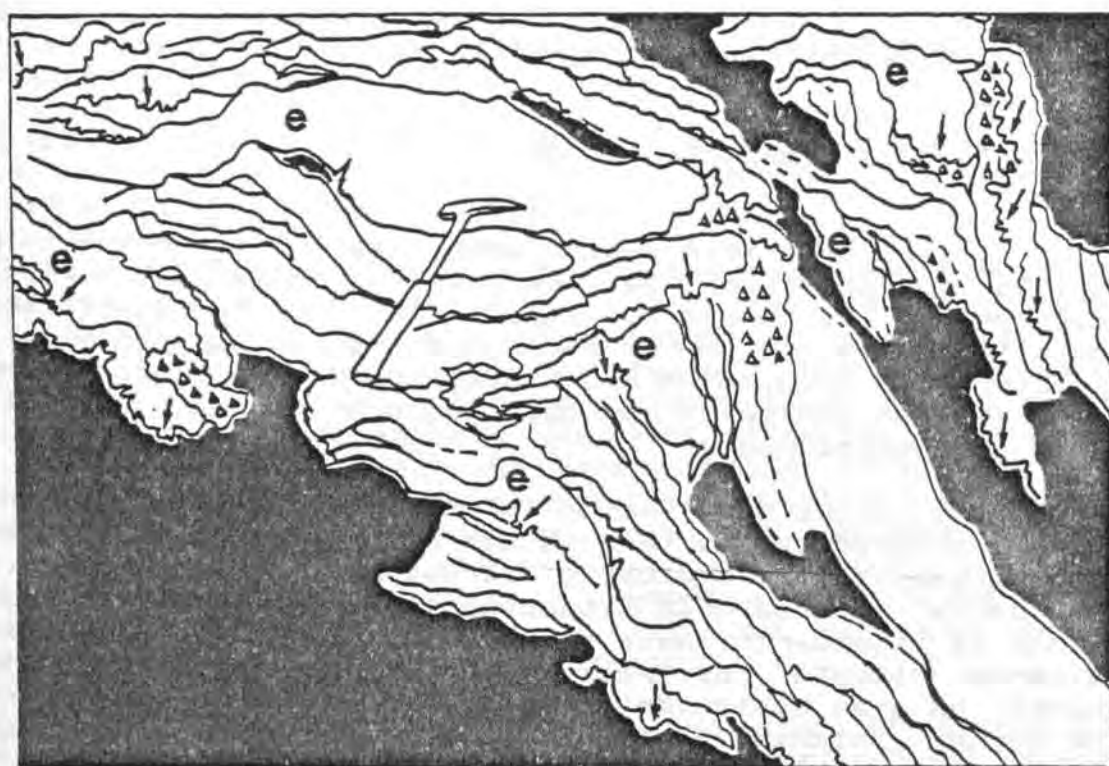
gradualmente hacia arriba a pliegues desarrollados en condiciones de alta ductilidad y a niveles de brechas (véase la fig. 57). La disposición anómala de este afloramiento de liditas radicadas en el talud en lugar de en la zona de horst hace que los geles de sílice se extendieran lateralmente en un único sentido ladera abajo, en forma de niveles bandeados rítmicos y subparalelos semejantes a los de las litofacies tranquilas (figs. 57, sector "b" y 58).

El apilamiento de los geles estratificados rítmicamente debió ser inestable, hecho que se traduce en el desplazamiento ladera abajo de los niveles más antiguos por los más recientes, que al avanzar a su vez ladera abajo fosilizan los materiales (y los pliegues) precedentes y se adaptan elásticamente al relieve deformándose y dando anticlinales y sinclinales, localmente claramente disarmónicos entre sí, especialmente si consideramos la geometría del depósito en una macroescala (fig. 57). Estos materiales se deslizaron en un estado semilitificado, hecho que explica el carácter de los pliegues, en una clara convergencia de facies con los pliegues disarmónicos previamente descritos en masas de liditas deslizadas a lo largo de taludes; esta tendencia a la litificación queda confirmada por el carácter brechificado del tramo frontal del depósito (fig. 57).

Sin embargo, el carácter radicado del depósito se manifiesta en un comportamiento local (fig. 57, sector "a") extremadamente dúctil de algunos niveles de lidita, comparable a los comportamientos más dúctiles descritos precedentemente en el caso de las liditas radicadas de los horsts.

Fig. 58.- Pliegues sinsedimentarios ("a" anticlinal, "s" sinclinal) en el afloramiento de liditas radicadas de la ladera NO de Bruncu Murdegu (Sarrabus Centrooccidental). (Para su localización, véase el sector "a" de la fig. 57). El sector central inferior (delimitado por cuatro triángulos blancos) corresponde al campo representado en la fig. 59.

Fig. 59.- Niveles de lidita con importantes engrosamientos laterales ("e") que fosilizan el paleorrelieve local. Nótese la existencia de niveles de brecha de lidita intercalados (representados por los triángulos) y la existencia de lóbulos y digitaciones en la base de muchos de los niveles de lidita (flechas). Estas características son atribuidas a un comportamiento de tipo gel de carácter sinsedimentario (véase texto). Esquema delineado sobre una fotografía, ladera NO de Bruncu Murdegu (Sarrabus Centrooriental). Para su situación véase las figs. 43 y 57)



En estos sectores los niveles de lidita muestran notabilísimas diferencias de potencia (incrementos del orden de 5 a 10 veces la potencia original), indudablemente producidas por el flujo del gel silíceo original ladera abajo, cubriendo las oquedades del paleorrelieve (fig. 59); estos rápidos incrementos laterales de potencia normalmente conllevan la desaparición de la laminación interna de los niveles de lidita. Este fenómeno de fosilización del relieve original fue reiterado, lo que es otro criterio de inestabilidad del talud a añadir a los ya existentes.

Por lo que se refiere al comportamiento de los geles, hay que señalar que se litificaron rápidamente a medida que fluían, tal como queda evidenciado por la preservación de oquedades originales, por la reiterada emisión de lóbulos de dimensiones centimétricas en las zonas de base de los niveles (lo que da una superficie inferior bulbosa con tendencia a la brechificación en muchos niveles, véase la fig. 59), y por la presencia de grietas de retracción (tanto en las superficies superiores como en las inferiores de los niveles) y niveles de brechas monogénicas de lidita cementadas por gel silíceo (en la actualidad, por lidita).

Hay que resaltar que un estudio superficial de estas litofacies en una macroescala no permite reconocer el comportamiento de los geles de sílice durante la deformación sinagenética, ya que quedan enmascarados en el interior de los pliegues sinsedimentarios mayores del depósito (véase la fig. 57).

5.5.3.- Descripción petrográfica de las liditas.

5.5.3.1.- Microscopía óptica

Es difícil describir sucintamente las liditas desde un punto de vista petrográfico, ya que existen numerosas variaciones texturales en las muestras estudiadas. La característica más común a las liditas o cherts bandeados estudiados es que se trata de precipitados químicos microcristalinos con un claro predominio del cuarzo y un contenido variable (pero en general abundante) de materia carbonácea negra.

El fino tamaño de grano de la roca dificulta notablemente su estudio petrográfico. La textura más característica es la formada por un pavimento de microcuarzo atravesado por una red más o menos densa de fracturas sinsedimentarias/diagenéticas precoces rellenas de megacuarzo; este tipo de textura puede aparecer casi totalmente "limpia" de materia carbonácea, o por el contrario presentar un gran contenido en ésta, lo que le da a la roca un color oscuro intenso, en el que resaltan los fragmentos esqueléticos esféricos atribuibles a radiolarios (fig. 60). El gradual

incremento del contenido en la materia carbonácea (producido a expensas de una simultánea disminución de la sílice) conduce al tránsito lateral y/o vertical de algunos cuerpos de liditas a niveles de lutitas carbonáceo-grafitosas de color negro o gris oscuro.

Volviendo a las liditas, las finas laminaciones distinguibles a simple vista se manifiestan al microscopio como el producto de una segregación de bandas de cuarzo y materia carbonácea dentro de un mismo nivel (fig. 61), como la existencia de una fina alternancia de nivelillos más ricos y más pobres en citada materia carbonácea (fig. 62), o bien como el producto de una alterancia de niveles con diferente granulometría del microcuarzo, siempre dentro de un tamaño de grano muy fino. En ocasiones, esta laminación conlleva también variaciones notables en el contenido de microorganismos silíceos de un nivel a otro (fig. 62), pero sin que puedan distinguirse estructuras gradadas por lo que se refiere a los fragmentos esqueléticos.

Los fragmentos esqueléticos esféricos son silíceos, aunque localmente están constituidos también por apatito, además del cuarzo. En general, el grado de aplastamiento de estos fragmentos es: nulo o muy bajo (figs. 60, 61 y 62) y la preservación de las tecas excelente, sin corrosiones u otras alteraciones presentes. El interior de las tecas suele estar relleno por megacuarzo, y en algunos casos contienen también materia carbonácea y (más raramente) minerales opacos como pirita. Además de estos fragmentos esqueléticos predominantes, se han podido distinguir con el estudio petrográfico otros microorganismos atribuibles (con reservas) a acritarcos, y fragmentos de los macroorganismos descritos anteriormente.

El apatito es un accesorio frecuente en la mayoría de las muestras estudiadas, junto con la pirita y otros minerales opacos, la clorita, la moscovita, etc.

El estudio petrográfico ha aportado bastante información por lo que se refiere a los nódulos de cuarzo-apatito. El tránsito entre la lidita y el nódulo no es gradual, sino abrupto, y en realidad se puede comprobar al microscopio que la línea de contacto entre el nódulo y la lidita, caracterizada por un enorme aumento en la cantidad de apatito hacia el interior del nódulo, es muy nítida (véase fig. 63). Es esta variación en el contenido de apatito (y la consecuente disminución relativa en materia carbonácea, opacos, etc) la que se manifiesta macroscópicamente en los afloramientos con una clara diferencia de color. Localmente se puede observar igualmente la presencia de colofana marrón en pequeñas cavidades irregulares, tanto en el seno de los nódulos como en la lidita que los contiene.

Al observar el interior de los nódulos se observa que existen en ellos los mismos tipos de microorganismos que el

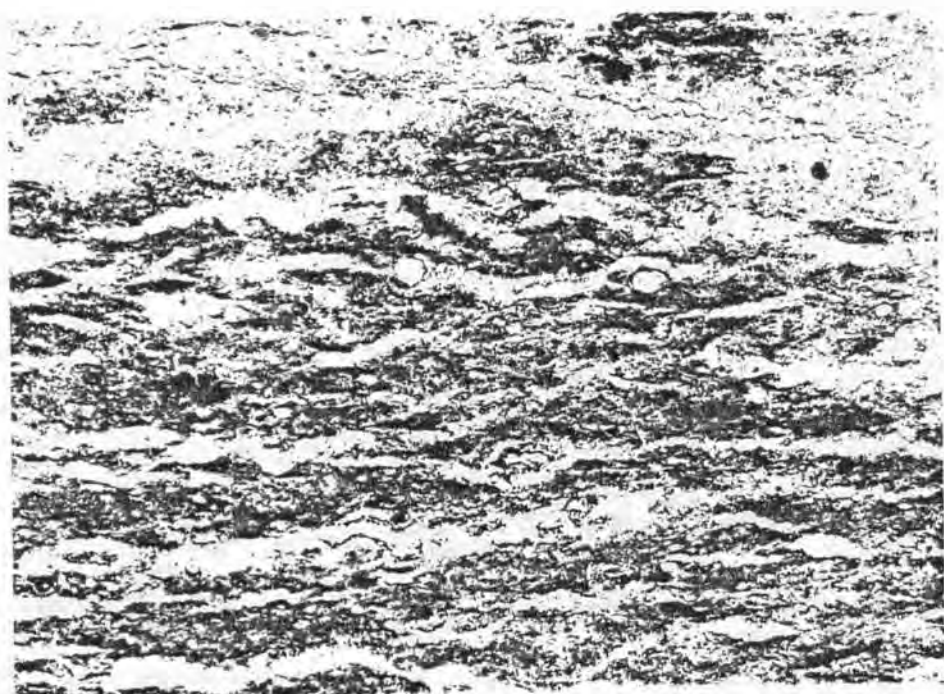
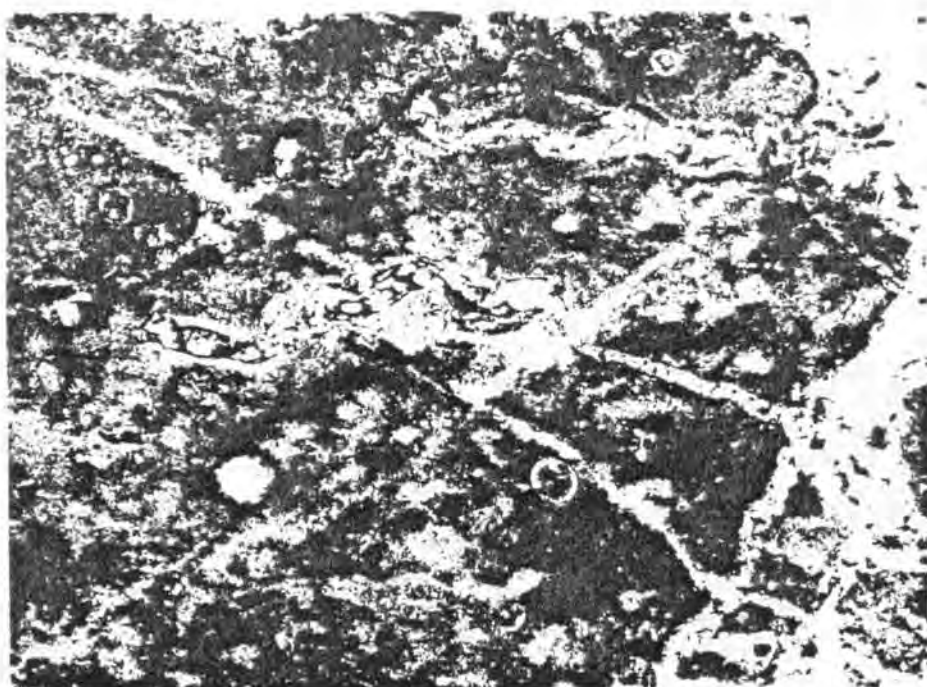
resto de la lidita, e incluso son más abundantes. Esto es especialmente notable para el caso de los posibles acritarcos, que aparecen agrupados en gran número en ciertos sectores de los nódulos (sin que dichos agrupamientos ocupen aparentemente sectores especiales en los nódulos) y cuyas tecas, en general muy bien preservadas, están constituidas por apatito.

Por lo que se refiere a las estructuras esféricas tentativamente atribuidas a radiolarios, se conservan perfectamente y sin síntomas de deformación o aplastamiento tal como en la lidita, sugiriendo también una litificación precoz, y además presentan ciertas particularidades muy interesantes en su mineralogía.

Por una parte, el apatito participa junto con el cuarzo en la constitución de la pared o paredes más externas, en general mediante cristales tabulares bien ordenados dispuestos perpendicularmente a la pared, alternados o no con cristales de cuarzo, y en ocasiones forma un tapizado discontinuo de cristales, algo más gruesos que los anteriores sobre la pared más externa; y más rara y discontinuamente sobre la pared más interna (fig. 64). Por el contrario, en el interior del organismo, y dejando de lado ese posible tapizado interior, no se observa la presencia de cristales de apatito; el relleno está únicamente constituido por megacuarzo, apareciendo toda la sección circular subdividida únicamente en 2,3 ó 4 cristales, aparentemente procedentes de la reordenación de un único relleno silíceo.

Fig. 60.- Lidita constituida por un pavimento de microcuarzo atravesado por una red de fracturas sinsedimentarias/diagenéticas tempranas rellenas de megacuarzo. Nótese la abundancia de materia carbonácea, que confiere un color oscuro a la roca, y la existencia de abundantes fragmentos esqueléticos esféricos atribuibles a radiolarios. Lámina delgada, muestra GD-28, luz paralela.

Fig. 61.- Detalle de la existencia de una concentración preferencial de materia carbonácea negra en la lidita, y su ausencia selectiva en niveles de microcuarzo subparalelos a la laminación. Lámina delgada, luz paralela.



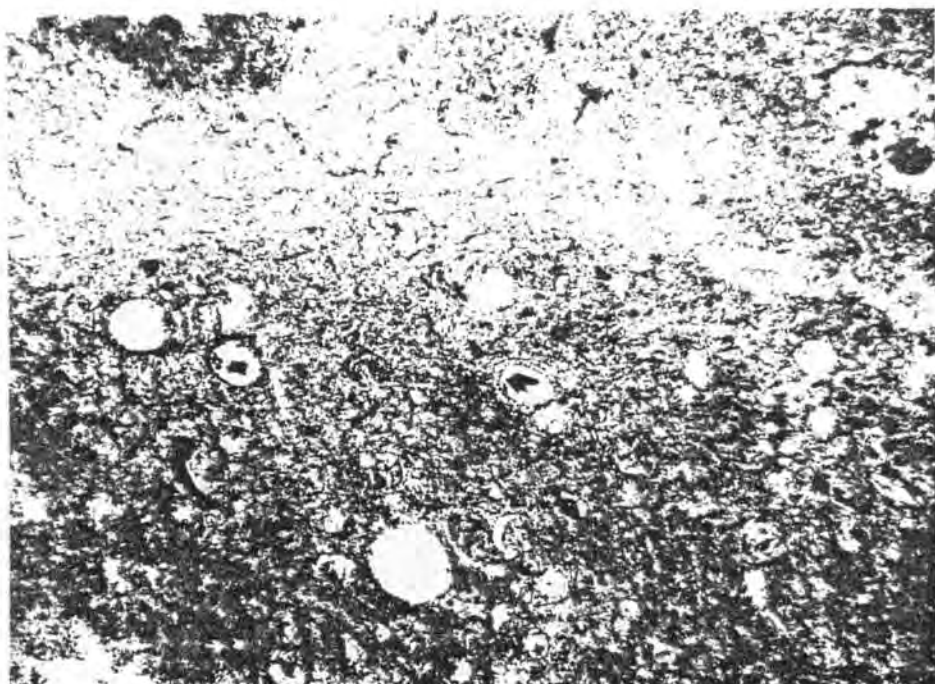


Fig. 62.- Laminación en el seno de las liditas, definida por una alternancia de un nivel rico en materia carbonácea negra y microorganismos esféricos con otro constituido casi exclusivamente por microcuarzo. Lámina delgada, luz paralela.

Fig. 63.- Microestructura de un nódulo fosfático ("P") constituido de cuarzo y apatito, en el sector de tránsito ("T") a una lidita ("L") normal donde la presencia de apatito disminuye rápidamente. Nótese la abundancia de tecas fosfáticas de microorganismos (acritarcos?) dentro de la lidita en las proximidades del nódulo fosfático. Lámina delgada, luz polarizada.



Fig. 64.- Detalle de una teca fragmentada de un microorganismo esférico, atribuido a un radiolario ("r"); interior de un nódulo fosfático en un chert bandeado. Nótese la abundancia de agregados de cristales de apatito ("A") en el seno del microcuarzo, y la existencia de esferulitos de apatito aislados en el seno del microcuarzo. Lámina delgada, luz paralela.

Por lo tanto, podemos interpretar que al menos en estos casos el apatito participó directamente en la constitución esquelética de los microorganismos, o bien sustituyó muy precozmente alguno de sus elementos esqueléticos; además, el apatito (y el cuarzo microcristalino que aparece íntimamente interpenetrado con él) cristalizó esencialmente en el exterior de las estructuras esféricas, por lo que se puede suponer que esta matriz cuarzo-apatítica cristalizó rápido, englobando estos fragmentos esqueléticos pero sin que el fluido generador de dicha matriz tuviera tiempo de acceder al interior de las estructuras esqueléticas; por último, por lo que se refiere al cuarzo macrocristalino que aparece rellenando las estructuras esqueléticas, parece producido por la lenta recristalización de un gel silíceo, que pudiera proceder de la diagénesis temprana de la lidita. En algunos casos parecen poder reconocerse fantasmas de estructuras geopetales en el interior del megacuarzo.

5.5.3.2.- Microscopía electrónica de barrido.

El estudio de las microtexturas de las liditas ha sido empleado por muchos autores como indicador del grado de transformación diagenética de los sedimentos silíceos pelágicos. Este estudio se realiza mediante el empleo del microscopio electrónico de barrido, ya que como hemos visto el tamaño de los constituyentes de los cherts es en general menor que la resolución del microscopio óptico.

El empleo del microscopio electrónico permite igualmente identificar la geometría de las partículas que constituyen los sedimentos silíceos, y este aspecto también es de gran interés para poder esclarecer cual es el porcentaje de contribución de los microorganismos a los sedimentos silíceos, y en definitiva puede ser utilizado para conocer más precisamente cual puede ser el origen de los cherts. En el caso de sedimentos pelágicos modernos generados a profundidades moderadamente grandes se admite la siguiente secuencia de evolución diagenética del sedimento: ópalo-A, ópalo CT y cuarzo (véase por ej. SCHOLLE et al., 1983 a).

El estadio de ópalo-A se caracteriza por una textura muy porosa, en la que se puede reconocer una gran abundancia de fragmentos esqueléticos, y en éstos delicadas estructuras de decoración en los caparazones de los microorganismos silíceos, formados por ópalo biogénico amorfo. Esta microestructura porosa puede ser sustituida in situ en ópalo-CT, en buena medida por disolución de los caparazones y reprecipitación de la sílice. El estadio de ópalo-CT se caracteriza por la presencia de la sílice en forma de formas metaestables de cristobalita-tridimita de baja temperatura, formadas por láminas más o menos aplastadas de estos

minerales ("blades" de los autores anglosajones) o, más frecuentemente, por agregados más o menos fibroso-radiales de estas láminas ("lepisferas"). Junto a los agregados de lepisferas existen zonas más o menos masivas de análoga composición. La textura resultante es más o menos botroidal, con una notable reducción de la porosidad original, pero aún conserva bastantes cavidades porosas distribuidas en "parches".

Finalmente, las microestructuras pierden gradualmente las lepisferas y la porosidad resultante, como consecuencia del enterramiento (con la consiguiente compactación del sedimento) y del carácter inestable del ópalo-CT, que les hace recrystalizar con un gradual incremento del orden en las estructuras cristalinas hasta concluir con la producción de cuarzo- α . Este proceso comienza con una sustitución parcial de las lepisferas por microcuarzo, prosigue con la precipitación de sílice en forma de microcuarzo como cemento en las cavidades interparticulares y megacuarzo en las fracturas presentes en el sedimento ya litificado y concluye con una casi total eliminación de los fragmentos esqueléticos silíceos y un intenso reemplazamiento de las lepisferas. El resultado suele ser una textura poco porosa, masiva y microgranular-pavimentosa o francamente granoblástica de microcuarzo, con algo de calcedonia; los bordes de grano, cuando pueden ser distinguidos, son anhedrales.

En líneas generales, las microestructuras de los sedimentos silíceos tienden a ser interpretadas dentro del esquema diagenético precedente, y se considera que los sedimentos antiguos (en general, se toma como referencia los más antiguos de 60 m.a., véase por ej. SCHOLLE et al. 1983 a) suelen hallarse en el tercer estadio evolutivo. Sin embargo, algunos autores han señalado la existencia de lepisferas y texturas porosas primarias atribuíbles a ópalo y/o calcedonia en sedimentos antiguos (por ej., OLDERSHAW, 1968, en el caso de los cherts namurienses de North Wales), y es posible reconocer mediante difracción de rayos-X la existencia de materia opalina en diferentes grados de "maduración" en materiales paleozoicos (PLANA, 1988, com. personal).

OLDERSHAW (1968) ha observado que la presencia de "impurezas" no silíceas en el seno de los cherts (materia orgánica; illita y otras arcillas, etc.) favorece la formación original y/o la preservación de las estructuras porosas ("spongy") propias del material opalino, observando claras diferencias dentro de sedimentos rítmicos nivel a nivel, e incluso dentro de un mismo nivel. Este autor ha señalado que la mayor presencia de impurezas favorece un crecimiento desordenado de los cristales.

Al analizar las características sedimentológicas de las lilitas del Sarrabus hemos realizado diferentes observaciones convergentes hacia una litificación precoz del sedimento; estas características se alejan de la evolución diagenética "normal" de un sedimento silíceo pelágico (véase más arriba). Por lo tanto

es razonable que el estudio de las microestructuras de las liditas también nos ofrezca diferencias notables respecto al modelo antes expuesto. Al objeto de comprobar esta impresión inicial, y de clarificar en lo posible el origen de las liditas se estudiaron unas pocas muestras de liditas escogidas aleatoriamente en las litofacies bandeadas de cuerpos de lidita bien radicados; por el contrario, no han sido estudiados los tránsitos laterales de las liditas más ricos en materia carbonácea y arcillas.

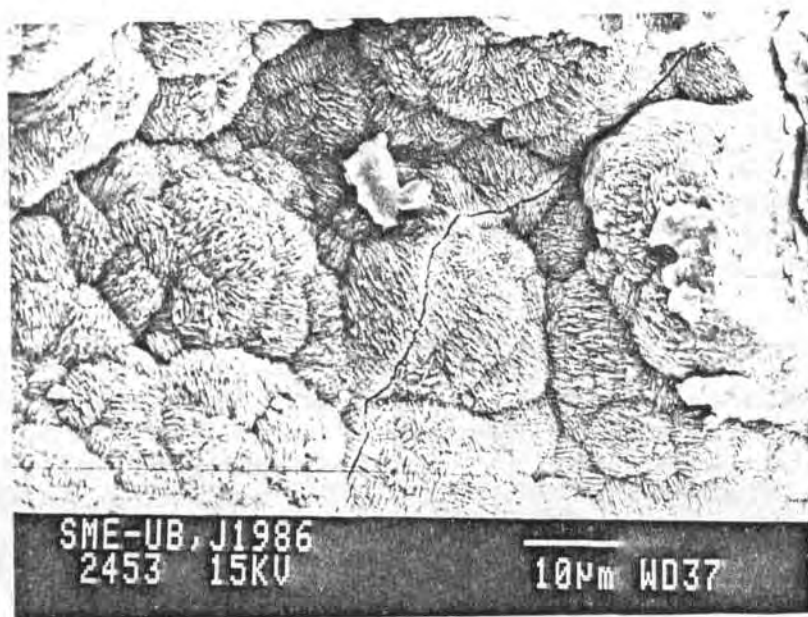
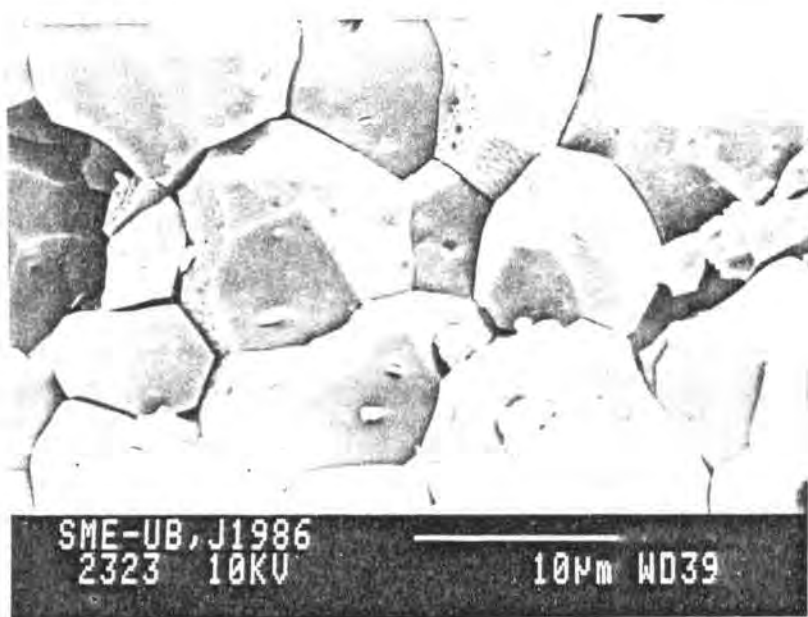
Los resultados obtenidos, aún careciendo del valor de un estudio sistemático de esta litofacies, tienen un notable interés ya que confirman plenamente la existencia de una evolución diagenética diferente a la propuesta en el modelo general.

La microestructura más frecuente está constituida por un agregado de cristales de cuarzo, con una clara tendencia al idiomorfismo y la equigranularidad (fig. 65). Hay que destacar la existencia de una ligera cavidad entre los diferentes cristales. Esta microestructura constituye la mayor parte de las muestras estudiadas. Más raramente, en algunos sectores se observa la existencia de una segunda microestructura, de carácter botroidal y constituida por agregados de lepidosferas silíceas perfectamente conservadas (fig. 66). Estas lepidosferas aparecen restringidas al tapizado de las fracturillas sinsedimentarias existentes en las liditas (en cuyo caso están separadas de la microestructura mayor por placas de megacuarzo) o bien en el seno de zonas que constituyen pequeñas cavidades en la textura equigranular general de la lidita.

En algunos sectores la presencia de inclusiones arcillosas y cuerpos porosos laminares de materia carbonácea produce la existencia de una textura francamente porosa en la lidita; en estas zonas parece cumplirse la observación arriba mencionada de OLDERSHAW (1968) sobre la asociación entre "impurezas" e inhibición de un crecimiento cristalino ordenado. En estos sectores se observa igualmente la existencia de una mayor separación entre los cristales de cuarzo con tendencia idiomórfica, estando ocupada parcialmente la separación por cristalitos laminares de

Fig. 65.- Cristales de cuarzo en una lidita bandeada (para explicación véase el texto). Microscopio electrónico de barrido.

Fig. 66.- Superficie botroidal constituida por un agregado de lepidosferas de sílice perfectamente preservadas. Lidita bandeada. Microscopio electrónico de barrido.



sílice agrupados desordenadamente en haces, epitaxias sobre los cristales mayores, etc. Existe también una porosidad notablemente mayor (claramente originaria) en estas zonas.

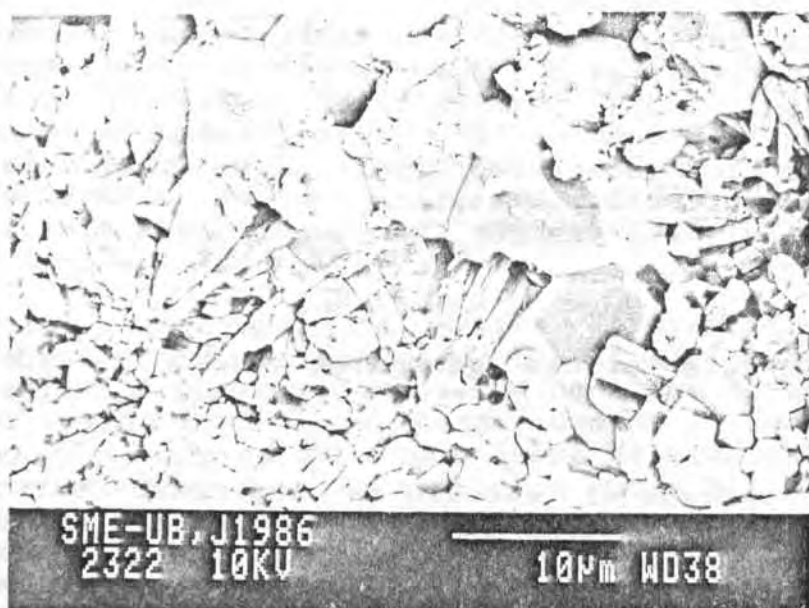
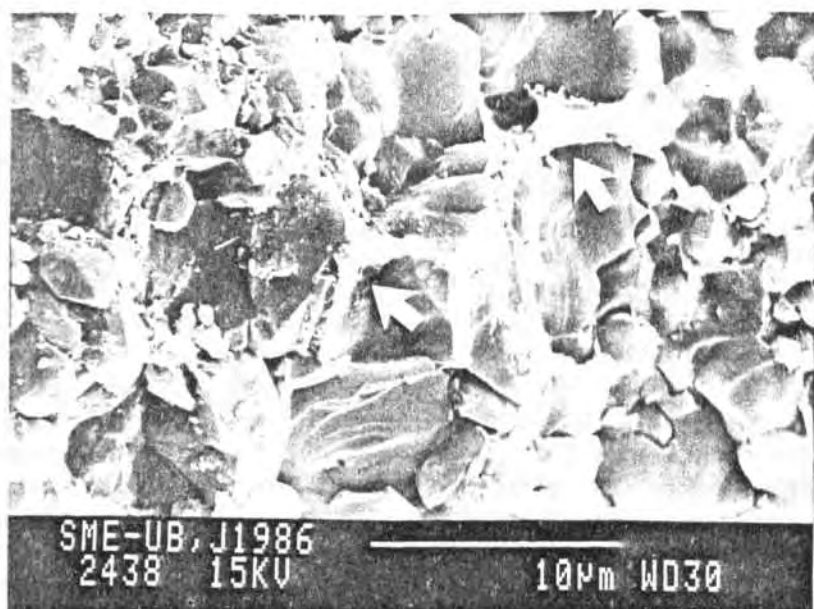
Por lo que se refiere a los fragmentos esqueléticos, existen numerosas estructuras silíceas de este origen que no hemos podido clasificar con precisión. Estas estructuras van desde microesferas a fragmentos de tecas, cuerpos filiformes con terminaciones acampanadas, cuerpos trenzados, etc. Todos ellos muestran un excelente estado de preservación, análogamente a lo visto para los fragmentos esqueléticos en el apartado de microscopia óptica.

Es interesante señalar la modificación que produce en la microestructura la proximidad de una fracturilla sinsedimentaria rellena de cuarzo: los espacios intersticiales entre los cristales idiomorfos-subidiomorfos de cuarzo son ocupados por cemento de microcuarzo, mientras que previamente o durante el desarrollo del proceso de cementación puede producirse incluso una parcial disolución de los citados cristales (compárese las figs. 65 y 67).

También han sido estudiados los nódulos fosfáticos con el microscopio electrónico. Por una parte el tipo de instrumento utilizado (aparato de tipo Jeol con microanalizador Link incorporado) ha permitido confirmar que la mineralogía de los nódulos estudiados corresponde esencialmente a las paragénesis indicadas por las observaciones microscópicas y los difractogramas: cuarzo y apatito. Por otra parte, el estudio de las microestructuras permite confirmar que en el seno de los nódulos fosfáticos ambos minerales desarrollan vistosos cristales euhedrales, y que la cronología relativa de su formación es: inicialmente apatito y posteriormente cuarzo. Esto se manifiesta claramente por la existencia de moldes e inclusiones de apatito en los cristales de cuarzo (fig. 68; véase también GIMENO 1988 a, fig. 3), y en parte también puede explicarse por el tamaño ligeramente mayor de los cristales de cuarzo y por el mayor poder de cristalización del apatito.

Fig. 67.- Detalle del desarrollo de un cemento de microcuarzo (flechas) entre los cristales de cuarzo idiomorfos-subidiomorfos de una lítica bandeada, en las proximidades de una veta milimétrica (diagenética) de cuarzo. Microscopio electrónico de barrido.

Fig. 68.- Cristales tabulares idiomorfos de apatito (y sus moldes) contenidos en cristales idiomorfos de cuarzo de mayores dimensiones. Nódulo fosfático en una lítica bandeada. Microscopio electrónico de barrido.



La interpretación de las observaciones procedentes del estudio con el microscopio electrónico de barrido debe realizarse en el contexto de los datos sedimentológicos y petrográficos previamente expuestos. El hecho de que la microestructura principal de la roca está formada por cristales claramente autigénicos como el cuarzo (y el cuarzo y el apatito, en los nódulos fosfáticos) es coherente con una cristalización precoz a partir de un producto de tipo gel. Por lo que se refiere al cuarzo, cristalizaciones similares se pueden producir por otros procesos, como por ejemplo por sustitución de un sedimento silíceo precedente, pero la microestructura resultante es extraordinariamente porosa, de tipo trípoli (véase, por ej., KHOURY, 1987).

La existencia de lepidosferas y de fragmentos esqueléticos bien preservados no sería coherente con una modificación diagenética intensa del sedimento silíceo en una fase tardía de la diagénesis; de modo que la antigüedad de las lilitas en este caso (como en el estudiado por OLDERSHAW, 1968) no ha sido un impedimento para la conservación de sus microestructuras originarias. Las lepidosferas que tapizan las fracturillas diagenéticas, y la cementación de microcuarzo intersticial en las proximidades de estas fracturas son necesariamente primarias ya que las lilitas presentes en la secuencia siliciclástica contienen dichas fracturas.

La excelente preservación de las microestructuras es coherente con el excelente grado de conservación de otras microestructuras presentes en los materiales paleozoicos del Sarrabus, como por ej. las estructuras de desvitrificación en las rocas volcánicas ácidas (véase caps. 6.1., 6.2. y 6.5.). Una preservación tan perfecta excluye definitivamente la hipotética tectonización de los materiales implicados. Finalmente, hay que añadir que un estudio más sistemático de las diferentes litofacies silíceas halladas en el Sarrabus puede suministrar mucha información adicional.

5.5.4.- Características generales de la sedimentación silícea.

Cuando se procede al estudio de las rocas silíceas en el conjunto de las rocas sedimentarias, la primera característica que hay que tomar en consideración es precisamente su composición química. Esta afirmación que puede parecer obvia es importante, ya que las rocas silíceas presentan contenidos en sílice muy elevados, en un rango que puede oscilar entre el 75 y casi el 100%, contenidos en general mucho mayores que los que presentan las rocas volcánicas más ácidas. Estos contenidos tan elevados en sílice son difícilmente alcanzables en los medios sedimentarios;

excepto en el caso de rocas detríticas constituidas por clastos de origen inorgánico (cuarcitas y otras rocas silíceas detríticas).

Si prescindimos de este último tipo de rocas, podemos afirmar que la existencia de rocas silíceas representa una concentración excepcional de Si en el medio sedimentario, concentración que conlleva una disminución relativa del resto de los componentes del depósito sedimentario. Esta concentración se puede producir por un número limitado de procesos:

- Eliminación de la mayor parte del resto de los productos que forman parte de un depósito sedimentario normal. Este es el caso típico de la sedimentación silícea en ambientes profundos por debajo del nivel de CCD, donde la mayor parte del potencial depósito sedimentario está constituido por carbonatos que no llegan a depositarse en el fondo marino por previa disolución a lo largo del trayecto descendente en la columna de agua oceánica. (GARRISON & FISCHER 1969). Este proceso implica tasas muy lentas de sedimentación.

- Eliminación de parte del depósito sedimentario y/o migración y concentración de la sílice presente en él. Este es el caso típico de la formación de nódulos y niveles de chert durante el desarrollo de la diagénesis, partiendo de un sedimento rico en sílice (por ej., en el caso de los sedimentos depositados ligeramente por encima del nivel de CCD, Mc.BRIDE y FOLK 1979). Este proceso implica transformaciones muy importantes en el sedimento original. Otro caso particular de este proceso es la formación de cherts a partir de procesos edáficos; este tipo de procesos puede ser observado, por ej., asociado a procesos de lateritización en rocas ultramáficas, y ha podido tener notable importancia en el pasado (Mc.BRIDE y FOLK 1979). Del mismo modo pueden ser clasificados en este grupo los depósitos silíceos asociados a facies carbonáticas condensadas (griottes, hard grounds, etc.) formadas en altos estructurales aislados en el seno de cuencas marinas (TUCKER 1974).

- Aporte excepcional de sílice. Este aporte puede ser de varios tipos, y tendrá que ser mayor cuanto más importante sea el aporte de otros productos; para tasas normales de sedimentación, el aporte de sílice tendrá que tener además un carácter puntual en el tiempo, ya que de otro modo queda diluido en el resto del sedimento y no conduce a la formación de rocas silíceas.

Dentro de los diferentes aportes excepcionales de sílice, podemos considerar dos tipos fundamentales: aquellos en los que la sílice es introducida en el sedimento a partir de una fase sólida, en general amorfa o de mineralogía inestable, que es sometida a procesos de desvitrificación y/o recristalización desde el mismo momento de su sedimentación; y aquellos en los que la sílice precipita a partir de salmueras.

En el primer grupo tenemos las acumulaciones de sílice constituidas por restos esqueléticos de microorganismos, especialmente de radiolarios y diatomeas. Estas acumulaciones pueden proceder tanto de proliferaciones extraordinarias de los organismos ("blooms", BLATT et al. 1972, p.540) originadas por la confluencia de diferentes condiciones favorables a su desarrollo (entre las que hay que resaltar la disponibilidad de sílice en el medio acuático) como de removilización de concentraciones preexistentes.

Entre estas últimas han sido descritos depósitos de turbiditas de ambiente marino profundo constituidos principalmente de radiolarios y generadas a expensas de preconcentraciones de éstos en zonas de altos estructurales (NISBET & PRICE, 1974; Mc.BRIDE & FOLK, 1979). Otro tipo de aporte que podemos recoger en este grupo, aunque en un principio hemos excluido los aportes de material detrítico de tipo inorgánico (véase más arriba), es el constituido por materiales vítreos de origen volcánico, que pueden ser volumétricamente muy importantes y alcanzar una gran extensión lateral cuando son de tipo piroclástico y proceden de una columna eruptiva de importantes dimensiones; este tipo de depósitos y las turbiditas antes citadas se caracterizan por generar depósitos silíceos de una gran extensión areal y continuidad. Otra fuente de sílice a partir de vidrio volcánico en medio subacuático son las rocas hialoclásticas.

Por lo que se refiere a la precipitación química de sílice a partir de salmueras, el origen de éstas puede ser variado: sistemas hidrotermales subaéreos (geisers, fuentes termales) y subacuáticos, alteración meteórica de material volcánico en condiciones extremas (por ej. los lagos alcalinos del East Rift Africano, EUGSTER 1969), etc. En todos estos casos se puede formar una roca silícea de tipo chert bandeado, ya sea por precipitación directa de sílice o mediante productos intermedios (por ej. una fase silicatada sódica de tipo magadiita, EUGSTER 1967).

Como es obvio, en muchas situaciones concretas coinciden dos o más de los procesos y aportes que hemos sucintamente enumerado. Por ej., los "blooms" de radiolarios pueden coincidir con aportes de sílice originados por una intensa actividad hidrotermal (DEGENS y KULBICKI, 1973), la actividad hidrotermal (por ej., efluentes hidrotermales submarinos emplazados en el contexto geotectónico de dorsal centrooceánica) acelera la liberación de sílice a partir de vidrios volcánicos, etc. Si además consideramos la convergencia de procesos diagenéticos existentes en muchos casos, podemos concluir que es factible obtener una roca de tipo lidita (chert en sentido amplio por lo que se refiere a la composición química; bandeado; y de color negro debido a un elevado contenido en materia orgánica, óxidos, sulfuros, etc.) en contextos geológicos muy variados.

5.5.5.- Interpretación de las liditas del Sarrabus en términos genéticos. Relación de los afloramientos de liditas con las fracturas sinsedimentarias e implicaciones en la reconstrucción paleogeográfica.

Las características de las liditas estudiadas permiten excluir bastantes procesos genéticos para estas rocas. En primer lugar, parece bastante claro que la existencia de liditas en la cuenca sedimentaria está relacionada con aportes extraordinarios de sílice, ya que no existe ninguna evidencia a favor de los otros dos procesos genéticos posibles (véase más arriba) y sí muchos en contra.

Entre estos últimos podemos citar como más concluyentes el carácter relativamente somero de toda la secuencia siliciclástica y de los productos piroclásticos intercalados (véase caps. 5.2., 5.6. y 6.4.), la situación preferente de las liditas en los altos estructurales (zonas de horst y taludes asociados), el carácter discontinuo pero recurrente de las liditas a lo largo de la secuencia estratigráfica (Ordovícico, Silúrico y Devónico), la presencia continuada de aportes siliciclásticos y epiclásticos (los episodios de ralentización de la sedimentación en la cuenca son escasos y no están asociados a depósitos de liditas), y la rápida litificación de las liditas, que excluye importantes reconcentraciones de sílice durante el desarrollo de los procesos diagenéticos.

Por lo que se refiere a los procesos de aporte extraordinario de sílice, es obvio que podemos excluir la precipitación evaporítica en cuencas someras, entre otros motivos porque los depósitos formados en tales cuencas tienen un carácter muy continuo (véase por ej. EUGSTER 1969) y porque los estudios realizados demuestran que en la cuenca sedimentaria estudiada en el Sarrabus no existió en ningún momento un ambiente confinado capaz de originar un depósito similar. Hemos de excluir igualmente un origen a partir de turbiditas de radiolarios similar al descrito por NISBET & PRICE (1974), tanto por la discontinuidad y ubicación estructural de los depósitos de liditas como por la relativa pobreza de las liditas estudiadas en bioclastos y el en general buen estado de preservación en los existentes, que excluye la existencia de modificaciones texturales de importancia (es decir, disolución de los bioclastos) en el sedimento.

La abundancia de intercalaciones volcánicas y epiclásticas en la cuenca sugiere que el origen de las liditas pudiera tener alguna relación con ellas. Sin embargo, los diferentes materiales estudiados (lavas, coladas piroclásticas, etc.) muestran una buena preservación textural y paragénesis minerales bastante acordes con su presumible quimismo original. Además, un origen de las liditas estrictamente asociado a desvitrificación y/o

fenómenos autohidrotermales en los materiales volcánicos no explica su estricta disposición paleogeográfica. Hay que señalar en este sentido que las litofacies más favorables a priori para haber suministrado sílice, las coladas andesíticas espilitizadas, no aparecen nunca asociadas directamente a las liditas.

Las características sedimentológicas de las liditas indican que éstas constituyeron un depósito de tipo gel, bien estratificado y de carácter rítmico. El estudio petrográfico realizado indica que este gel incorporó o englobó diferentes tipos de materiales, y en especial materia carbonácea, fragmentos esqueléticos de organismos y filosilicatos. La abundancia de fragmentos esqueléticos en esta litofacies indica que las condiciones para su preservación fueron óptimas (fácil incorporación de los fragmentos por parte de los geles silíceos, rápida litificación de éstos, estabilidad química de la roca una vez litificada) a la vez que refleja probablemente un momento de expansión biológica a expensas de los nutrientes contenidos en los geles u su inmediato entorno (baste pensar, por ej., en la aglomeración de microorganismos en las proximidades o el interior de los nódulos fosfáticos), que aparecen en cantidades sensiblemente mayores a los presentes en los materiales siliciclásticos de la sedimentación detrítica "normal" de la cuenca.

De todos modos, en líneas generales la cantidad de materiales detríticos (fragmentos de microorganismos, filosilicatos, etc.) incorporados en las liditas bandeadas es relativamente baja en la mayoría de los casos. En ocasiones, las liditas pasan gradualmente a lutitas carbonáceas, por disminución en el contenido en sílice e incremento en el de materia carbonácea.

El hecho de que este proceso suceda en algunos casos gradualmente hacia la base y los márgenes del cuerpo de liditas sugiere, no obstante, que la individualización de las liditas como litofacies característica y bandeada se produjo únicamente en aquellos momentos y lugares en los que el aporte de sílice fue especialmente importante, pasando marginalmente a diluirse en el seno de los materiales detríticos (o en otros precipitados químicos) en aquellos momentos en los que el aporte silíceo fue menor y/o en aquellos lugares en los que el aporte silíceo no llegó a expandirse lateralmente y producir geles silíceos generados "in situ".

La tasa de sedimentación de las liditas en las zonas en las que aparece en cuerpos radicados fue alta, mucho mayor que la de los materiales detríticos siliciclásticos depositados simultáneamente. Esto se observa especialmente bien en los casos en los que los cuerpos de liditas no están intercalados con facies siliciclásticas deslizadas (que constituyen un aporte clástico en masa), ya que constituyen pequeños montículos de varios metros o decenas de metros que resaltan sobre los materiales siliciclásticos finos cronológicamente equivalentes (por ej., en el caso del

afloramiento de las confluencias de los ríos Minderrí y Ollastu). Esta veloz tasa de acúmulo de los geles es la que explica que los niveles generados en las zonas de raíz puedan deformarse solidaria y dúctilmente en paquetes de varios metros de potencia antes de alcanzar (rápidamente) su total litificación.

Además, la morfología de los cuerpos de lidita radicados indica claramente que la potencia del cuerpo de lidita es mucho mayor en la zona de raíz, de modo que el montículo constituido por el cuerpo de liditas disminuye gradual pero rápidamente de potencia hacia sus márgenes. Esta observación es válida tanto en los afloramientos de tipo Serra Is Carradoris, como en aquellos similares al de las confluencias de los ríos Ollastu y Minderrí, en el que principalmente aflora el tramo superior o "sombrerillo" del cuerpo de lidita radicada.

En este último se observa que esta observación sobre la potencia del depósito de lidita no sólo es válida si consideramos macroscópicamente todo el cuerpo de liditas sino que también se cumple una disminución de potencia (aunque sea gradual y escasa) de cada uno de los niveles de lidita considerados individualmente, si los seguimos desde el sector central del cuerpo hacia la zona marginal. Esta característica morfológica indica claramente que la acumulación original del gel silíceo fue mayor en el sector central del cuerpo.

La misma morfología de la zona de raíz, con niveles verticalizados de liditas permite concluir que el nivel de liditas es más potente que los márgenes del cuerpo de liditas no sólo considerando el cuerpo hacia arriba (tomando como referencia relativa el nivel de la superficie del fondo marino) sino hacia abajo. Al hallarse emplazados estos cuerpos en el seno de un horst estrecho y alargado, y tratarse de depósitos de geles y no detríticos, no puede postularse una acumulación silícea por gradual confinamiento en una cavidad hasta producir su total relleno mediante un flujo de materia dirigido desde arriba hacia abajo (como podría suponerse en una zona de graben).

La existencia de stockworks silíceos y/o zonas de alteración hidrotermal de traza lineal (y dimensiones cartografiables) en la base del sector de raíz de las liditas indica que ha existido circulación de fluidos hidrotermales en el substrato de las zonas de raíz, y que estos fluidos contenían un exceso de sílice, parcialmente precipitado en el stockwork. Las zonas de alteración hidrotermal (y los stockworks silíceos, donde existen) coinciden estrictamente en su disposición geográfica con el emplazamiento de las fracturas sinsedimentarias, determinado por otra parte gracias a la reconstrucción paleogeográfica realizada mediante el estudio de los materiales siliciclásticos (disposición de los horsts y grabens, cap. 5.2.6.) y la cartografía de los diques ácidos someros y las pequeñas coladas a ellos asociadas (véase caps. 7.3., 11., etc.).

Es razonable pensar que los fluidos hidrotermales que circulaban en niveles tan someros (los sedimentos siliciclásticos inconsolidados) llegaran a efluir sobre el fondo marino. La consecuencia directa sería la llegada al fondo marino de una disolución acuosa a temperatura sensiblemente mayor que la del fondo, y con un pH, Eh, densidad y composición presumiblemente diferentes de los del agua marina. El marcado contraste entre el agua marina y el fluido hidrotermal presumiblemente originaría una rápida precipitación de los elementos transportados por el fluido hidrotermal, y una mezcla más o menos rápida del fluido restante con el agua marina; procesos análogos han sido reconocidos directamente en la actualidad en las fosas oceánicas.

En estas condiciones los elementos precipitados se diferencian gravitativamente del resto del fluido y se depositan (frecuentemente en forma de lodos o geles de mineralogía más o menos inestable) en las inmediaciones del efluente hidrotermal, desarrollando un montículo de rápido crecimiento e incluso estructuras marcadamente antigravitativas (las chimeneas de varios metros de altura, principalmente constituidas de sulfuros masivos, sulfatos como la anhidrita y variedades inestables de sílice, en el caso de los "black smokers" de las dorsales centrooceánicas actuales) (véase cap. 21).

En consecuencia, interpretamos las liditas como un precipitado químico producido por salmueras procedentes de efluentes hidrotermales submarinos. Por lo tanto, las liditas constituyen excelentes ejemplos de exhalitas (sensu BERNARD et al. 1982). Esta interpretación explica el tipo de depósito (gel rápidamente litificado), su carácter rítmico (pulsaciones en la tasa de efluencia, análogas a las actualmente conocidas en los geisers subaéreos), y la mayor acumulación de geles en el sector inmediato a la zona de efluencia, lo que condiciona la morfología de los cuerpos silíceos, incluyendo la existencia de una zona de raíz con liditas bandeadas subverticales.

El origen de los volúmenes considerables de sílice implicados en la génesis de las liditas está con toda probabilidad en los diques y criptodomas ácidos subaflorantes a los cuerpos de liditas o, en un sentido más amplio, de las rocas magmáticas intrapaleozoicas, y fue drenado hacia la superficie por fluidos hidrotermales a través de los planos de discontinuidad de los materiales paleozoicos constituidos por las fracturas sinsedimentarias. El flujo térmico anómalamente alto necesario para el desarrollo de sistemas hidrotermales debió tener igualmente origen en la presencia de estos magmas emplazándose en niveles muy someros de la sucesión siliciclástica. Los fluidos hidrotermales probablemente procedieron en su mayoría del agua contenida en los sedimentos, aún poco consolidados, sin que se pueda excluir un aporte parcial por parte de los magmas.

En términos más gráficos, esta interpretación sedimentario-exhalativa de la génesis de las liditas explica la formación de los geles silíceos desde el interior (desde la fractura subvertical que controla la emisión de la salmuera) hacia el exterior (el fondo marino). La deformación que origina los pliegues extremadamente dúctiles del sector de raíz estaría producida por el empuje del mismo fluido (y/o los geles inmediatamente generados al contacto con el agua marina) en el momento de su expulsión al medio subacuático, del mismo modo que podemos producir experimentalmente estructuras análogas apretando un tubo de pasta dentífrica dispuesto verticalmente con el orificio de salida en posición cenital. Asimismo, esta interpretación explica también que en la zona de raíz coexistan los nódulos de fosfato esféricos (no deformados, originados por una inmediata litificación del gel silíceo) con los más deformados y laminados, contenidos precisamente en los niveles plegados (véase cap. 5.5.2.3. y fig. 52).

Las características sedimentológicas y texturales de los nódulos de fosfato indican que probablemente existían zonas enriquecidas en fosfato dentro de la misma salmuera hidrotermal, por lo que es razonable pensar que una buena parte de los nódulos hayan nacido con una morfología discoidal en el sector superior del conducto de efluencia, hecho que también contribuiría a explicar la escasez de nódulos esféricos en los afloramientos.

Si consideramos el problema a la escala del depósito individual, por ej., en Serra Is Carradoris, esta interpretación de las liditas como depósito sedimentario-exhalativo explica la estrecha asociación zona de raíz de las liditas con la alteración hidrotermal del substrato (y localmente, con las zonas de stockwork silíceo en la base del depósito de liditas), la existencia de diferentes niveles de lidita de varios metros de potencia convergentes hacia la zona de raíz (figs. 44 y 45), y la existencia de vergencias opuestas de los cuerpos de liditas, incluso dentro de un mismo afloramiento. Igualmente explica el carácter extremadamente puntual del aporte (-s) de sílice y el carácter discontinuo de cada depósito individual de lidita, estrictamente relacionados con la zona de efluencia individual.

Esta interpretación permite comprender la existencia de expansiones laterales de lidita a partir de la zona de raíz (siempre que la tasa de efluencia fuera alta) con estructuras bandeadas tranquilas, y la existencia de procesos de litificación precoz (clastos angulosos de lidita, niveles erosivos intercalados en el depósito, etc) en condiciones subacuáticas o con un enterramiento extremadamente somero; estas características sedimentológicas y de desarrollo de diagénesis precoz son muy bien conocidas, por ej., en el caso de depósitos de sulfuros masivos polimetálicos de tipo vulcanogénico o de tipo sedex, formados por procesos de precipitación química análogos al propuesto para las liditas.

Un desarrollo lógico del modelo sedimentario-exhalativo para el caso de las liditas indica que las expansiones laterales (liditas bandeadas radicadas) de las liditas producidas por un mecanismo como el descrito tendrán tendencia a tener un carácter centrífugo bilateral a partir de la línea de fractura que las genera, si ocupan una posición de horst, o centrífugo unilateral si ocupan una posición de talud.

En el caso de las zonas con mayor tasa de acúmulo se puede producir el desbordamiento de las relativamente pequeñas zonas de acumulación (horsts de unos pocos centenares de metros de anchura, a lo sumo), lo que originaría deslizamientos de los sedimentos silíceos dispuestos en los bordes de los horsts, ya parcial o totalmente litificados. Estos deslizamientos, al igual que las expansiones mayores de liditas bandeadas tendrían un carácter centrífugo bilateral, y por sus características morfológicas análogas a las de los deslizamientos de rocas siliciclásticas podrían ser empleadas en la reconstrucción paleogeográfica de la cuenca. Por su parte, las liditas radicadas podrían ser empleadas para la identificación del emplazamiento de las fracturas con gran precisión.

Todas estas características deducibles del modelo genético propuesto para las liditas coinciden plenamente con las descripciones previamente expuestas de estas rocas silíceas. Por lo que se refiere a la reconstrucción paleogeográfica, en las descripciones regionales se mostrarán diferentes ejemplos concretos del papel de las liditas en cada caso.

A título de resumen, en la fig. 43 han sido representadas las relaciones de los cuerpos de liditas cartografiados en el Sarrabus central y occidental (donde el estudio de las liditas ha sido desarrollado más exhaustivamente) con las principales fracturas sinsedimentarias que han podido ser deducidas a partir del estudio de las mismas liditas; esta figura puede ser comparada tanto con la cartografía general realizada como con la delimitación de las fracturas sinsedimentarias llevadas a cabo mediante la cartografía de los diques y criptodomas ácidos (fig. 185) y con las diferentes figuras que en los diferentes capítulos de este trabajo detallan localmente la delimitación de las fracturas en base a la interacción entre los domos ácidos y los materiales siliciclásticos (figs. 83, 168, 33, 192, etc.).

Las fracturas localizadas con el estudio de las liditas coinciden notablemente con las delimitadas mediante el estudio de las otras litofacies, y corresponden principalmente a las direcciones NO-SE y E-O, con algunas pequeñas excepciones (por ej., en el sector al SO de Punta Serpeddi (Sarrabus Occidental) atribuibles directamente a la influencia morfológica de los domos ácidos de dimensiones kilométricas en la configuración de la cuenca sedimentaria (véase cap. 6.2. y 6.10.).

Finalmente, hemos expuesto detalladamente hasta aquí los diferentes criterios macroscópicos y microscópicos que nos indican que las mineralizaciones fosfáticas nodulares presentes en las liditas tienen un origen singenético; dado que esta singénesis se produce respecto a las liditas y éstas son consideradas como un precipitado químico de tipo exhalita, podemos concluir que estas metalizaciones fosfáticas pertenecen al tipo Sedex.

Los nódulos fosfáticos no son los únicos ejemplos de mineralizaciones asociadas espacial y genéticamente a las liditas (véase cap. 15.); de modo que podemos señalar que las liditas y las fracturas sinsedimentarias delimitadas gracias a su estudio son guías excelentes en la prospección de depósitos de sulfuros masivos polimetálicos, baritina, fosfatos, etc. aspecto que ya fue adelantado en un trabajo general previo (GIMENO 1985).

5.5.6.- Breve comentario a algunos trabajos previos.

Las liditas han sido frecuentemente citadas pero poco estudiadas en el paleozoico del Sarrabus. Hay que destacar que LEHMANN (1975), sin hacer un estudio detallado semejante al nuestro llegó a análogas conclusiones sobre la génesis de estas rocas: "By submarine volcanism more tuffs and exhalations (resulting in lydites and locally radiolarian cherts) were produced than real lavas" (op.cit., p. 469). Hay que matizar esta referencia señalando que para este autor las "lydites" son las "quarziti" del Sarrabus, detalladamente descritas en este trabajo (véase cap. 6.4.) mientras que los "radiolarian cherts" son las liditas estudiadas en el presente capítulo.

JAEGER (1977) interpreta por el contrario las lutitas carbonáceas del Sarrabus-Gerrei y las liditas a ellas asociadas como la sedimentación producida en las partes más profundas, y normalmente euxínicas, de un ortogeosinclinal desarrollado en el Paleotethys durante el Silúrico y el Devónico inferior.

Por su parte, SPALLETTA (1982) aún sin tratar directamente de las liditas del Sarrabus ha querido interpretar las liditas del Carbonífero inferior de las áreas circunmediterráneas europeas como un producto puramente sedimentario dentro de un contexto general de carácter regresivo, pero distinguiendo entre facies conglomeráticas y facies bréchicas, y atribuyendo a las primeras una mayor proximidad a áreas emergidas. En su trabajo esta autora hace referencia directa a las liditas de las Cadenas Costeras Catalanas y el Pirineo, y es interesante señalar que las hipótesis genéticas propuestas para las liditas de estas zonas (e implícitamente para las liditas del Paleozoico sardo) divergen notablemente de los resultados de nuestro trabajo.

MAXIA (1983, 1985 a) ha señalado la existencia de liditas en el tramo superior de la secuencia siliciclástica del Sarrabus, coincidiendo indirectamente con la interpretación genética sugerida por SPALLETTA (1982). Además, este autor ha querido ver en las liditas del Sarrabus los efectos de una tectónica polifásica hercínica, refiriéndose a las litofacies con pliegues sinsedimentarios. Es obvio que este tipo de litofacies plegadas pueden resultar engañosas, en especial en casos menos claros que los aquí expuestos (por ej., en zonas tectonizadas), especialmente si no se realiza un estudio sedimentológico detallado de las liditas. Sin embargo, es igualmente cierto que litofacies plegadas como las descritas son muy características y de fácil reconocimiento, motivo por el que su estudio puede ser de gran utilidad (por la relativa rapidez de su desarrollo) en el esclarecimiento del grado real de tectonización en zonas relativamente poco estudiadas.

5.6.- Rocas carbonáticas.

5.6.1.- Características generales.

Las intercalaciones carbonáticas en la secuencia siliciclástica del Sarrabus son volumétricamente muy poco importantes, y se limitan a unos pocos afloramientos aislados, tanto en el Sarrabus Centrooccidental (vertiente norte de Pala Manna, Mitza Arosa, riu Minaforredda, Nuraxeddu al norte de Cuili Asunis, vertiente noreste de Bruncu Accu Seda) como en sector oriental (sector de Miniera Baccu Arroddas, sector sur de Cuili Sa Mandara, etc.). La mayor parte de estos afloramientos son conocidos desde los tiempos de TRAVERSO (1890) y ya fueron recogidos en la cartografía litológica esquemática de este autor. Además de estas rocas auténticamente carbonáticas, existe otra litofacies característica del Sarrabus, las llamadas "Quarziti del Sarrabus", que ha sido interpretada y clasificada como "calizas silicificadas" desde antiguo, a pesar de tratarse de productos de origen volcánico (véase el cap. 6.4).

Por el contrario, en el sector situado inmediatamente más al norte (fuera de nuestro ámbito de estudio), las calizas se hacen gradualmente más frecuentes, hasta llegar a constituir importantes acumulaciones de edad silúrica, devónica y carbonífera inferior en el Gerrei. A pesar de esta relativa abundancia las litofacies carbonáticas han sido poco estudiadas desde el punto de vista sedimentológico, habiéndose realizado principalmente estudios de tipo bioestratigráfico. No debe sorprender, por lo tanto, que con mayor motivo en el Sarrabus los escasos estudios realizados (TEICHMÜLLER, 1931; BARCA et al. 1986) tengan un enfoque similar (en especial si consideramos la escasez de yacimientos fosilíferos en el Sarrabus), y que además se haya concentrado selectivamente la atención en un afloramiento, en concreto el de la vertiente norte de Pala Manna (Sarrabus Centrooccidental) conocido desde antiguo por su emplazamiento en una pista de tierra relativamente transitada, ya que conduce a la mina de plata de Serra S'Ilixi.

5.6.2.- Intercalaciones carbonáticas del sector de Pala Manna (Sarrabus Centrooccidental).

BARCA et al. (1986, p. 303) señalan que las intercalaciones carbonáticas de Pala Manna consisten en un gran lentejón de casi 12 m. de potencia máxima, formado por calizas masivas de color gris claro, consistentes en mudstones microbioclásticos y wackstones-packstones de tentaculites. Estos últimos estarían bioturbados y contendrían diferentes fragmentos esqueléticos dispersos: cefalópodos orthocónicos inclasificables, ostrácodos

(escasos) y fragmentos de pelmatozoos. Esta descripción correspondería en el sector más potente del lentejón a los 7 metros inferiores de éste, que además contendrían diferentes intercalaciones de pelitas-siltitas oscuras. En el techo del lentejón, por el contrario, la litología principal correspondería a parabrechas sinsedimentarias monogénicas con clastos pobremente clasificados, de morfología variable entre subangular y subredondeada, flotando con estructuras de tipo "slumping" en una matriz siltítica negra. Estos autores señalan igualmente la existencia de un nivel de barita de alrededor de 15 cm de espesor, que en su opinión podría ser interpretado como un episodio evaporítico limitado.

Por lo que se refiere a la bioestratigrafía, los niveles inferiores de calizas grises masivas corresponderían al Silúrico Superior (en buena coincidencia con lo indicado por TEICHMÜLLER, 1931, quien señaló la existencia del Ludlow en base a la presencia de Orthoceras dolurites BARRANDE), mientras que en las parabrechas superiores coexisten en una misma muestra conodontos de edad Devónico Inferior (Lockhoviense, Zona delta) con formas características del Devónico Superior (para más detalles bioestratigráficos véase el cap. 8.).

BARCA et al. (op.cit., p. 307) interpretan esta coexistencia como el fruto de la existencia de un retrabajamiento ("reworking") de las formas del Devónico inferior, pero matizando que dicho retrabajamiento no debe entenderse en el sentido normalmente empleado del término en micropaleontología (liberación de las formas individuales y resedimentación de éstas) sino en el sentido de que los conodontos del Devónico Inferior procederían de los intraclastos de las brechas sinsedimentarias, mientras que las formas del Devónico Superior no. En base a esta interpretación estos autores subdividen el lentejón calcáreo de Pala Manna en dos partes: una inferior depositada durante el Silúrico Superior, y una superior de edad Devónico Superior, lo que implica (op.cit., p. 307) la existencia de un importante episodio erosional desarrollado durante el Devónico Medio.

De la descripción realizada por estos autores podemos realizar algunas anotaciones. En primer lugar, aunque en sus conclusiones (op.cit., p. 309) citan la existencia del Devónico inferior en Pala Manna, en sentido estricto en su descripción y en su interpretación (op.cit., p. 307) sólo señalan la existencia de clastos que contienen conodontos de esa edad, redepositados durante el Devónico Superior. Por otra parte, de la descripción e interpretación realizada se deduce inequívocamente que en el tramo superior del lentejón las muestras estudiadas contenían conjuntamente clastos de caliza y matriz, en lugar de haber procedido a un análisis separado de ambas, cosa que se puede realizar fácilmente ya que el tamaño de los clastos lo permite. De este modo se habría eliminado todo tipo de incertidumbres en la interpretación.

Finalmente, hay que señalar para evitar confusiones que el empleo del término "intraclastos" realizado en el trabajo citado, aplicado a fragmentos formados durante el Devónico inferior y redepositados durante el Devónico Superior tras un importante episodio erosional durante el Devónico medio excluye toda posibilidad de litificación precoz de los clastos y contemporaneidad de éstos con la sedimentación de la matriz que los contiene. La no identificación del Devónico Inferior en las calizas grises masivas del nivel infrayacente, y la ausencia de comparación entre estas calizas y las litofacies contenidas en los clastos del nivel superior excluiría incluso, en un sentido estricto, una proximalidad de los clastos, en especial si consideramos que según la descripción ofrecida aparecen implicados en fenómenos de "slumping" que pueden implicar una notable distalidad, sin necesidad de una sensible abrasión y redondeamiento de los fragmentos.

5.6.2.1.- Características sedimentológicas.

Nuestro interés en esta litofacies carbonáticas reside en que además de las interesantes referencias cronológicas que ofrecen los trabajos bioestratigráficos citados, son indicadores ambientales que permiten contrastar la información procedente de los materiales siliciclasticos que las contienen.

Una primera aproximación al afloramiento de Pala Manna permite reconocer que se trata de calizas pelágicas, en el seno de las cuales existen diferentes evidencias de la existencia de discontinuidades estratigráficas. Este tipo de discontinuidades estratigráficas pueden ser de diferentes tipos (véase por ej. la excelente revisión de tipologías de VERA, 1984), y la conclusión de que se trate de calizas pelágicas (basado en los datos que ofreceremos seguidamente) no implica necesariamente que se trate de facies generadas en ambiente de alta profundidad.

El tramo inferior del afloramiento está constituido por calizas grises masivas, en paquetes muy homogéneos de unos 40-80 cm. de potencia. En el interior de estos paquetes se puede reconocer localmente la existencia de ligeras discontinuidades paralelas a la estratificación, atribuibles a interrupciones de orden menor de la sedimentación, así como una laminación pobremente desarrollada en algunos sectores. En esta caliza gris más o menos masiva resalta la existencia de fragmentos de macroorganismos (principalmente pelmatozoos y secciones de orthoceras) por su color blanco intenso que resalta sobre la matriz micrítica gris.

En algunas zonas los macroorganismos aparecen selectivamente concentrados (por ej. véase fig. 69), pero no hemos reconoci-



Fig. 69.- Acumulación de orthoceras (flechas) en las calizas de Pala Manna (Sarrabus Centrooccidental). Laja pulida de roca.

do la existencia de acumulaciones importantes de cefalópodos imbricados del tipo "battle field", citados frecuentemente en la bibliografía en facies semejantes. En algunos sectores la caliza masiva muestra una creciente presencia de óxidos de Fe en forma de nivelillos o acumulaciones laminares de color rojizo-marrónáceo. La coalescencia y el incremento de grosor de estos niveles subparalelos a la estratificación hacen que algunos sectores de la roca tengan un aspecto de caliza nodular, no muy marcado.

La superficie superior de los niveles de potencia métrica frecuentemente es irregular, pseudokárstica, con ligeros acúmulos de brechas calcáreas en una matriz micrítica ligeramente más oscura; aunque en líneas generales en el sector inferior del afloramiento los paquetes de calizas conservan una buena disposición subparalela entre sí.

Por lo que se refiere a las discontinuidades estratigráficas, el rasgo más evidente en el reducido afloramiento de Pala Manna (es conveniente resaltar que su extensión lateral no

excede, con discontinuidades, unas pocas decenas de metros) es la existencia de una morfología accidentada, profundamente irregular, en el sector de techo de las calizas, con frecuentes cavidades verticales rellenas de clastos de caliza y matriz siltítico-lutítica de color verde oscuro y negro.

Estas cavidades tienen morfología a "grosso modo" tabular subvertical y pueden ser calificadas con toda propiedad como diques neptúnicos (véase por ej., WHITTEN & BROOKS, 1985). Es frecuente en las zonas de techo de los paquetes métricos de caliza la existencia de diques neptúnicos de incisión decimétrica-métrica en la caliza infrayacente, caracterizados por una morfología longitudinal de varios metros de longitud en planta, y por una morfología más o menos "en embudo" o en dolina en la sección perpendicular a la dimensión mayor. En dicha sección la amplitud del dique puede ser del orden de un dm en el sector superior, para disminuir rápidamente en profundidad hasta una sutura milimétrica en la que el dique neptúnico desaparece.

Los diques neptúnicos tienen dimensiones que oscilan entre unos milímetros y varios decímetros de anchura, y varios metros de trazado vertical (téngase en cuenta las dimensiones del afloramiento), no están restringidos a la superficie del lentejón, y tienen conexiones laterales con estructuras análogas de carácter subhorizontal, que pueden ser denominadas grietas laminares ("sheet cracks", en la nomenclatura de TUCKER, 1974). Las dimensiones de las grietas laminares son análogas a las de los diques neptúnicos, e incluso mayores en el caso de la dimensión mayor horizontal.

Tanto en el caso de los diques neptúnicos como en el de las grietas laminares el relleno de la cavidad por parte de matriz y clastos es prácticamente total. Los clastos frecuentemente son extremadamente proximales, pudiéndose localizar (en especial en los angulosos) con una buena aproximación el sector de la roca de caja de que proceden; a esta escala del clasto no cabe duda de que han existido fenómenos de desprendimiento y caída antigravitativa de fragmentos de caliza en cavidades abiertas. Los bordes de contacto entre los clastos y la matriz que los contiene son en general muy netos, indicando con claridad que la caliza estaba perfectamente litificada en el momento de su desprendimiento.

Los fragmentos esqueléticos contenidos en la caliza gris masiva y los clastos de relleno de las cavidades muestran un estado de conservación análogo, lo que indica que han sufrido una evolución diagenética similar (véase cap. 5.6.2.2.). La matriz es fundamentalmente detrítica, conteniendo filosilicatos, cuarzo, fango micrítico e incluso localmente sulfuros aparentemente detríticos. Localmente, no obstante, puede distinguirse la existencia de parches atribuibles a minerales de neoformación, tales como calcita, cloritas, colofana, baritina, sulfuros, etc. (véase cap. 5.6.2.3.).

La naturaleza del relleno lutítico-siltítico existente en las cavidades en forma de matriz es análogo en todo el paquete carbonático, tanto en el nivel de techo (las "parabrechas sinsedimentarias monogénicas"), donde es más frecuente, como en el tramo de calizas más masivas inferior; en esta última zona los rellenos de las grietas laminares subhorizontales muestran en ocasiones una buena laminación subparalela al relieve infrayacente (subhorizontal, pero con importantes irregularidades locales, que también refleja la distribución de la matriz), lo que ha llevado a BARCA et al. (1986) a identificarlos como niveles intercalados a las calizas (véase más arriba).

Hecha la descripción precedente, cabe preguntarse cual es el significado real de las "parabrechas sinsedimentarias monogénicas" situadas a techo de la secuencia, descritas por BARCA et al. (op.cit.). En primer lugar, aunque predominen en el tramo de techo del lentejón, no aparecen exclusivamente en él, existiendo vistosos ejemplos de bloques de calizas, discordantes entre sí, y con respecto a la matriz verde oscura antes citada, en los márgenes y la base del lentejón de calizas.

Por otra parte, su clasificación como brechas monogénicas es poco afortunada, ya que en ellas existen diferentes tipos de calizas (por ej., bloques de calizas grises constituidos por mudstones masivos), y bloques de calizas más oscuras (packstones o wackstones) con un desarrollo notable de planos de estilolitos), e independientemente de los diferentes tipos de calizas existen fragmentos de lutitas, clastos fosfáticos (véase cap. 5.6.2.2.), etc.

La existencia de estas brechas de grandes bloques de caliza discordantes respecto a las calizas infrayacentes y asociadas a la matriz laminada oscura es localmente fosilizada por niveles continuos de caliza masiva gris. En conjunto, las características del afloramiento pueden ser interpretadas, análogamente a lo visto en el caso de los clastos de dimensiones centimétricas, como el producto de desmoronamiento gravitativo de niveles de caliza. Por lo tanto, en nuestra opinión estas brechas de bloques pueden ser interpretadas como brechas de colapso.

Esta interpretación puede explicar la inexistencia de los materiales correspondientes al Devónico inferior y medio en la caliza gris masiva del paquete basal. Los bloques presentes en forma de clastos corresponderían al tramo superior de las calizas, profundamente afectado por cavidades (diques neptúnicos, grietas laminares subhorizontales, disolución parcial, etc.) durante la diagénesis, desarrollada en un medio superficial y con las características propias de las facies carbonáticas pelágicas condensadas. La explicación sugerida por BARCA et al. (1986) implica la existencia de otros afloramientos de calizas con formas del Devónico inferior, su erosión y aporte hasta el

lugar actual mediante procesos de tipo "slumping" durante el Devónico Superior, y su depósito en un sector (Pala Manna) en el que no se habrían depositado los materiales de análoga edad, o habrían sido totalmente erosionados durante el Devónico medio.

Esta interpretación no es nueva, y de hecho ha sido propuesta con visos de verosimilitud para los bloques de calizas devónicas aisladas de las proximidades de S. Nicolò Gerrei (TEICHMULLER, 1931). Sin embargo, en Pala Manna no existen otros afloramientos de calizas en las proximidades (como en S. Nicolò) y conocemos con exactitud que el emplazamiento de las calizas correspondía a un sector de microhorst aislado (véase cap. 5.7.). Por lo tanto, la interpretación propuesta por BARCA et al. (op. cit.) no tiene fundamento sólido en las características sedimentológicas de la caliza (no existen facies de "slumping"), falla al considerar un área fuente (un talud) inexistente para las "parabrechas", y tampoco explica completamente la inexistencia de calizas masivas entre el Silúrico Inferior y el Devónico Superior.

En conjunto, podríamos describir la morfología general de las calizas de Pala Manna como lenticular poco aplastada (si tenemos en cuenta la baja razón potencia/extensión), con importantes intercalaciones lutítico-siltíticas irregularmente distribuidas a favor de la presencia de cavidades verticales y horizontales presentes en la caliza que dan a ésta una apariencia kárstica, en el bien entendido de que empleamos este término en un sentido puramente descriptivo, sin que presuponga connotaciones de emersión en condiciones subaéreas.

5.6.2.2.- Características petrográficas de las calizas.

Los resultados de nuestro estudio petrográfico coinciden plenamente con el trabajo de BARCA et al. (1986), por lo que se refiere al predominio de wackstones-packstones (figs. 70, 71 y 72). En todo caso, podemos señalar que no hemos hallado en este afloramiento una abundancia tan marcada de tentaculites como la señalada por estos autores, o por lo menos se puede señalar que los tentaculites no son tan frecuentes como, por ej., en el afloramiento de Mitza Arosa, situado al suroeste del de Pala Manna, donde son fácilmente reconocibles incluso a simple vista.

Esta diferencia entre nuestras observaciones puede proceder en parte de diferencias en el muestreo realizado, ya que por nuestra parte no hemos pretendido realizar un estudio sistemático del afloramiento. En otro orden de cosas, nuestro estudio aporta bastantes datos nuevos que creemos que son fundamentales para caracterizar el medio deposicional y llegar a establecer el tipo de diagénesis que han sufrido estos materiales.



Fig. 70.- Wackstone en el que resaltan grandes placas monocristalinas de calcita correspondientes a fragmentos de pelmatozoos muy bien preservados. Localidad: intercalaciones carbonáticas de la vertiente norte de Pala Manna, Sarrabus Centrooccidental. Lámina delgada, muestra Tc1, luz paralela.

Fig. 71.- Wackstone-packstone en el que resaltan fragmentos de moluscos, briozoos, placas columnares de crinozoos, etc. Localidad: intercalaciones carbonáticas de la vertiente norte de Pala Manna, Sarrabus Centrooccidental. Lámina delgada, muestra Tc1, luz paralela.

Por lo que se refiere a los pelmatozoos o crinozoos, el estado de preservación de los fragmentos existentes es excelente, debido por una parte a que en general se trata de placas monocristalinas de calcita, de gran estabilidad desde el punto de vista mineralógico, y a que al parecer los fragmentos han sufrido muy poco transporte, lo que ha evitado su abrasión y ha permitido la conservación de detalles ornamentales muy delicados en los fragmentos esqueléticos (véase las figs. 70 y 73). No hemos podido reconocer la existencia de formas preservadas en posición de vida, pero sí, hemos podido hallar algunos fragmentos con las placas columnares del pedúnculo aún articuladas, lo que unido a la ausencia de abrasión en las placas aisladas hace pensar en que se trata de bioclastos más o menos desintegrados in situ.

Dentro de esta hipótesis interpretativa, la existencia de wackstones-packstones casi exclusivamente constituidos por diferentes tipos de placas de pelmatozoos (véase fig. 70) sugiere que pudiera tratarse de organismos sésiles especialmente abundantes en el medio de formación y acumulación del fango micrítico.

Los orthoceráticos existentes en la caliza presentan en líneas generales un buen estado de conservación, que llega a ser en algunos casos excelente. En primer lugar, estos fósiles se conservan en general enteros y sin haber sufrido compactación notable, incluso en aquellas formas mayores que llegan a tener 3-5 cm de diámetro (fig. 69). Estos fósiles aparecen sólo parcialmente rellenos de fango micrítico (conteniendo en ocasiones otros fragmentos esqueléticos reconocibles), mientras que el resto de la cavidad ha sufrido una cementación calcítica de tipo esparítico hasta su total obliteración (véase la fig. 74). El resultado de esta secuencia de relleno es la preservación del volumen ocupado por las cavidades internas, y en particular de la

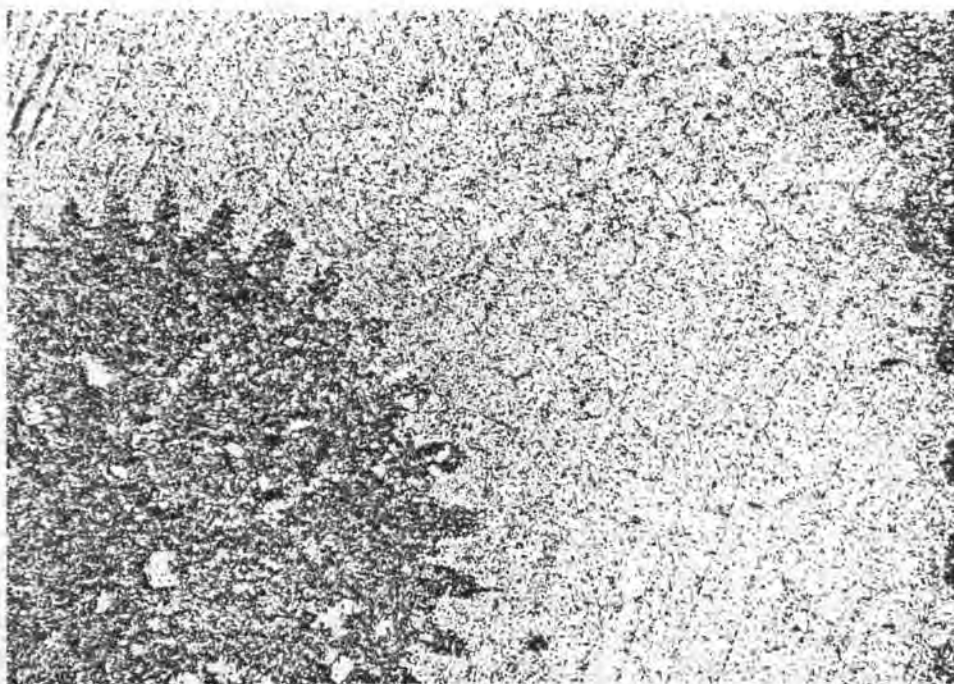
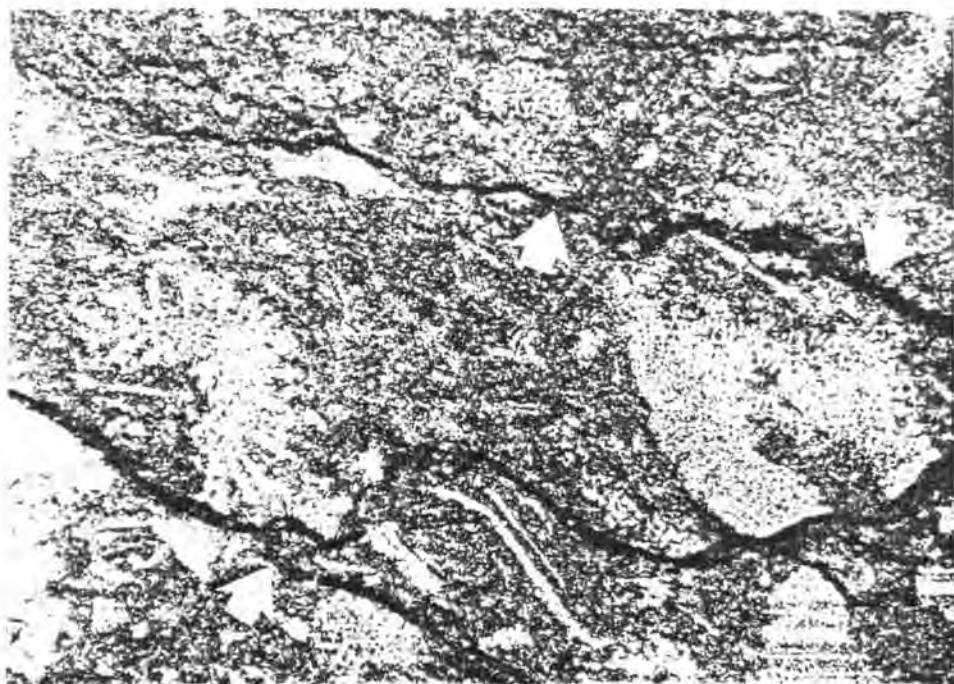


Fig. 72.- Detalle de la disolución de fragmentos esqueléticos y micrita durante el desarrollo de superficies estilolíticas (flechas). Localidad: intercalaciones carbonáticas de la vertiente norte de Pala Manna, Sarrabus Centrooccidental. Lámina delgada, muestra Tc1b, luz paralela.

Fig. 73.- Fragmento de placa columnar de un crinoide, constituido por una placa de calcita monocristalina, e inmerso en una matriz micrítica en la que resaltan otros bioclastos. Localidad: intercalaciones carbonáticas de la vertiente norte de Pala Manna, Sarrabus Centrooccidental. Lámina delgada, muestra Tc21, luz paralela.

cámara de vida, así como la formación de estructuras de tipo geopetal muy vistosas. Las paredes de las cámaras internas se han conservado en numerosos casos, y parecen estar constituidas por una microestructura prismática, más o menos recristalizada (fig. 74).

La pared externa del fragmocono aparece claramente constituida por dos capas, una interna con microestructura prismática, y una externa atribuible a una microestructura de tipo nacarado (fig. 75). Esta última se ha preservado completamente sólo en algunos casos, mostrando en otros claras evidencias de disolución (y localmente indicios de descascarillado y/o actividad de tipo "boring"). Esta microestructura muestra una substitución preferencial por sulfuros (actualmente más o menos oxidados), principalmente por pirita, según algunas laminillas de la microestructura.

Las microestructuras de tipo nacarado están constituidas por alternancias de finas laminillas de aragonito y sustancias de origen orgánico (MAJEWSKE, 1969). Existe un general acuerdo en considerar que los fragmoconos de los cefalópodos paleozoicos estaban total o parcialmente constituidos por aragonito (SCHLAGER, 1974; BANDEL 1974, etc.), motivo por el que generalmente únicamente se conservan moldes internos de estos organismos.

La óptima preservación de los fragmoconos, y en especial de la capa más externa, son argumentos a favor de una litificación precoz del fango micrítico (sensu ZANKL, 1969) en condiciones propias de un enterramiento muy somero con la consiguiente estabilización de las microestructuras constituidas por aragonito. Podemos añadir esta óptima preservación microestructural a la

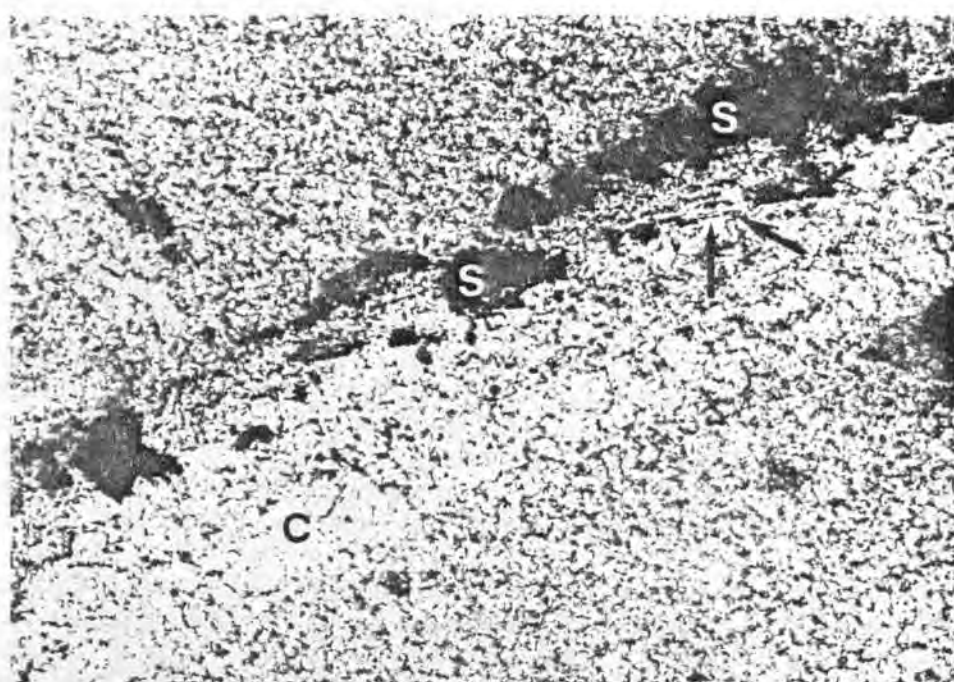
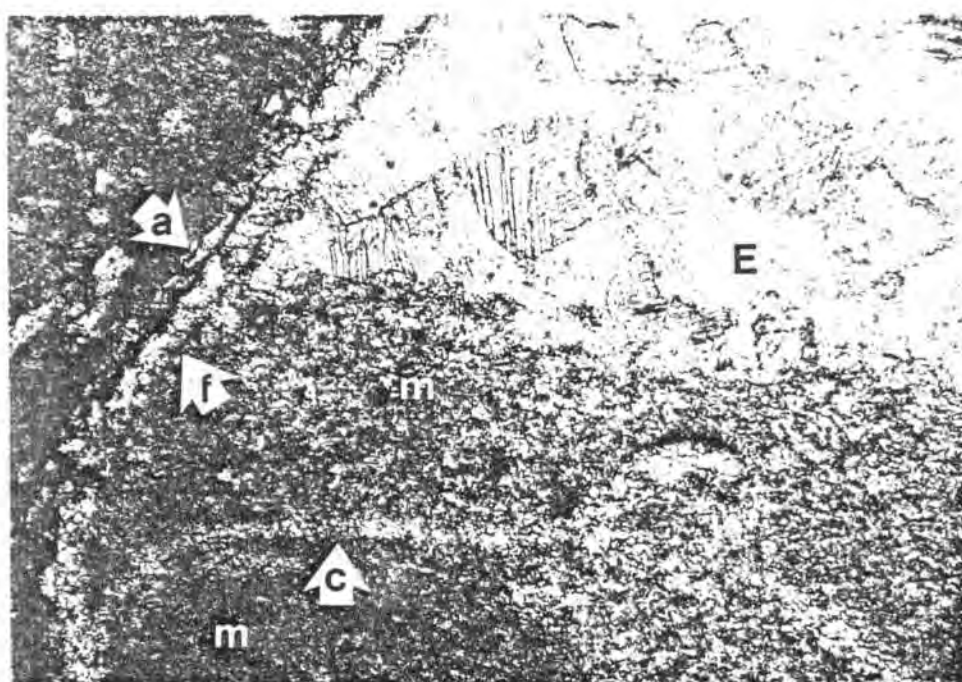


Fig. 74.- Orthoceras inmerso en una matriz micrítica. Nótese la existencia de un relleno micrítico en el interior del orthoceras ("m") y de relleno de cemento esparítico de calcita ("E"), así como la existencia de una clara estructura de relleno de tipo geopetal. A señalar el excelente estado de preservación de la concha del orthoceras, en el que se distingue perfectamente tanto las paredes de las cavidades internas ("c") como la pared del fragmocono ("f"), incluyendo una preservación bastante completa de la concha más externa, que presumiblemente era aragonítica. Localidad: intercalaciones carbonáticas de la vertiente norte de Pala Manna, Sarrabus Centrooccidental. Lámina delgada, muestra Tc4*, luz paralela.

Fig. 75.- Detalle del fragmocono de un orthoceras, en el que se puede distinguir una capa más interna en la concha, con una microestructura prismática calcítica ("C"), y una microestructura nacarada externa (flechas). Nótese también la sustitución local del sector más externo del fragmocono por sulfuros de Fe ("S", actualmente más o menos oxidados) siguiendo las láminas de la microestructura nacarada. Localidad: intercalaciones carbonáticas de la vertiente norte de Pala Manna, Sarrabus Centrooccidental. Lámina delgada, muestra Tc4*, luz paralela.

ausencia de compactación antes citada como evidencias de una cementación y/o recristalización precoz de las finas partículas carbonatadas del fango micrítico. La sustitución preferencial de algunas laminillas de la capa externa del fragmocono por sulfuros es fácilmente correlacionable con la existencia de materia orgánica en una microestructura nacarada, ya que ésta pudo crear microambientes reductores durante la diagénesis precoz del sedimento.

Los fragmentos esqueléticos que han sido atribuidos (con reservas) a briozoos son relativamente poco abundantes, de naturaleza calcítica (microesparita), con contactos menos nítidos con respecto a la matriz micrítica que los alberga, y en general ofrecen poca información. A destacar que aparecen siempre en niveles más o menos ricos en fragmentos de pelmatozoos. Otros fragmentos esqueléticos que aparecen asociados a los anteriores corresponden a gasterópodos; son bastante escasos y suelen contener estructuras de tipo geopetal.

Existe toda una serie de fragmentos de sección laminar muy delgada que hemos atribuido a moluscos nektónicos o nektoplanctónicos, y que quizás también correspondan en algunos casos a entomozoos. Algunos de ellos están constituidos por microes-

estructuras prismáticas y aparentemente ya estaban formados desde el momento de su origen por calcita. Otros fragmentos, por el contrario, parecen estar formados por una microestructura nacarada, en general mal preservada y/o recristalizada a calcita (microesparita).

En algunas muestras estos fragmentos esqueléticos están sistemáticamente substituidos por baritina (que en ocasiones pseudomorfiza toscamente la microestructura nacarada), mientras que los fragmentos inequívocamente calcíticos (por ej., los de pelmatozoos) están perfectamente preservados sin ningún tipo de sustitución. Algunos de los fragmentos esqueléticos substituidos por baritina proceden probablemente del descascarillado de la capa externa aragonítica del fragmacono de los orthoceras, mientras que otros corresponden inequívocamente a los organismos nekto-planctónicos antes citados.

En el caso de la micrita, hemos procedido a su estudio con la microscopía electrónica de barrido; este es el método clásicamente empleado para reconocer los microfósiles, observar en detalle el grado de modificación sufrido por los fragmentos esqueléticos, y para adquirir información sobre el grado de litificación real de la roca y la evolución diagenética de ésta.

Por lo que se refiere a estos últimos aspectos, la textura reconocida en la micrita con el microscopio electrónico es francamente porosa, y la porosidad no muestra evidencias de ser originada durante la diagénesis sino que se trata sin duda de la originaria del sedimento (fig. 76). La cementación de los espacios intersticiales entre los granos carbonatados sólo se observa a escala milimétrica o menor en las proximidades de las fracturillas de origen diagenético rellenas de calcita, sulfuros, etc. (véase cap. 5.6.2.4.). Esto confirma que éste ha sufrido una escasa compactación. Esto no excluye que durante el estudio petrográfico realizado mediante microscopía óptica se haya reconocido la considerable reducción volumétrica que han sufrido algunos sectores del sedimento, por compactación y disolución de fango micrítico y fragmentos esqueléticos y desarrollo de superficies estilolíticas (fig. 72).

El empleo de la microscopía electrónica de barrido ha permitido igualmente confirmar en líneas generales las observaciones realizadas precedentemente sobre el grado de preservación de los orthoceras, si bien hay que señalar que la experiencia del trabajo llevado a cabo muestra que en general la microscopía óptica parece el método más adecuado para realizar este estudio. Por lo que se refiere a un estudio sistemático de la microfauna, ha quedado fuera de nuestro estudio, aunque hay que recordar que BARCA et al. (op.cit.) lo han llevado a cabo por lo que se refiere a los conodontos.



Fig. 76.- Textura de la micrita en las calizas pelágicas de Pala Manna (Sarrabus Centrooriental). Nótese la existencia de una marcada porosidad sinsedimentaria entre los cristales de calcita, característica que evidencia la ausencia de una compactación importante en el sedimento. Imagen obtenida con el microscopio electrónico de barrido.

5.6.2.3.- Mineralizaciones fosfáticas asociadas a las calizas.

La presencia de mineralizaciones fosfáticas de tipo colofana en litofacies carbonáticas es considerada también como un indicador paleoambiental muy útil. En la intercalación carbonática de Pala Manna hemos podido distinguir por lo menos dos tipos de mineralizaciones fosfáticas, que se caracterizan por presentar macroscópicamente un aspecto masivo y homogéneo y un color negro intenso, o más localmente marrón oscuro.

El primer tipo de mineralizaciones fosfáticas consiste en substituciones del fango micrítico por colofana. Así, podemos hallar microorganismos esféricos (probablemente radiolarios)

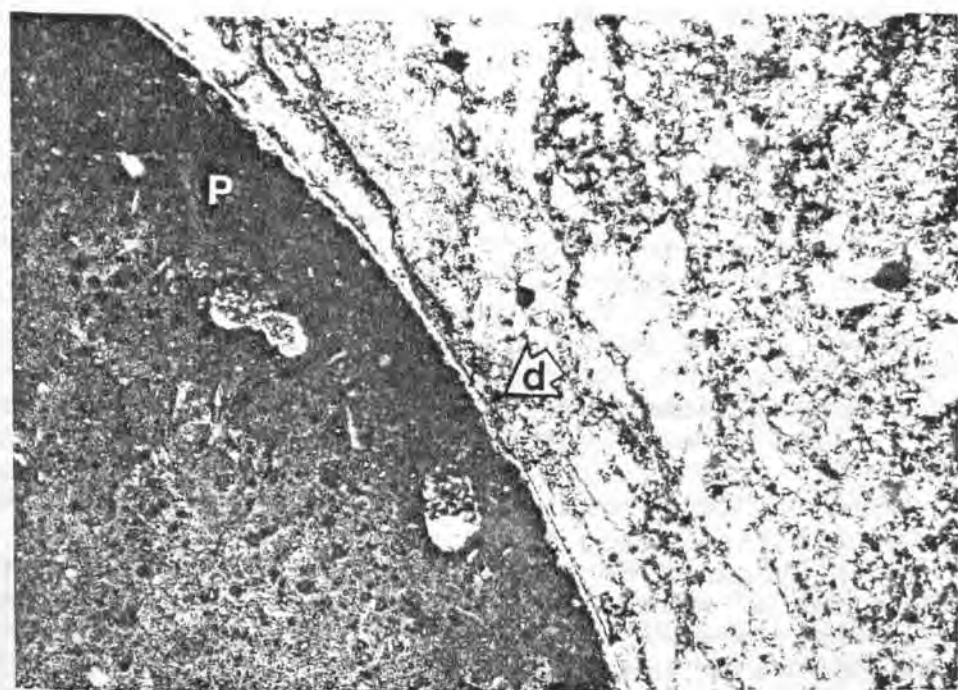
totalmente substituídos por colofana, flotando en una matriz micrítica carbonática y coexistiendo con microorganismos morfológicamente idénticos no substituídos; y el caso inverso, es decir, fragmentos de dimensiones centimétricas del fango micrítico substituídos totalmente por colofana mientras que los microorganismos esféricos presentan una composición calcítica (microesparita) o silícea (fig. 77). Todas estas observaciones petrográficas sobre las características composicionales han sido confirmadas plenamente mediante un estudio de las muestras con el microscopio electrónico con un microanalizador incorporado.

La presencia de un microorganismo fosfático junto a otros análogos de composición calcítica y/o silícea sugiere que este bioclasto ha actuado selectivamente como núcleo de cementación de fosfatos presentes en el sedimento, en una fase diagenética. De hecho, la composición de estas microesferas atribuibles a radiolarios es originariamente silícea o silico-fosfatada (pero en tal caso está constituido por apatito en vez de colofana) y la misma existencia de microesferas calcíticas sugiere la existencia de un primer episodio de calcificación de los microorganismos, durante su diagénesis en el seno del fango micrítico, previo a la posterior fosfatización (en forma de colofana) del microorganismo.

Por el contrario, la presencia de los microorganismos (substituídos o no) en el seno de la colofana, y el hecho de que ésta no muestre una estructura concéntrica o zonada puede corresponder tanto a una substitución diagenética (que sería lo que probablemente sucedió en el caso de los parches fosfáticos en el seno del fango micrítico) como a una precipitación más o menos directa del fosfato durante la sedimentación.

Fig. 77.- Clasto fosfático constituido de colofana ("P") inmerso en matriz lutítica que ha preservado en su interior fragmentos esqueléticos atribuibles a radiolarios, tanto silíceos ("r") como calcíticos ("c"). Nótese la existencia de un precipitado de sulfuros ("s") en el interior de la teca calcítica). Localidad: intercalaciones carbonáticas de la vertiente norte de Pala Manna, Sarrabus Centrooccidental. Lámina delgada, muestra Tc4*, luz paralela.

Fig. 78.- Orthoceras fosfatizado (P) que conserva su fragmocono sin fosfatizar. Nótese la existencia de desaparición de parte del fragmocono ("d") previa a la cementación del clasto (para explicación véase el texto). Localidad: intercalaciones carbonáticas de la vertiente norte de Pala Manna, Sarrabus Centrooccidental. Lámina delgada, muestra Tc4*, luz paralela.



El segundo tipo de mineralización consiste en una cementación fosfática constituida por colofana y desarrollada exclusivamente sobre una parte de un fragmento esquelético macroscópico, mientras que el resto de éste conserva perfectamente su estructura. Un ejemplo magnífico de esto queda recogido en la fig. 78, en la que se observa que mientras la pared externa (con microestructura nacarada) del fragmocono de un orthoceras conserva su mineralogía carbonática, la otra mitad del fósil ha sido totalmente fosfatizado.

Ya hemos señalado más arriba que el sector externo de los fragmoconos de los orthoceras estaba constituido probablemente por aragonito, ya que era mineralógicamente mucho más inestable que el resto de la concha. De hecho, en el ejemplo escogido se observa que con anterioridad a su estabilización (por cementación del fango micrítico que lo envuelve) parte de la microestructura nacarada ha sido disuelta (fig. 78, "d"). Por lo tanto, en este caso se observa que la parte a priori más inestable de la concha no ha sido fosfatizada, mientras que el resto sí.

BANDEL (1974) ha señalado en litofacies semejantes que la existencia de mineralizaciones fosfáticas tapizando únicamente una cara de los fragmentos esqueléticos mayores es un claro indicio en favor de la precipitación del fosfato en la interfase agua/sedimento, mientras que la existencia de nódulos fosfáticos concéntricos con un fragmento esquelético como punto inicial central de crecimiento es un claro indicio de remobilización diagenética de P a partir de la litofacies carbonática rica en él.

En el ejemplo concreto que comentamos debió producirse una cementación precoz del fango micrítico, mientras el fragmento esquelético permaneció estabilizando la mitad inferior de la concha que quedaba en contacto con dicho fango. En consecuencia, la mitad superior del fragmento esquelético quedó expuesta en la interfase agua sedimento, sufriendo un proceso de fosfatización. Por lo que se refiere al empleo de un fragmento esquelético como núcleo de la cementación fosfática, este tipo de mineralización es similar al caso de fosfatización de un microorganismo esférico en el seno de un fango micrítico comentado en el caso anterior.

La existencia (e incluso en ocasiones la abundancia) de clastos fosfáticos en el seno de la matriz que rellena los diques neptúnicos da testimonio de que el proceso de fosfatización está relacionado genética y temporalmente con la superposición de cavidades de disolución en las calizas masivas grises. El fragmento esquelético fosfatizado de la fig. 77 es un buen ejemplo de dicha presencia.

5.6.2.4.- Otras mineralizaciones relacionadas con la diagénesis del sedimento carbonático.

Además de la mineralización fosfática, han sido halladas otras mineralizaciones relacionadas con la diagénesis de las calizas. Ya se señaló que existen mineralizaciones de sulfuros sustituyendo y/o constituyendo crecimientos epitaxiales sobre los fragmentos esqueléticos, y que existen sustituciones de los carbonatos por parte de baritina.

Si comenzamos por estas últimas, podemos resaltar que la baritina no sólo aparece sustituyendo los fragmentos esqueléticos. En ocasiones los cristales de baritina que pseudomorfizan la estructura nacarada han crecido más allá del límite del fragmento, en continuidad óptica con los cristales de baritina existentes en éste, sustituyendo inequívocamente el cemento micrítico ya consolidado.

El carácter tardío de esta baritina, post-cementación del fango micrítico, queda claramente puesto de evidencia en la existencia de baritina en el relleno de fracturillas de espesor milimétrico y origen diagenético, en forma de parches irregulares en el seno de la micrita, y con mayor claridad aún en la existencia de agregados fibroso-radiales esféricos y en forma de estrella (fig. 79), tanto en el seno de la micrita de las calizas como en la matriz (y en los clastos) de relleno de los diques neptúnicos. Estos agregados tienen un origen diagenético tardío y son relativamente frecuentes en facies pelágicas condensadas (véase por ej. SCHOLLE et al. 1983 a).

La presencia de baritina no está pues restringida a un nivel determinado de la roca, ni aparece pseudomorfizando a posibles productos evaporíticos preexistentes, tal como ha sido indicado en el trabajo de BARCA et al. (1986); por el contrario, se trata de un producto diagenético relativamente tardío (por lo que se refiere a la secuencia petrográficamente registrada). Sin embargo, la existencia de baritina tanto en los clastos carbonáticos que rellenan los diques neptúnicos como sustituyendo a la matriz que los contiene hace que, como se indicó precedentemente en el caso de los clastos fosfáticos, tengamos que relacionar cronológica y genéticamente la producción diagenética de baritina y la existencia de diques neptúnicos y grietas laminares en la roca.

Por otra parte, hay que resaltar que la distribución y el tipo de mineralizaciones de baritina presentes excluye, incluso en el caso de los agregados fibroso-radiales esféricos, las características propias de los nódulos de baritina diagenéticos tardíos desarrollados en medio subaéreo, tales como concentración preferencial en un determinado estrato, desarrollo de nódulos zonados o compuestos, septarización, etc. (PAILLERET, 1983).

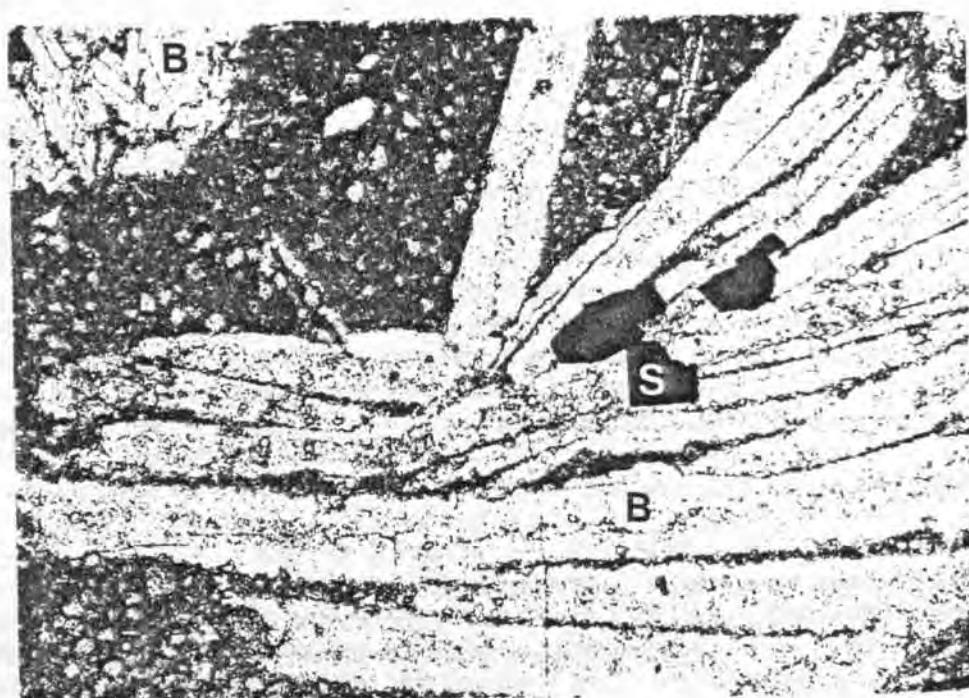
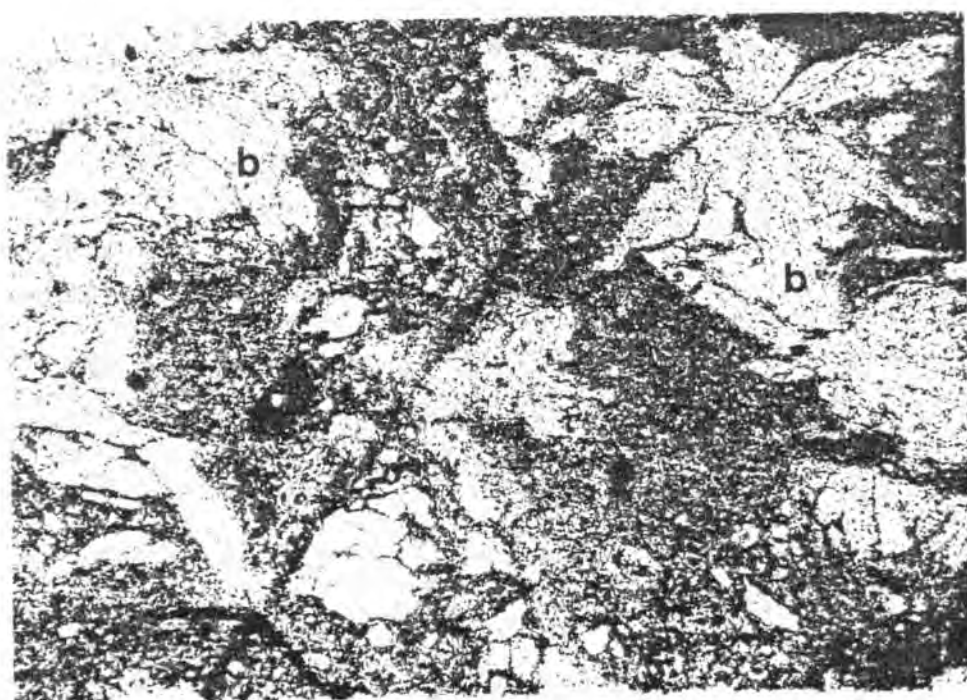


Fig. 79.- Agregados macrocristalinos de baritina ("b") crecidos en el seno de una matriz micrítica. Nótese la existencia de agregados en estrella o roseta (ángulo superior dcha.). Localidad: intercalaciones carbonáticas de la vertiente norte de Pala Manna, Sarrabus Centrooccidental. Lámina delgada, muestra T6b, luz paralela.

Fig. 80.- Agregados macrocristalinos de baritina ("B") acompañados de sulfuros ("S") crecidos en el seno de la matriz lutítico-carbonatada (véase explicación en el texto). Localidad: intercalaciones carbonáticas de la vertiente norte de Pala Manna, Sarrabus Centrooccidental. Lámina delgada, muestra T6b, luz paralela.

La presencia de sulfuros está relacionada principalmente con la existencia de los parches de baritina en la matriz micrítica. Los sulfuros presentan cristales idiomorfos y aparecen en el seno de la baritina (o localmente de la calcita) que los engloba (fig. 80). Los sulfuros son mucho más infrecuentes que la baritina y en general se trata de pirita, aunque también hemos hallado galena y calcopirita, y trazas de la presencia de Zn. Ya hemos indicado precedentemente que los sulfuros aparecen sustituyendo localmente a los fragmentos esqueléticos, y también podemos señalar que localmente han sido hallados asociados a baritina y calcita en las fracturillas de origen diagenético, tanto en la caliza gris masiva como en los clastos de caliza inmersos en la matriz.

En este último caso se observa que los sulfuros, la baritina y la calcita han cristalizado más o menos simultáneamente. En el caso de los parches de baritina, los sulfuros suelen aparecer englobados por baritina, pero tanto la baritina como los sulfuros presentan cristales idiomorfos y no existen evidencias de corrosión. Por lo tanto, se puede aceptar que también en este caso se trate de una cocrystalización.

En resumen, los datos disponibles indican que las mineralizaciones de fosfatos, sulfuros y baritina presentan una estrecha asociación espacial y temporal, por lo que podemos suponer que todas ellas son el producto de una misma reconcentración diagenética precoz (o en todo caso, muy somera), a despecho de que no hallamos encontrado las mineralizaciones fosfáticas directamente asociadas al resto.

5.6.3.- Interpretación de los datos precedentes.

Las intercalaciones carbonáticas de Pala Manna pueden ser interpretadas como el producto de sedimentación pelágica, entendiendo por tal (VERA 1984) a la sedimentación en mar abierto, independientemente de la profundidad, pero excluyendo siempre los arrecifes y facies asociadas. Por lo tanto, los depósitos pelágicos se caracterizan por una lejanía a las costas del continente y una escasa velocidad de sedimentación. Algunos autores han citado reiteradamente la existencia de fragmentos esqueléticos de organismos exclusivamente planctónicos como una característica de las calizas pelágicas, pero ha sido demostrado que algunas de las facies pelágicas más características contienen notables cantidades de fragmentos esqueléticos correspondientes a organismos bentónicos (TUCKER, 1974).

En nuestro caso, la ausencia de litofacies bioconstruidas, la ausencia de influencia continental (muy marcada también en el caso de los materiales siliciclásticos, véase los caps. 5.2. y 5.2.) y la escasa velocidad de sedimentación (bien documentada paleontológicamente) permiten confirmar que se trata de depósitos pelágicos.

Las características petrográficas permiten concretar algo más. En primer lugar, las calizas grises que hemos estudiado se caracterizan por una excelente conservación de los fragmentos esqueléticos carbonáticos, no únicamente observada en el caso de las placas inequívocamente calcíticas (por ej., en el caso de los pelmatozoos) sino también en aquellos fragmentos esqueléticos presumiblemente aragoníticos originariamente (al menos la capa externa de los fragmoconos de los orthoceras) que han podido preservarse, con muy escaso desarrollo de los fenómenos de subsolución de las conchas.

Esto indica por una parte que la cementación fue necesariamente muy precoz, y que el depósito se formó no sólo por encima del nivel de CCD, sino incluso por encima del nivel de compensación del aragonito. Es bien conocido que en el Devónico ambos niveles debían ser bastante más someros que en la actualidad, lo que nos permite concluir que el depósito de las calizas grises se formó en medio pelágico y a una profundidad necesariamente escasa, a lo sumo de unos pocos centenares de metros.

A título de ejemplo, WENDT & AIGNER (1982) en su trabajo sobre las litofacies carbonáticas del Devónico Superior de la plataforma de Tafilalet (Anti-Atlas Oriental, Marruecos) han podido reconstruir paleobatimetrías máximas del orden de 250 m para facies análogas, ya que a mayores profundidades la sedimentación fue de carácter margoso. Estos autores distinguen también

una clara secuencia de profundidades desde los depósitos de calizas de crinoides (más someros), pasando por las facies de condensación (de profundidad intermedia) hasta llegar a las calizas nodulares (las más profundas); WENDT & AIGNER (1985) han completado este modelo y lo han extendido a diferentes sucesiones devónicas semejantes de Europa Occidental y el norte de Africa.

Análogas consideraciones ya fueron hechas por GEZE (1949) en su trabajo clásico sobre los materiales paleozoicos de la Montagne Noire y, más recientemente por TUCKER (1974) en su trabajo sobre las facies griotte del Devónico del sur de Francia y las Cephalopodenkalk de Alemania. Este último autor ofrece una detallada tipología de litofacies carbonáticas pelágicas, y expone razonadamente las variaciones paleobatimétricas que implican.

Volviendo al esquema más simple de WENDT & AIGNER (1982) las intercalaciones carbonáticas de Pala Manna tienen características de las dos primeras litofacies: riqueza en fragmentos de pelmatozoos y cambios laterales de potencia importantes (propios del primer tipo), poca potencia con condensación y reducción de las litofacies carbonáticas (en Tafilaht los materiales correspondientes al Givetiense-Frasniense-Fammeniense presentan sólo 50 m de potencia), conservación de las conchas de los cefalópodos, riqueza en contenido fósil, hardgrounds y "omission surfaces", etc. (propios del segundo tipo).

Las litofacies del tercer tipo (calizas nodulares) presentan por el contrario una fina laminación, intercalaciones margosas, y una importante disolución de las conchas de los cefalópodos, únicamente preservadas como moldes internos; ya hemos visto que todas estas características no se presentan en el afloramiento estudiado. A la vista de estos datos, podemos suponer que los depósitos de Pala Manna se pudieron formar entre unos 50-150 m de profundidad, o quizás incluso a profundidades máximas de unos 80-100 m si tenemos en cuenta los datos procedentes de otras sucesiones devónicas (WENDT & AIGNER, 1985).

Excluimos profundidades menores por la ausencia de evidencias inequívocas de emersión, estructuras sedimentarias relacionadas con oleaje y mareas, etc.; y a profundidades mayores la preservación de los fragmentos esqueléticos (en especial de los cefalópodos) sería muy improbable. Por lo que se refiere a la existencia de un hipotético episodio evaporítico propuesto por BARCA et al. (1986) relacionado con la precipitación de baritina, ya ha sido indicado que no se trata de un nivel estratiforme, y que la precipitación tiene un claro carácter diagenético, y dentro de la diagénesis su carácter tardío respecto a la cementación del sedimento.

Por lo que se refiere a la diagénesis del sedimento, los datos disponibles a favor de una litificación precoz (existencia

de superficies de discontinuidad, hardgrounds y fosfatizaciones, diques neptúnicos y grietas laminares subhorizontales, ausencia de compactación en los fósiles, buena preservación de éstos, etc.) son propios de las calizas pelágicas (GARRISON & FISCHER, 1969; SCHOLLE et al., 1983 a; VERA 1984, etc.).

La formación de hardgrounds con mineralizaciones fosfáticas es considerada como la evidencia de un proceso de ralentización de la sedimentación y condensación de facies (WENDT, 1974; KRAJEWSKI, 1984, etc.). La génesis de hardgrounds en calizas pelágicas mediante procesos de cementación precoz, inicialmente desarrollada en parches, que tienden a unirse por coalescencia, mientras parte del sedimento superficial puede ser eliminado mecánicamente o mediante procesos de subsolución ha sido descrito en detalle por muchos autores (véase diferentes referencias y revisiones del modelo genético en SCHLAGER, 1974; y SCHOLLE et al., 1983 a).

El resultado final de este proceso es la formación de una morfología pseudokárstica en la caliza. Por lo que se refiere al desarrollo de diques neptúnicos y grietas laminares subhorizontales puede ser producido por muchos procesos: fracturación por inestabilidad de los sedimentos litificados en un talud sedimentario, bioturbación, desecación, karstificación, fracturación de origen tectónico, deshidratación localizada del sedimento (por sobrepresión de los fluidos intersiciales), litificación diferencial (creciente en profundidad), actividad sísmica, etc. (TUCKER, 1974; FUCHTBAUER & RICHTER, 1983, etc.).

La existencia de estructuras estilolíticas pueden ser interpretadas como el resultado de una sustancial reducción de volumen por compactación durante el enterramiento, en una fase más tardía de la diagénesis (ZANKL, 1969). No obstante, ha sido demostrado que este tipo de estructuras también pueden ser generadas con un moderado enterramiento durante los procesos de desestabilización de plataformas carbonáticas en la zona de talud durante periodos de "rifting" (FUCHTBAUER & RICHTER, 1983; FUCHTBAUER et al., 1984).

La existencia de fango micrítico con una importante tasa de porosidad, demostrada mediante el estudio realizado con el microscopio electrónico muestra que un volumen sustancial de los sedimentos presentes en el depósito no han sufrido una notable compactación, lo que es un criterio adicional para suponer que las intercalaciones carbonáticas de Pala Manna no han sufrido un importante enterramiento. La presencia de clastos de calizas estilolitizadas en los productos identificados como brecha de colapso de cavidades abiertas (que sabemos se formaron en relación con la existencia de diques neptúnicos y grietas laminares, y fueron rellenadas durante el Devónico Superior) corrobora que el enterramiento sufrido era mínimo en ese momento en el que ya existían las superficies estilolíticas.

La información disponible respecto a la ubicación paleogeográfica de la intercalación carbonática de Pala Manna (cap. 7.3.) confirma parcialmente las conclusiones precedentes. Las calizas de Pala Manna se han depositado posteriormente a que los depósitos de turbiditas de la vertiente sur de Pala Manna hubieran colmatado totalmente las microcuencas creadas por la tectónica sinsedimentaria (véase cap. 5.3).

Por lo tanto, ocupan una posición de alto relativo en el paleorrelieve de la cuenca, al igual que las espilitas que fosilizan el depósito de turbiditas. La sedimentación siliciclástica suprayacente a las calizas ocupa una posición paleoestructural igualmente elevada en zonas de horst y corresponde a un ambiente deposicional somero (véase cap. 5.7.), aunque quizás algo más profundo que en el que se depositaron las calizas. De confirmarse esta apreciación, sería coherente con el hecho repetidamente señalado en la bibliografía de que la presencia de calizas en facies condensadas suele preceder a una profundización de la cuenca.

5.6.4.- Otras observaciones realizadas en afloramientos carbonáticos.

Aunque el resto de los afloramientos carbonáticos presentes en la zona estudiada no han sido analizados con igual detenimiento, podemos señalar que se trata en todos los casos de calizas pelágicas, más o menos análogas a las estudiadas en Pala Manna.

El afloramiento reconocido en el Sector de Nuraxeddu, al norte de Cuili Asunis (Sarrabus Centrooccidental), consiste en unos pocos lentejones de calizas localmente ankeritizadas, de unos pocos metros de extensión y potencia indeterminable por la mala calidad del afloramiento. Estas calizas se distinguen de las de Pala Manna por la abundancia de porosidad de disolución, un carácter más nodular, y por la riqueza en óxidos de Fe, que rellenan en algunos sectores la porosidad de disolución antes citada. Existen algunos moldes totalmente impregnados de óxidos de Fe atribuibles a fragmentos esqueléticos, pero no hemos podido determinar con precisión los grupos presentes. Algunos fragmentos de la roca presentan un aspecto "griotte" típico.

El afloramiento de Mitza Arosa (denominado Serra Is Luas en BARCA et al. 1986) consiste en unos cuantos fragmentos de calizas de dimensiones métricas que aparecen desparramados a lo largo de la citada ladera, aproximadamente 1.5 Km al suroeste del afloramiento de Pala Manna. Tal como han señalado BARCA et al. (op. cit.) se trata de wackstones-packstones muy ricos en tentaculites, fácilmente distinguibles en muestra de mano, que aparecen en una caliza masiva sin trazas de estratificación; esta carencia de

estratificación es atribuible a bioturbación, tal como han hecho los citados autores. Además de los tentaculites se han hallado algunos fragmentos de orthoceras y placas de pelmatozoos. La edad de estos materiales sería Devónico inferior, siempre según indicación de la misma fuente, en base a su contenido en conodontos.

La disposición actual de los fragmentos aislados de calizas en la vertiente SO de Mitza Arosa puede hacer pensar en que se trate de los residuos de un nivel continuo mayor que han sido respetados por la erosión. Sin embargo, un atento examen de la disposición de los afloramientos muestra los fragmentos no se encuentran necesariamente en el mismo nivel estratigráfico, y que en realidad se trata de fragmentos de caliza englobados en los materiales siliciclásticos de la vertiente. Estos fragmentos fueron deslizados a lo largo de ésta cuando habían alcanzado un grado considerable (o quizás total) de litificación, y proceden al igual que los sedimentos siliciclásticos del norte.

Es razonable pensar que proceden de un nivel carbonático más o menos continuo inicialmente existente en el sector de Serra Is Luas, o más al norte, y que hoy no aflora. Aunque hipotéticamente podrían proceder de Pala Manna, hay que señalar que entre ese afloramiento y el sector de Serra Is Luas-Mitza Arosa se desarrolló un micrograben más o menos simultáneamente al momento de aporte de los clastos (véase caps. 7.3. y 5.3), lo que excluye que existiera un talud continuo entre unos y otros afloramientos que pudiera servir de pista de deslizamiento para los fragmentos de caliza.

El afloramiento de la vertiente noreste de Bruncu Accu Seda (Sarrabus Occidental) ha sufrido los efectos del metamorfismo producido por los granitoides tardihercínicos que afloran en el Sarrabus meridional, ya que se halla dentro de la aureola de metamorfismo de contacto, incluido en un paquete de filitas moteadas. Además, la caliza ha sufrido directamente un proceso de formación de skarn mineralizado en sulfuros, por la existencia de un contacto directo con un pórfido ácido. Por este motivo, es difícil realizar observaciones sobre las características sedimentológicas de este afloramiento, aparte de señalar su carácter lenticular, la existencia de litofacies de caliza nodulosa y la existencia de pliegues de posible origen sinsedimentario.

El afloramiento de riu Minaforredda (Sarrabus Centrooccidental) aparece en la cartografía de TRAVERSO (1890). En la actualidad únicamente se ha podido localizar unos pequeños afloramientos de calizas nodulares, muy ocultos entre el suelo vegetal. Se trata en todo caso de calizas pelágicas.

En Miniera Baccu Arroddas (Sarrabus Oriental) aflora un paquete de calizas de varias decenas de metros de potencia con una buena continuidad, por lo menos desde la divisoria de aguas

que va en sentido norte-sur en el sector de Serra Ponzianu hasta llegar al fondo del barranco que procediendo de Nieddu Mannu llega hasta Baccu Arrodas. Este paquete de calizas es cortado varias veces por la pista forestal que sube desde Baccu Arrodas a Nieddu Mannu, y además aflora discontinuamente entre el frondoso bosque de Nieddu Mannu-Miniera Baccu Arrodas.

Aunque no se ha llevado a cabo un estudio detallado como en el caso de Pala Manna, podemos señalar que se trata de calizas nodulares grises, pelágicas, correspondientes a una profundidad de depósito sin duda algo mayor que las de Pala Manna. Se puede reconocer la existencia de una asociación de fragmentos esqueléticos similar a la de la Pala Manna, pero con una peor preservación de los cefalópodos, y con una mayor desarrollo de los procesos de estilolitización y compactación/disolución diagenética del sedimento. Además, esta litofacies muestra localmente una intensa recristalización debida al metamorfismo de contacto producido por el domo ácido de Serra Ponzianu y por las "Quarziiti" situadas inmediatamente al norte de las calizas (véase 7.2.), así como los efectos de la alteración hidrotermal asociada a la mineralización del "Filone argentífero", que en el sector de fondo del barranco está emplazado en las calizas.

En el sector sur de Cuili Sa Mandara (al oeste de Genn'Arriolas, Sarrabus Oriental) afloran diferentes lentejones de calizas pelágicas grises, masivas y nodulares, con un rico contenido paleontológico análogo al encontrado en Pala Manna, y con un grado de conservación de los fragmoconos de los orthoceras en muchas ocasiones similar, es decir, excelente. Estos afloramientos son relativamente grandes, y en conjunto representan una zona de sedimentación mayor que la preservada en el caso de Pala Manna. La profundidad de formación del depósito podría ser un caso intermedio entre la de Pala Manna y la de Baccu Arrodas. La tasa de recubrimiento por parte del suelo vegetal es alta, pero la calidad del afloramiento permitiría un estudio sedimentológico detallado.

Finalmente, ha sido estudiado con un cierto detalle el sector de Arcu Genn'Arela (Gerrei Oriental), inmediatamente al norte de la zona en estudio, en parte para clarificar los problemas geológicos regionales relacionados con la presencia de un importante accidente tectónico (el llamado "accidente o cabalgamiento de Villasalto") y en parte para esclarecer el origen de mineralizaciones fosfáticas filonianas de variscita, presentes en otros sectores del Sarrabus (véase cap. 15.3.).

En este sector los materiales aflorantes estudiados corresponden a la terminación meridional de las importantes acumulaciones carbonáticas del Paleozoico superior del Gerrei. Los materiales estudiados aparecen interdigitados con lutitas carbonáceas negras, espilitas y materiales siliciclásticos finos análogos a los estudiados en el Sarrabus. Los materiales carbonáticos son

calizas y calizas margosas, y contienen niveles fosfatados estratiformes (véase cap. 15.3.). Las litofacies carbonáticas constan en parte de calizas pelágicas análogas a las descritas en Pala Manna y Baccu Arrodas, pero la característica más significativa es la existencia de facies típicas de deslizamientos sinsedimentarios a lo largo de un talud (pliegues sinsedimentarios, acúmulos de bloques litificados deslizados sobre un sedimento calcáreo-margoso, etc.) análogos a los descritos en este trabajo para litofacies siliciclásticas (cap. 5.2.). En conjunto, los materiales estudiados presentan una disposición este-oeste y un sentido de procedencia desde el norte hacia el sur.

La similitud entre las litofacies masivas (presumiblemente conservadas "in situ") y los bloques de caliza pelágica existentes en las litofacies deslizadas indican que el ambiente de sedimentación pelágico fue similar al descrito para las calizas pelágicas del Sarrabus. La existencia de intercalaciones margosas y la presencia de litofacies deslizadas indica la existencia de retrabajamiento de las litofacies pelágicas y sugiere que el redepósito de los materiales litificados se produjo a lo largo de un talud en unas condiciones de profundidad algo mayores a las indicadas en el caso del Sarrabus. WENDT & AIGNER (1985) proponen una zonación de facies análoga para la mayoría de los afloramientos devónicos de calizas pelágicas del Occidente de Europa y el norte de Africa.

La mayor consistencia de las intercalaciones carbonáticas del Gerrei debe corresponder a un motivo estrictamente paleogeográfico, y la existencia de litofacies deslizadas, de rocas volcánicas, etc., indica la existencia de una tectónica distensiva sinsedimentaria afectando a la sedimentación, análoga a la descrita en el caso de los materiales siliciclásticos. En el caso de las litofacies carbonáticas del Sarrabus esta tectónica apenas se evidencia debido a la escasa entidad de los depósitos.

5.6.5.- Conclusiones finales obtenidas del estudio de los depósitos carbonáticos.

Las intercalaciones carbonáticas existentes en el Sarrabus son calizas pelágicas, formadas en condiciones de baja profundidad en un lapso de tiempo que va desde el Silúrico Superior hasta el Devónico Superior. Se trata en buena medida de litofacies condensadas, y el medio deposicional fueron altos estructurales de la cuenca colonizados por pelmatozoos, tentaculites, etc.; destaca la ausencia de acúmulos importantes de organismos bioconstructores.

Las diferentes litofacies reconocibles corresponden a los tránsitos entre calizas masivas grises y calizas griottes s.str.

propios de ligeras variaciones en la profundidad del medio deposicional. Destaca que en todos los casos la potencia del depósito fue muy reducida, y que análogamente a lo señalado por WENDT & AIGNER (1982, 1985) las encrinitas corresponden probablemente a los depósitos más someros. En el Sárrabus existen evidencias de removilización sinsedimentaria de los carbonatos más o menos litificados a lo largo de taludes (afloramientos de Mitza Arosa, quizás incluso en Bruncu Accu Seda), pero en general ésta fue limitada y no alcanza las dimensiones documentadas en el Gerrei, tanto en sector oriental (Arcu Genn'Arela) como en el centrooccidental (S. Nicolò Gerrei, TEICHMÜLLER 1931). De todos modos, las asociaciones de litofacies halladas en el sureste de Cerdeña son semejantes a las de los materiales devónicos de las regiones vecinas (WENDT & AIGNER, 1985).

Una reflexión inevitable respecto a la dinámica general de la sedimentación en la cuenca paleozoica es que mientras en los altos fondos (controlados estructuralmente por fracturas de dirección NO-SE y E-O) la sedimentación era muy escasa y estaba notablemente ralentizada, en las zonas de graben ésta era muy intensa, alcanzando grandes acumulaciones de sedimentos siliciclásticos. Esta conclusión puede extraerse directamente del estudio de los materiales siliciclásticos, pero el contraste es mucho más evidente cuando estudiamos sectores localizados como el de Pala Manna, donde en los altos fondos se depositan calizas con una tasa de acumulación especialmente lenta, y sujeta a eliminación parcial por redisolución y/o retrabajamiento, mientras que en las zonas de graben se pueden acumular paquetes siliciclásticos de varios centenares de metros (por ej., las turbiditas confinadas tectónicamente de la vertiente sur de Pala Manna).

Finalmente, podemos recordar que la existencia de calizas pelágicas, en facies poco potentes y condensadas, indica unas condiciones de desalimentación de sedimentos carbonáticos directamente atribuible a dos factores: los climáticos (paleolatitud) y el alejamiento de zonas continentales emergidas. Esta desalimentación o falta de aportes de sedimentos detríticos existe también naturalmente en el caso de los materiales siliciclásticos, lo que es otro argumento indirecto a favor del carácter proximal de los materiales siliciclásticos a añadir a los ya comentados (cap. 5.2.).