



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín

geológico

y minero

VOLUMEN 104

Noviembre - Diciembre 1993

NUMERO 6



REVISTA BIMESTRAL DEL ITGE FUNDADA EN 1874

ISSN 0366 -0176

Volumen 104
Número 6
Noviembre - Diciembre 1993

boletín geológico y minero

revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas fundada en 1874 - 5.ª serie

Sumario

Geología	C. ARIAS, J. P. MASSE y L. VILAS: Caracterización secuencial y bioestratigráfica del Aptiense-Albiense p. p. en la Sierra de Sopalmo, Prebético Interno (Prov. de Murcia) 3
	F. L. CLAUSS: Estructuras indicadoras de paleosismicidad en el Neógeno de Arcos de la Frontera (SO de la depresión del Guadalquivir) 13
Minería	A. MOLINA-MOLINA y M. RUIZ-MONTES: Las mineralizaciones filonianas del Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas, España) 21
Aguas subterráneas	M. GOMEZ MARTOS y F. BUYO HERNANDEZ: La eutrofización y su incidencia en la calidad de las aguas subterráneas. II: Aplicación experimental a la balsa «Isla del Herrero» (Madrid) 40
Rocas industriales y ornamentales	J. SAAVEDRA, F. MADRUGA y M. T. MARTIN PATINO: Clasificación de la arenisca de Villamayor (Salamanca) por sus características tecnológicas y estructura interna 55
Estudio de minerales y rocas	A. APRAIZ, L. EGUILUZ y B. ABALOS: Anfibolitas del núcleo de Lora del Río (zona de Ossa-Morena). Petrografía, Geotermobarometría y significado geodinámico 64
Información	L. M.ª RIOS, J. M. CHARLET, J. M. GALERA, D. BARETTINO y F. BODEGA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIX Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1993». 82
	Noticias, Necrológica y Libros 84
	Índice de Materias y Autores 87

DIRECCION Y ADMINISTRACION
Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid
Teléf./Fax (91) 349 57 62

INSTITUTO TECNOLÓGICO
GEOMINERO DE ESPAÑA

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales

El Instituto Tecnológico Geominero de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos

Los derechos de propiedad de los trabajos publicados en esta obra fueron cedidos por los autores al Instituto Tecnológico Geominero de España.
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

EXPLICACION DE PORTADA

*Pliegues métricos en las alternancias del Caradoc.
Carretera entre Checa y Orea (Guadalajara).*

Foto: J. C. Gutiérrez

Depósito legal: M. 3.279 - 1958
ISSN 0366 - 0176
NIPO 241 - 93 - 003 - 0

Imprenta Ideal, S. L. - Chile, 27 - Teléf. 359 57 55 - 28016-MADRID

Caracterización secuencial y bioestratigráfica del Aptiense-Albiense p. p. en la Sierra de Sopalmo, Prebético Interno (Prov. de Murcia).

Por C. ARIAS (*), J. P. MASSE (**) y L. VILAS (*)

RESUMEN

Se analizan las unidades litoestratigráficas y las principales facies de los materiales correspondientes al Aptiense-Albiense p.p. en la Sierra de La Solana del Sopalmo (Jumilla, Murcia), así como su contenido fosilífero, fundamentalmente foraminíferos bentónicos y rudistas, con el que se determina su edad.

Se reconocen cinco secuencias principales, caracterizando en cada una de ellas tanto su evolución vertical como las variaciones específicas de las mesosecuencias que las componen. Al mismo tiempo, se relacionan con las secuencias de depósito establecidas a escala regional.

Finalmente, se destaca la importante tasa de sedimentación que presenta este afloramiento durante todo el Cretácico Inferior, lo que le hace comparable con el de la Sierra del Carche, mientras que, por el contrario, no existe una continuidad paleogeográfica con el de Sierra Larga.

Palabras clave: Análisis secuencial, Bioestratigrafía, Aptiense, Prebético.

ABSTRACT

The lithostratigraphic units and principal facies of Sierra de Sopalmo Aptian-Albian sediments are defined here. Their fossil content and age (mainly based in benthic foraminifera and rudists) are also analyzed.

Five depositional sequences and the main mesosequences variations are described together with their main vertical trend. A correlation with the previous established regional sequences is proposed.

Finally, one of the most outstanding facts in this area is the large accumulation of sediments, similar to what happen in Sierra del Carche. However the paleogeographic relationship between Sierra de Sopalmo and Sierra Larga are not clear.

Key words: Sequence Stratigraphy, Biostratigraphy, Aptian, Prebetic domain.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo es un avance de los resultados que se están obteniendo en el estudio de las relaciones entre las cuencas Ibérica y Bética durante el Cretácico.

Su objetivo principal consiste en la descripción por primera vez en este punto de las unidades litológicas, su bioestratigrafía, y, en particular, la caracterización de las biozonas y el análisis

(*) Instituto de Geología Económica CSIC - UCM. 28040 Madrid.

(**) Centre de Sedimentologie-Paleontologie. Univ. de Provence. 3, Place V. Hugo. 13331 Marseille.

secuencial, todo ello con la finalidad de obtener la evolución vertical de la serie Aptiense-Albiense.

Encuadre geográfico y geológico

La Sierra de Sopalmo está situada al SE de Jumilla, en la provincia de Murcia (fig. 1).

Bajo el punto de vista geográfico constituye un conjunto orográfico con Sierra Larga y está separada de la Sierra del Carche por una depresión por la que discurre la carretera de Jumilla a Murcia.

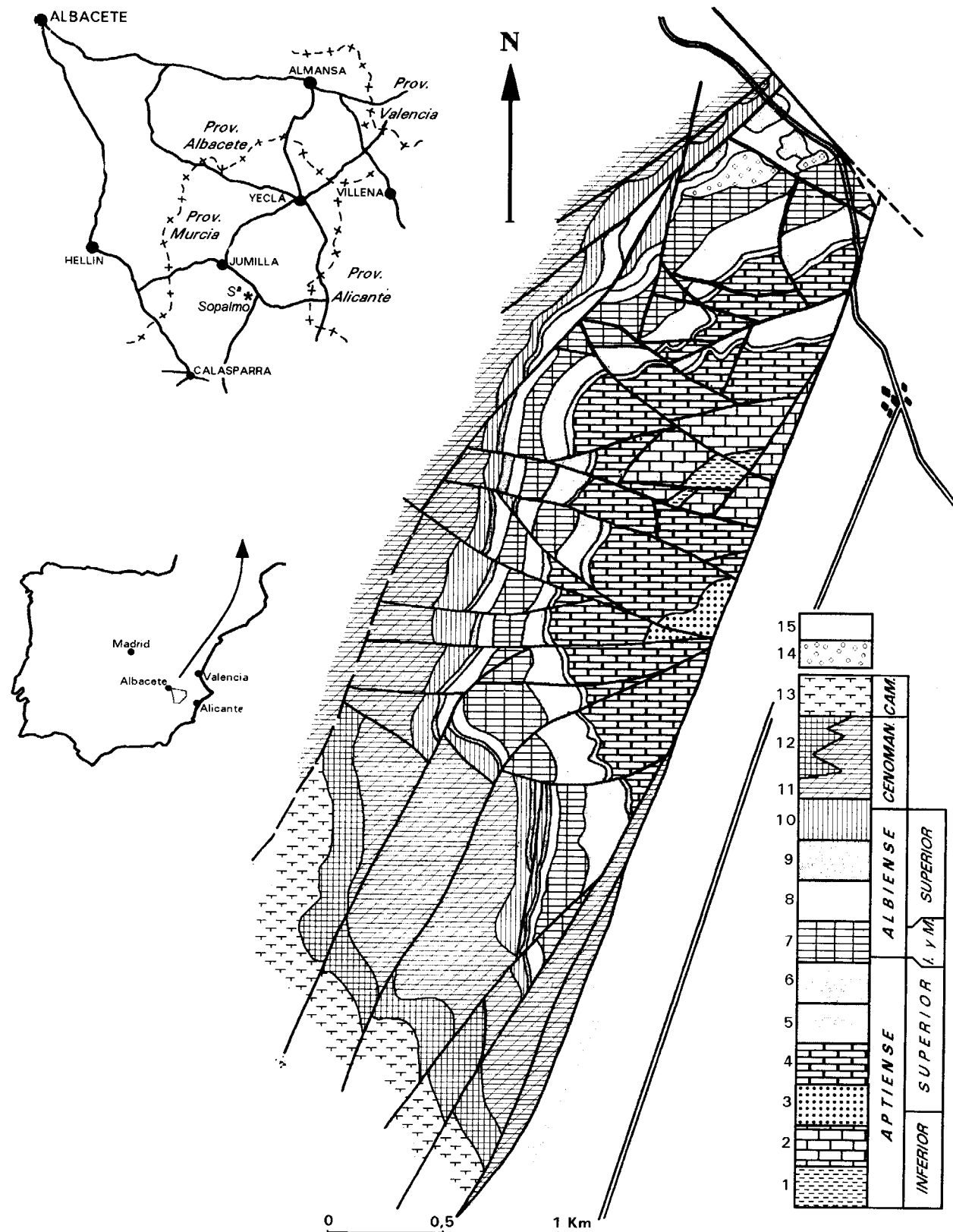


Figura 1.—Situación geográfica y esquema cartográfico de La Solana de Sopalmo. Leyenda: 1) Margas con corales solitarios. 2) Calizas con Requiénidos. 3) Arenas y calcarenitas. 4) Calizas con Pelecípodos y *Bacinella*. 5) Arenas. 6) Alternancia de calcarenitas y arenas finas. 7) Calizas con Rudistas y Orbitolinas. 8) Arenas y dolomías ocreas. 9) Dolomías con Radiolítidos. 10) Limolitas y dolomías. 11) Dolomías y brechas dolomíticas. 12) Calizas con Rudistas. 13) Margas con Inocerámidos. 14) Conglomerados. 15) Recubrimientos cuaternarios.

Paleogeográficamente, y para el episodio Aptiense-Albiense p.p., forma parte de la misma unidad que la Sierra del Carche, aunque estén actualmente separadas por el diapiro triásico del Salero de la Rosa; mientras que su relación con los materiales de la misma edad en Sierra Larga es problemática, estando estos últimos situados en zonas más costeras, con gran influencia continental.

Tectónicamente se sitúa dentro del Prebético Interno, en el sentido de GARCIA HERNANDEZ et al. (1980). Su estructura corresponde a una antiforma muy apretada, con el eje en dirección casi norte-sur, y cortada de forma sensiblemente paralela a dicho eje por una fractura que hunde la mitad oriental de la estructura, cubierta actualmente por el Cuaternario (fig. 1).

La fracturación presenta dos patrones muy característicos: uno radial, con fracturas prácticamente verticales, y otro, de tendencia concéntrica, con fracturas de plano más tendido que producen tanto repeticiones sucesivas de la serie como la eliminación de grandes tramos de la misma, siendo difícil su detección si no se conoce la estratigrafía en detalle, ya que en casi toda la Sierra estas fracturas tienden a ser paralelas a la estratificación. Algunos de estos aspectos se pueden observar en el esquema cartográfico de la figura 1.

Todos estos hechos parecen reflejar una elevación de los materiales después de su sedimentación y posterior fracturación de los mismos, señalando como causa posible la actuación de fenómenos de diapirismo, tan conocidos en esta región.

Esta serie fue estudiada, muy someramente, por AZEMA (1977) y posteriormente en la memoria de la Hoja núm. 869 - Jumilla, del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 realizada por BAENA (1979), se describe una serie única para Sopalmo y Sierra Larga.

Descripción estratigráfica

La serie estudiada puede dividirse en seis unidades litológicas, con subdivisiones en algunas de ellas, en las que se precisará el contenido paleontológico para determinar la edad (fig. 2 y tabla I). Las interpretaciones bioestratigráficas

y cronoestratigráficas propuestas se apoyan en los datos regionales recientemente adquiridos, sobre todo en la Sierra del Carche (ARIAS et al., 1989; MASSE et al., 1992), cuya sucesión utilizamos como serie de referencia. Las diferentes unidades litológicas, con denominación informal, se describirán en orden estratigráfico:

Unidad basal.—En un solo punto, de forma fragmentaria (limitado por fracturas), se reconoce una unidad basal de 19 m visibles, formada por calcarenitas y «orbitolinitas» con arenas a la base. En los niveles inferiores se ha reconocido *Offneria* y hacia el techo *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENBACH) y *Choffatella decipiens* (SCHLUM.), lo que permite datar este conjunto litológico como Bedouliense.

Margas con «Montlivaltiidae» (75 m).—Se trata de margas ligeramente arenosas con intercalaciones biocalcareónicas, desarrolladas sobre todo en la base, caracterizadas por la presencia de horizontes con corales solitarios (*Montlivaltiidae*) y Plicátulas, asociados a otros Bivalvos, Orbitolinas y Globigerinidae. La presencia desde su base de *Palorbitolina lenticularis*, junto con su posición sobre la «unidad basal», nos lleva a situar este conjunto en el Bedouliense.

Unidad carbonática inferior (aprox. 230 m).—Este potente conjunto comprende dos subunidades:

- La inferior (65 m) está dominada por las facies de calizas packstone con Rudistas. A la base se encuentran *Caprinidae*, con *Caprina douvillei* (PAQUIER) y *Caprotinidae*, en particular *Pachytraga paradoxa* (PICTET y CAMPICHE), y *Choffatella decipiens*. Hacia el techo se observa la asociación *Toucasia-Horiopleura*, con *Iraqia simplex* (HENSON). La parte terminal no contiene fauna netamente característica, mientras que se desarrollan niveles cuarzo-carbonáticos. Los *Caprinidae* y la presencia de *Iraqia simplex* confieren a esta subunidad una edad esencialmente Bedouliense.
- La subunidad superior (165 m), en contacto por falla con las capas subyacentes, se divide en tres tramos, comenzando por facies terrígenas, y terminando por calizas que se van haciendo cuantitativamente dominantes. En el primer tramo sólo se han encontrado escasos ejemplares de *Mesorbitolina parva* (DOUGLASS). Aunque esta especie aparece desde

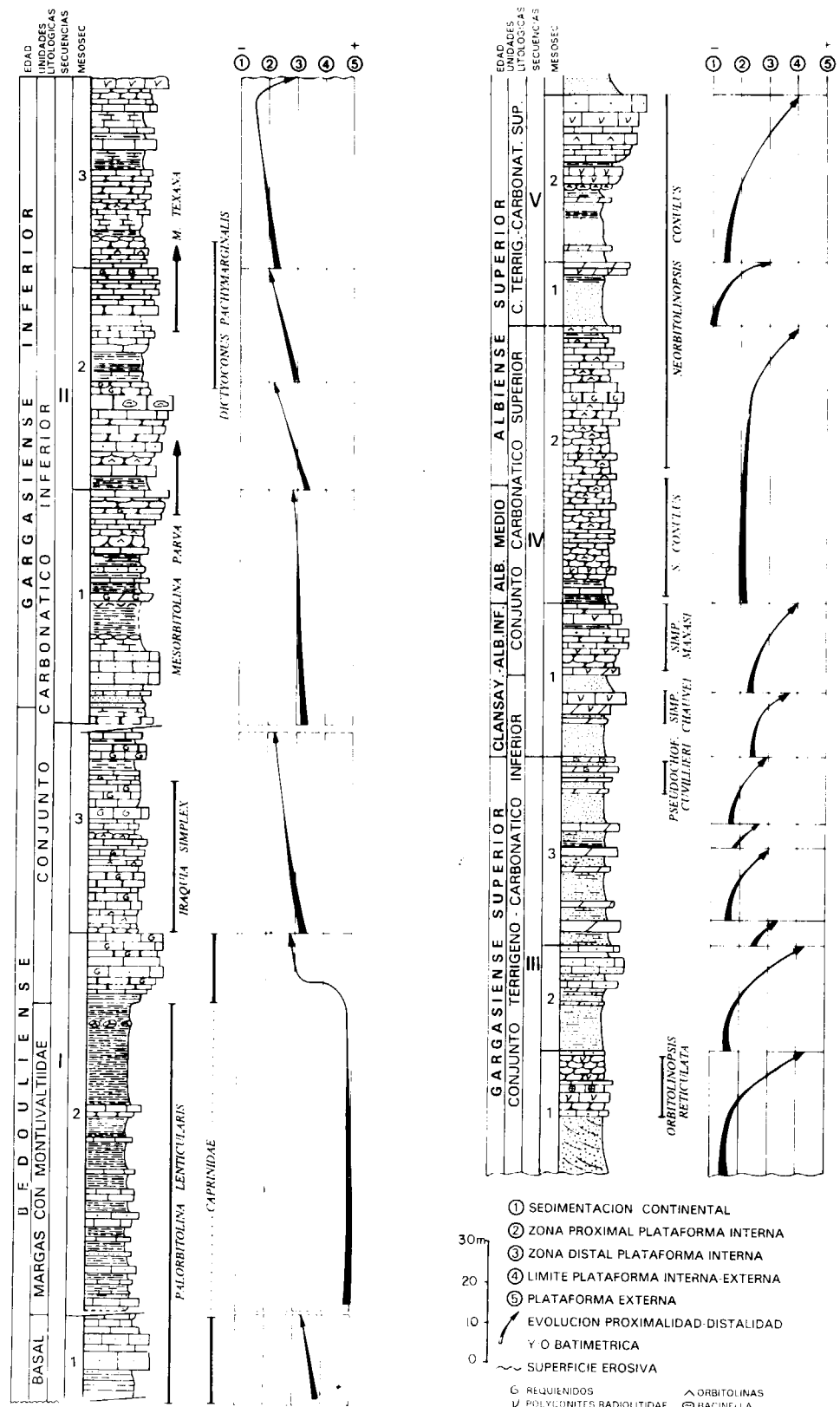


Figura 2.—Columna estratigráfica, análisis secuencial y biozonas del Cretácico Inferior de La Solana del Sopelmo.

La Solana del Sopelmo					EDAD		Ibérica meridional		Béticas		
UND. CARTOG.	ESPEOR (en m.)	CONJUNTOS LITOLÓGICOS	SECUNCIAS	MESO SECUN.			(Vilas et al., 1982)		(Vilas et al., 1982)		
10	550	TERRIGENO-CARBONATICO SUPERIOR	V	3	ALBIENSE SUPERIOR	Fm CALIZAS de ARAS de ALPUENTE	FORMACION DOLOMITICA		Fm UTRILLAS		
9	500	CARBONATICO SUPERIOR	IV	2			Fm SACARAS				
8	450	TERRIGENO-CARBONATICO INFERIOR	III	1							
7	400	CARBONATICO INFERIOR	II	3			Fm CALIZAS CON RUDISTAS DEL CAROCH	Mb CALIZAS DEL BUSEO			
6	350	MARGAS CON MONTLIVALTIDAE	I	2				Mb CALIZAS DE MALACARA			
5	300	UNIDAD BASAL		1			Fm CALIZAS DE LOS ANCHOS				

Tabla 1.—Relación entre las unidades litológicas, secuencias y edad en los materiales del Cretácico Inferior de la Sierra del Sopelmo. Comparación con las unidades litoestratigráficas definidas formalmente.

el Bedouliense, aquí no está asociada a ninguno de los marcadores de este piso, por lo cual atribuimos las correspondientes capas al Gargasense Inferior. El tramo medio contiene *Mesorbitolina parva* y *Dictyoconus pachymarginalis* (SCHROEDER); *Mesorbitolina texana* (ROEMER) (sensu SCHROEDER, non DOUGLASS) aparece a techo de esta unidad y sigue en la unidad superior; el horizonte terminal de esta última contiene *Eoradiolites* sp. (forma primitiva). Atribuimos esta subunidad al Gargasense Inferior.

Unidad terrígeno-carbonática inferior (100 m).—Esta unidad comprende, como la precedente, dos subunidades:

— La inferior (55 m) se subdivide a su vez en dos tramos. El primero marcado en su base por el desarrollo de arenas azoicas (= «arenas

del Burgal», VILAS et al., 1982) y en su techo por la existencia de calizas con Corales, Polyconites, Eoradiolites y *Pseudotoucasia* asociados a *Orbitolinopsis reticulata* (MOULLADE y PEYBERNES). Esta asociación paleontológica indica el Gargasense Superior. El segundo tramo sólo contiene escasos *Polyconites*.

— La subunidad superior (45 m), formada por alternancia de arenas finas o margas limolíticas y calizas, se caracteriza en su parte alta por la asociación *Pseudochoffatella cuvillieri* (DELOFFRE) y *Mesorbitolina* sp. (forma evolucionada de la línea de *M. texana*-*M. leymerii* (PEYBERNES) con embrión macrosférico hemisférico con base plana), que marca el Gargasense terminal. A techo se reconoce *Simplorbitolina chauvei* (FOURCADE).

Unidad carbonática superior (58 m).—Esta unidad, predominantemente formada por calizas packstone de Rudistas que evolucionan hacia el techo a grainstone de Orbitolinas con estratificación cruzada a gran escala, se puede dividir en cuatro tramos en función de las asociaciones de fauna características de cada uno de ellos. El primero, en parte dolomítico, contiene representantes evolucionados de *Eoradiolites*. El segundo está caracterizado por la aparición del género *Praeradiolites* asociado a *Simplorbitolina manasi* (CIRY y RAT) además de *S. conulus* (SCHROEDER). Estos dos tramos se pueden datar por lo tanto como Clansayense-Albiense Inferior. En el tercero, marcado por el gran desarrollo de *Polyconites*, sigue *S. conulus*. Esta especie es sustituida en el cuarto tramo por *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE) asociada a *Hensonina lenticularis* (HENSON), que indican el Albiense Superior p.p. El Albiense medio estaría, pues, esencialmente representado por el tercer tramo.

Unidad terrígeno-carbonática superior (105 m).—Con arenas gruesas en la base, está dominada, en su parte carbonática, por los *Radiolitidae*. La asociación de Foraminíferos es la misma que la del tramo terminal de la unidad anterior (*Neorbitolinopsis conulus* y *Hensonina lenticularis*) e identifica el Albiense Superior.

Estas unidades litológicas tienen una clara correlación con las unidades litoestratigráficas definidas formalmente (tabla 1). Así, las cinco unidades inferiores son correlacionables con la Formación *Calizas del Arroyo de Los Anchos* de

VERA et al., 1982, y de una forma más detallada se pueden hacer equivaler con las definidas para la Ibérica meridional por VILAS et al., 1982, de la siguiente forma: tanto la Unidad Basal como las Margas con *Montlivaltiidae* y la Unidad Carbonática inferior, equivalen al Miembro de *Calizas de Malacara* y la Unidad terrígeno-carbonática superior a los Miembros *Arenas del Burgal* y *Calizas del Buseo*, todos ellos pertenecientes a la Formación *Calizas con Rudistas del Caroch*. La Unidad Carbonática superior es equivalente a la Formación *Calizas y Arenas de Sácaras*, y por último, en la Unidad terrígeno-carbonática superior están incluidas las Formaciones de *Utrillas* y la base de *Aras de Alpuente*.

Análisis secuencial

Del estudio de las asociaciones de facies y de sus relaciones verticales, se diferencian unos episodios sedimentarios con características propias, que permiten interpretar la evolución vertical de la sedimentación.

Los materiales que componen la plataforma Aptiense-Albiense p.p. se pueden agrupar en cinco secuencias, que a grandes rasgos coinciden con límites litológicos ya descritos.

En la Secuencia Bedouliense (I en la fig. 2 y tabla I), cuya base no llega a aflorar, se incluyen: la «Unidad basal», las «Margas con *Montlivaltiidae*» y parte de la «Unidad carbonática inferior», todo ello marino. Dicha secuencia presenta un contacto brusco, mediante fractura, con la secuencia suprayacente, en el único punto de afloramiento.

Las mesosecuencias están formadas por un término inferior terrígeno y uno superior calcáreo; los terrígenos son profundos y las calizas contienen abundantes Requiénidos. En general son secuencias de somerización y batidecrescentes.

Así, en esta secuencia, se reconocen tres mesosecuencias:

- I.1. Sólo aflora su parte alta y entre fracturas; corresponde a la Unidad basal. Su sedimentación se sitúa en el límite de la plataforma interna-externa. Su evolución no se puede reconocer, aunque por correlaciones regionales, se sabe que es batidecrescente.

- I.2. Es una clara secuencia de somerización, formada por dos términos: el inferior, predominantemente margoso («Margas con *Montlivaltiidae*»), con intercalaciones de niveles calcáreos decimétricos; la presencia de *Plicátulas*, *Corales* solitarios, *Braquiópodos*, *Globigerinidae*, *Epistomina-Lenticulina*, etc., así como el predominio del proceso de decantación sobre los episodios de cierta energía, parece indicar una sedimentación profunda en la plataforma externa, que evoluciona en su parte alta a margas aparentemente azoicas, con nódulos ferruginosos de claro origen diagenético. El término superior (base de la «Unidad carbonática inferior») está formado por un potente tramo de calizas con corales y *Caprínidos* en la base, y *Requiénidos* en la parte alta. Muestra el paso relativamente rápido de la plataforma externa a la parte distal de la interna. Termina con una importante costra ferruginosa.

- I.3. Correspondiente a la parte inferior de la «Unidad carbonática inferior». Se desarrolla dentro de la plataforma interna, con abundantes niveles de *Requiénidos*, y su principal característica es la práctica ausencia de materiales terrígenos. Hacia la parte inferior hay *Pholadomya*. Está formada por numerosas secuencias unitarias, terminando cada una con un potente banco de calizas de *Requiénidos*. Hacia la parte superior, dichas secuencias son de menor espesor, reapareciendo débilmente el episodio terrígeno (margoso) en la base. A techo de esta mesosecuencia, en el único afloramiento en el que se observa, existe una fractura.

Es decir, la primera secuencia de depósito, cuya base y techo no afloran, se caracteriza por presentar tres fases de profundización seguidas de sendos episodios de somerización que, paulatinamente, de base a techo, muestran características más proximales y someras al mismo tiempo que disminuyen los aportes terrígenos. Esta variación va desde plataforma externa, representada por las margas con *Montlivaltiidae*, a plataforma interna con calizas de *Requiénidos*.

La Secuencia Gargasiense Inferior (II en la fig. 2 y tabla I) incluye la mayor parte de la «Unidad carbonática inferior», con terrígenos más someros, alternando con barras calcareníticas, y carbonatos de plataforma interna con abundantes

algas, con presencia hacia el techo de *Ostreidos*, *Pelecípodos* y bioturbación. Las mesosecuencias presentan, igualmente, un término inferior terrígeno y otro superior calcáreo, en general también de somerización, con escasa diferencia de batimetría, disminuyendo hacia la parte superior de la secuencia la influencia de los terrígenos.

En esta secuencia se reconocen tres mesosecuencias:

- II.1. En la que los terrígenos de la base, con pequeños bancos de *Ostreidos* muestran escasa energía, alternando con barras de *grainstone* con estratificación cruzada, indicando un ambiente de sedimentación en el que los materiales siliciclásticos llegan con cierta dificultad, a la vez que de forma esporádica la zona es barrida por barras calcareníticas. Hacia el techo cesan los aportes terrígenos, presentando una sedimentación de plataforma interna con escasos *Requiénidos*.
- II.2. Los terrígenos de la base son muy escasos, margas y arcillas arenosas, mientras que los términos carbonáticos superiores, con abundantes episodios de emersión, escasos *Rudistas* y abundancia de *Bacinella* nos indican que la sedimentación se produjo en la zona más proximal de la plataforma interna. Esta secuencia se repite dos veces consecutivas.
- II.3. Los terrígenos están prácticamente ausentes, siendo dominantes las calizas nodulosas con *Orbitolinas*, muy bioturbadas, alternando con bancos de *Ostreidos*; esporádicamente se encuentra algún nivel con *Rudistas* o pequeños corales. Todo ello conduce a interpretar una sedimentación en áreas muy someras y restringidas. En el techo, por el contrario, la existencia de un banco de *Radiolítidos*, indica claramente una brusca apertura y profundización de la cuenca.

La Secuencia Gargasiense superior (III en la fig. 2 y tabla I) comprende la casi totalidad de la «Unidad terrígeno-carbonática inferior». La base está marcada por una discontinuidad en la que localmente se aprecian señales de erosión, y el techo, por una costra ferruginosa.

La principal característica de las mesosecuencias es que son de apertura, con términos más abiertos hacia su parte superior. Se componen

de un tramo terrígeno a la base y otro calcáreo hacia el techo, siendo dominante el primero sobre el segundo.

Comprende tres mesosecuencias:

- III.1. Con base erosiva y potente término inferior arenoso de alta energía. Las calizas superiores están generadas en la plataforma externa, con abundantes corales, *Radiolítidos* y *Braquiópodos*, tratándose de una clara evolución de apertura y profundización.
- III.2. Los materiales terrígenos basales muestran algunos bancos de *Ostreidos* y contienen *glauconita* hacia el techo. El término calcáreo superior está formado por calcarenitas con fauna marina de carácter abierto. Se trata de otra evolución de apertura en la que se alcanza la máxima distalidad y profundidad de esta secuencia.
- III.3. Formada por secuencias unitarias de apertura en las que resulta difícil apreciar diferencias batimétricas, ya que parece más indicado pensar que el control de la secuencialidad está regido fundamentalmente por la llegada de aportes terrígenos. La última secuencia unitaria es muy importante para la correlación dentro de la cuenca, ya que es en la que aparece *Pseudochoffatella cuvillieri*.

En general, esta secuencia muestra un fuerte período de apertura y profundización en su tercio inferior, para pasar rápidamente a una cierta estabilización, con una ligera tendencia hacia la colmatación.

La Secuencia Clansayesiense-Albiense Superior p.p. (IV en la fig. 2 y tabla I) comprende la «Unidad carbonática superior» en su totalidad, comenzando en los últimos metros de la «Unidad carbonático-terrígena inferior». En general, muestra una clara evolución en la vertical, con la sustitución de materiales siliciclásticos por carbonáticos, y dentro de éstos, con un aumento de la energía hacia techo.

Se pueden distinguir dos mesosecuencias con características propias:

- IV.1. Presenta una asociación de facies que comienza por arenas de grano medio, con *Ostreidos* y escasos cantos de *cuarcita*, que hacia el techo pasan de forma rápida a calizas con abundantes y grandes *Radiolítidos*. Es

una evolución de apertura, controlada por la presencia o ausencia de aportes terrígenos, sin gran variación batimétrica, y con la reaparición de los Rudistas. Esta asociación de facies se repite dos veces, con predominio claro de los términos calcáreos sobre los terrígenos en la superior, llegando ya a una cierta agitación con la existencia de calcarenitas con estratificación cruzada.

- IV.2. Formada por la repetición sucesiva de la asociación de facies compuesta por margas con bioturbación-calizas de Orbitolinas-calizas con Radiolítidos y *Polyconites*. Los materiales siliciclásticos están ausentes y en general predomina la baja energía, con secuencias de apertura, pero de escasa variabilidad, dando un tramo de aspecto bastante monótono en el campo. Hacia el techo desaparecen prácticamente los Rudistas, siendo los dos términos de la asociación de facies: «orbitolinitas» con matriz margosa, y calcarenitas (cuyo principal componente lo constituyen las Orbitolinas) con estratificación cruzada, indicando un aumento de la energía en la parte alta de la secuencia, con removilización del mismo material ya depositado.

En resumen, esta secuencia se ha generado en la plataforma interna más o menos abierta, con la desaparición paulatina del flujo de terrígenos, una sedimentación, en general, de baja energía, con un ligero aumento de la misma hacia el techo.

Aunque los hechos descritos se reconocen prácticamente en la totalidad de la Sierra, en su extremo septentrional se observa un aumento de los materiales siliciclásticos intercalados, sobre todo hacia el techo de la secuencia, manifestándose incluso a simple vista por un brusco cambio en la mitad superior de la ladera. Estos aportes parecen tener un desarrollo muy local, pudiendo ser consecuencia de una inestabilidad de esta zona de la Sierra, próxima al diapiro del Salero de la Rosa.

La Secuencia Albiense Superior p.p.-Cenomaniense p.p. (V en la fig. 2 y tabla I) comprende la «Unidad carbonático-terrágena superior».

Su base queda marcada por una importante interrupción con su correspondiente costra ferruginosa y culmina en el Sopalmo por dolomías, lo-

calmente brechoides, que forman las crestas de la Sierra.

En la Sierra de Sopalmo está formada por tres mesosecuencias; en este trabajo sólo se estudian las dos inferiores constituidas por términos terrígenos a la base, y calcáreos a techo, destacando morfológicamente el término calizo de la superior, puesto que forma un resalte de casi 25 m de espesor.

- V.1. De carácter predominantemente terrígeno, en general de grano grueso, con abundantes restos vegetales de gran tamaño, que pasa a calizas de Radiolítidos y culmina con calcarenitas con estratificación cruzada.
- V.2. De características semejantes a la anterior pero con un mayor equilibrio entre los espesores de los materiales terrígenos de la base y las calizas del término superior. Los terrígenos son homométricos y de tamaño fino, y las calizas varían desde niveles con bioturbación, Orbitolinas y Gasterópodos en la base, hasta presentar abundantes Radiolítidos en «ramo» y calcarenitas en el techo.

Ambas mesosecuencias muestran claramente una evolución de apertura, siendo más notable en la superior; la aparición de los carbonatos está en función de la falta de llegada de aportes terrígenos, y las calizas superiores muestran en sí mismas una clara evolución con términos externos y agitados hacia el techo.

Evolución vertical y conclusiones

Los materiales sedimentados durante el Aptiense y Albiense en Sopalmo se pueden dividir en cinco secuencias de depósito.

Cada una de ellas, a su vez, comprende varias de orden menor, que denominamos mesosecuencias, presentando éstas en general las mismas características que aquella en la que están contenidas.

En cuanto a las variaciones batimétricas, se pueden reconocer dos tipos principales de mesosecuencias:

- Las que después del aumento batimétrico de la base muestran prácticamente una evolución batidecreciente.

- Las que presentan una evolución baticreciente y solamente en la parte alta se reconoce el episodio batidecreciente.

A las primeras secuencias las denominamos de «colmatación» o de «cierre», y pueden corresponder a importantes períodos de progradación de la plataforma; a las segundas las denominamos de «apertura», y en ellas, la progradación de la plataforma se puede producir a impulsos.

Estas variaciones batimétricas son muy netas en las mesosecuencias situadas en la base de las secuencias de depósito. Por el contrario, las que forman la parte superior de las mismas, muestran escasas o nulas variaciones batimétricas, y la secuencialidad queda marcada por el flujo de terrígenos en la plataforma carbonática; en este caso, la posición de proximalidad a la línea de costa es fundamental.

Así, las Secuencias Bedouliense p.p. y Bedouliense terminal-Gargasiense Inferior presentan mesosecuencias de «cierre» o «colmatación», mientras que en las correspondientes al Gargasiense Superior, Clansayesiense-Albiense Superior p.p. y Albiense Superior p.p.-Cenomaniense p.p. dominan las de apertura, sobre todo a la base de cada una de ellas.

En la Secuencia Bedouliense p.p. se reconocen tres impulsos, correspondientes a sendas mesosecuencias, de los que los dos inferiores son batidecrecientes, mientras que en la superior el cambio batimétrico es irrelevante, destacando más una variación distalidad-proximalidad. En el mismo sentido de desaparición de los cambios batimétricos, se realiza la desaparición de los flujos terrígenos.

En la Secuencia Bedouliense terminal-Gargasiense Inferior, las características son similares, con mesosecuencias de colmatación, pero no existen prácticamente variaciones batimétricas, estando regido el control secuencial por los flujos terrígenos y la relación distalidad-proximalidad.

La Secuencia Gargasiense Superior, con base fuertemente erosiva, presenta, en general, en las mesosecuencias, una tendencia inversa a las anteriores, es decir, de continental o marino proximal en la base a marino proximal o distal, según el caso, hacia el techo. La mesosecuencia inferior marca una rápida entrada del mar: sobre sedimentos terrígenos litorales se desarrolla una

plataforma carbonática abierta, es decir, son secuencias baticrecientes. La segunda mesosecuencia, por el contrario, indica mayor estabilidad batimétrica, siendo el flujo de terrígenos el que gobierna la secuencialidad, mostrando siempre en cada secuencia unitaria un tránsito de proximalidad en la base a distalidad hacia el techo.

La Secuencia Clansayesiense-Albiense Superior p.p. indica un período de cierta estabilidad en el que prácticamente no se pueden apreciar variaciones batimétricas, ya que toda la sedimentación se produce dentro de la plataforma interna. No obstante, la secuencialidad se rige por la relación (de base a techo) proximalidad-distalidad. La evolución general se realiza desde posiciones próximas al límite plataforma interna-externa en la mesosecuencia inferior, para pasar a zonas más proximales en la parte baja y media de la mesosecuencia superior y volver a situaciones más abiertas en la parte alta.

La Secuencia Albiense Superior p.p.-Cenomaniense p.p. se desarrolla sobre una importante interrupción con fuerte costra ferruginosa y presenta mesosecuencias terrígeno-carbonáticas que varían en la base de continental o parte proximal de plataforma interna (mesosecuencia inferior) a materiales siliciclásticos terrígenos con cierta influencia marina, pasando a techo a carbonatos que llegan casi al límite externo de la plataforma interna en la segunda mesosecuencia. Esta secuencia continúa con otra mesosecuencia que engloba a las dolomías superiores, no estudiadas en este trabajo.

En resumen, las mesosecuencias son de colmatación (cierre) en las dos primeras secuencias, mientras que en el resto son predominantemente de apertura (proximalidad-distalidad). Esta evolución está de acuerdo con el esquema anteriormente establecido para el dominio ibérico y la parte septentrional del dominio prebético (ARIAS et al., 1988).

Las variaciones batimétricas sólo son apreciables en la base de las secuencias Bedouliense, Gargasiense Superior y Albiense Superior p.p.-Cenomaniense p.p., mientras que en el resto de las mismas es el flujo de terrígenos o la agradación costera de la plataforma (sensu VAIL et al., 1977) los que gobiernan la secuencialidad.

Finalmente, cabe resaltar que las interrupciones

importantes a escala de afloramiento son las presentes a la base de las secuencias Bedouliense, Gargasiense Superior y Albiense Superior p.p.-Cenomaniense p.p, sin que ello quiera decir que una vez extendidas estas secuencias regionalmente, puedan alcanzar igual significación las interrupciones a la base de las secuencias Bedouliense terminal-Gargasiense Inferior y Clansayesiense-Albiense Superior p.p.

Este trabajo ha sido subvencionado por el Proyecto PB91-0136 de la Secretaría de Estado de Universidades e Investigación.

REFERENCIAS

ARIAS, C.; MASSE, J. P., y VILAS, L. (1988): *Los grandes rasgos de la evolución sedimentaria de los sistemas carbonatados aptienses en el límite de los dominios Ibérico y Bético*. II Congr. Geol. de España. Com., 1, 27-30.

ARIAS, C.; MASSE, J. P., y VILAS, L. (1989): *Secuencias deposicionales en el Aptiense-Albiense p.p. del Prebético. El ejemplo de las Sierras del Carche y Sopalmo (provincia de Murcia)*. XII Congr. Esp. de Sedimentología. Bilbao. II, Simposios, 33-42.

AZEMA, J. (1977): *Etude géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des Provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)*. Tesis Doctoral Univ. París VI. 396 pp.

BAENA, J. (1979): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, 2.ª serie (MAGNA), núm. 869. Jumilla. IGME. Madrid.*

GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A. C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C., y VERA, J. A. (1980): *Mesozoic paleogeographic evolution in the Externes Zones of the Betic Cordillera (Spain)*. Geol. Mij. 59, 155-168.

MASSE, J. P.; ARIAS, C., y VILAS, L. (1992): *Stratigraphy and biozonation of a reference Aptian-Albian p.p. Tethyan carbonate platform succession: The Sierra del Carche serie (oriental prebetic zone - Murcia, Spain)*. In New Aspects on Tethyan Cretaceous Fossil Assemblages. Band 9 Schrift. der Erdwissen. Komiss. Osterreich. Akad. Wissenschaft. Wien, 201-221.

VERA, J. A.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, A. C.; COMAS, M. C.; RUIZ-ORTIZ, P. A., y MARTIN-ALCARRA, A. (1982): *La Cordillera Bética*. In: El Cretácico de España. Univ. Complutense. Madrid, 515-632.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M., y THOMPSON III, S. (1977): *Relative changes of Sea Level from coastal onlap*. Mem. A.A.P.G., núm. 26, 63-82.

VILAS, L.; MAS, R.; GARCIA, A.; ARIAS, C.; ALONSO, A.; MELENDEZ, N., y RINCON, R. (1982): *Ibérica suroccidental*. In: El Cretácico de España. Univ. Complutense. Madrid, 457-514.

Original recibido: Junio de 1993.

Original aceptado: Septiembre de 1993.

Estructuras indicadoras de paleosismicidad en el Neógeno de Arcos de la Frontera (SO de la depresión del Guadalquivir).

Por F. L. CLAUSS

RESUMEN

Se distinguen numerosas estructuras de escape de fluidos en los materiales neógenos de Arcos de la Frontera (SO de la Depresión del Guadalquivir). Se trata de deformaciones penecontemporáneas a la sedimentación, encontrándose el sedimento saturado en agua y no consolidado. Los mecanismos de licuefacción y/o fluidificación explican el origen de las estructuras. Ambos fueron desencadenados por eventos sísmicos, por la fluctuación de niveles freáticos y por los efectos de una consolidación por carga. Las estructuras descritas pueden ser usadas como indicadores de paleosismicidad.

Palabras clave: Deformaciones penecontemporáneas, Licuefacción, Fluidificación, Paleosismicidad, Neógeno, Arcos de la Frontera.

ABSTRACT

Countless fluid-escape structures have been differentiated in the Neogene materials in Arcos de la Frontera (SW Guadalquivir Basin). These deformations are penecontemporaneous with the sedimentation. Sediments were partly consolidated and saturated. Liquefaction and/or fluidization explain the origin of the structures. We assume that both mechanisms were set off by seismicity, rapid fluctuations of water table and load consolidation. Describable structures can be utilised as possible paleoseismicity indicators.

Key words: Penecontemporaneous deformations, Liquefaction, Fluidization, Paleoseismicity, Neogene, Arcos de la Frontera.

INTRODUCCION

Las estructuras descritas en este trabajo comprenden deformaciones penecontemporáneas a la sedimentación. Los materiales que las contienen se hallan localizados en la terminación meridional de la Depresión del Guadalquivir, justamente en el contacto entre dicha cuenca y las zonas externas de las Cordilleras Béticas (fig. 1).

La formación de este tipo de deformaciones sin-sedimentarias por escape de fluidos depende de propiedades internas del sedimento (tamaño de grano, empaquetamiento, porosidad, permeabilidad, etc.) y de factores externos que actúan sobre él. Estos provocan la licuefacción y fluidificación del sedimento por un incremento en la

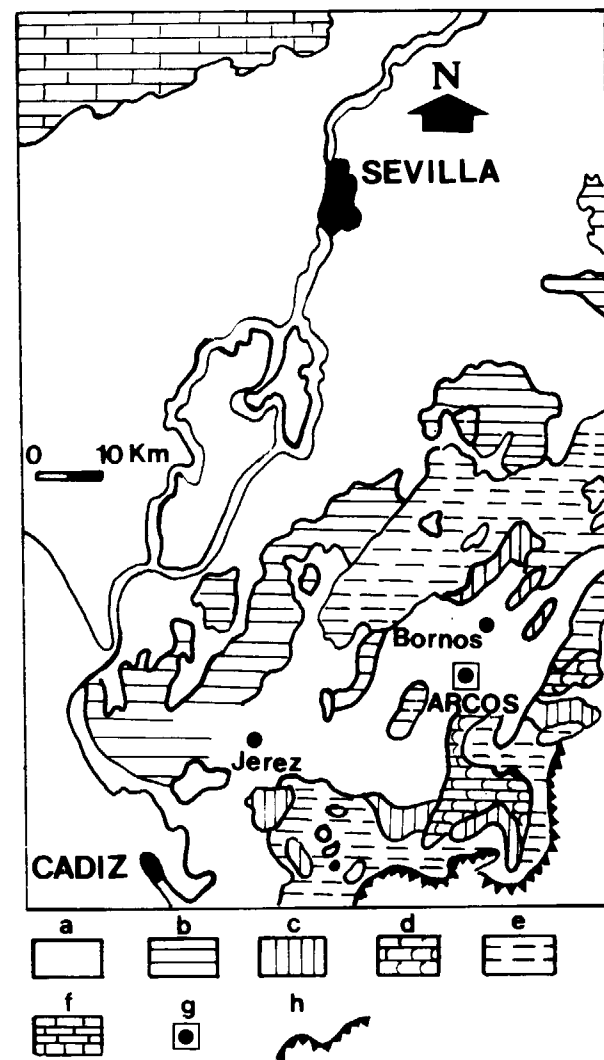
presión de poros y se deben a una compactación por carga debido a la rápida acumulación, a las sacudidas sísmicas generadas por los terremotos y/o a oscilaciones de régimen cíclico como olas y mareas (LOWE, 1975).

Los objetivos que se pretenden tratan de poner de manifiesto la actuación de los mecanismos de licuefacción-fluidificación, así como establecer las causas que dieron origen a estas deformaciones, correlacionándolas si es posible con eventos sísmicos.

En la serie estratigráfica del sector estudiado (Arcos de la Frontera) (fig. 2) se pueden distinguir los siguientes conjuntos:

El tramo 1 lo constituyen margas blanquecinas-amarillentas que en la región reciben el nombre de «Moronitas» o «Albarizas». Su potencia es superior a los 150 metros, sin que aflore el muro

(*) Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Huelva.



Leyenda común a las figuras 1, 2 y 3.

Figura 1.—a) Mioceno-Plioceno-Cuaternario; b) Oligoceno-Mioceno; c) Eoceno-Paleoceno; d) Jurásico; e) Triásico; f) Devónico; g) Sector estudiado; h) Cabalgamiento.

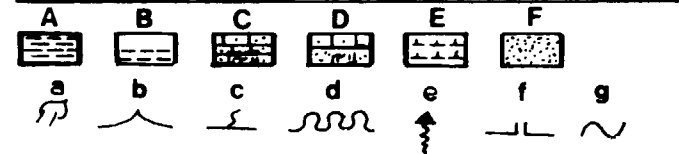
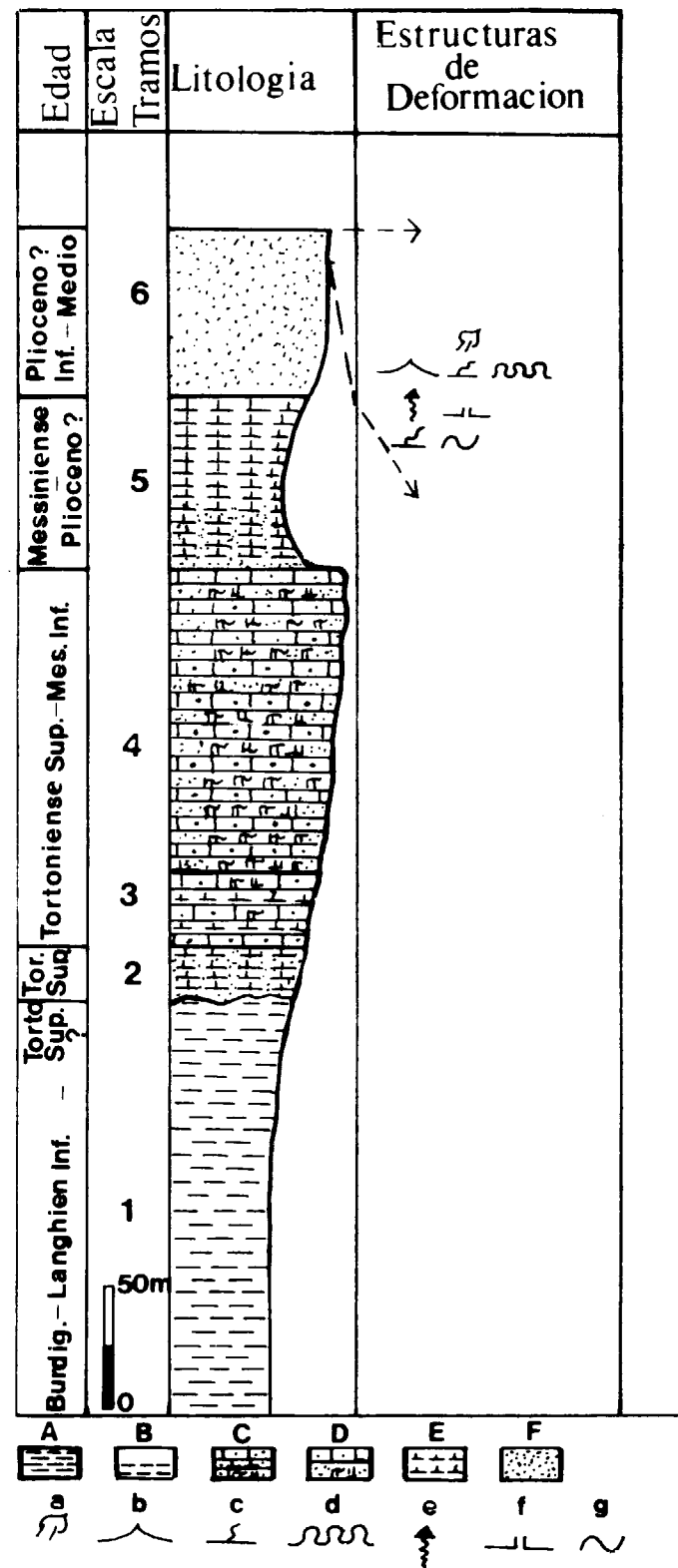
Figura 1.—Localización geográfica y geológica del sector estudiado, modificado del I.G.M.E. (1981).

Figura 2.—A) Margas blancas-albarizas; B) Margas grises arenosas; C) Alternancia de margas grises arenosas con areniscas calcáreas, arenas y calcarenitas bioclásticas; D) Calcarenitas; E) Margas grises; F) Arenas.

Leyenda común a las figuras 2 y 3.

a) Estructura «Flame»; b) Estructura de expulsión de tipo diapírico; c) Laminación cruzada deformada; d) Laminación convoluto; e) Estructuras de escape de fluidos, de pequeña escala, indiferenciadas; f) Estructura «pillar»; g) Pliegues sinsedimentarios.

Figura 2.—Serie estratigráfica de Arcos de la Frontera.



de las mismas. Incluyen material alóctono de posible procedencia subbética. JEREZ et al. (1991) afirman que la microfauna de los niveles más bajos corresponden al Burdigaliense Superior-Langhiense Inferior, mientras que en los niveles más altos su edad es Mioceno Superior (Tortonense Superior).

El tramo 2 corresponde a margas grises arenosas, dispuestas discordantemente sobre el conjunto anterior, existiendo variaciones en la potencia de estos materiales. PERCONIG y GRANADOS (1973) las dataron como Tortonenses.

El tramo 3 está compuesto de una alternancia de margas grises arenosas con areniscas calcáreas, arenas y calcarenitas bioclásticas. El material esquelético incluye algas rojas coralinas, briozoos, equinodermos, gasterópodos, bivalvos, foraminíferos bentónicos, foraminíferos planctónicos...). JEREZ et al. (1991) las datan como Tortonense Superior-Messiniese Inferior.

El tramo 4 está representado por calcarenitas bioclásticas, donde domina la estratificación cruzada y la bioturbación en Icnofacies de Skolitos (CLAUSS y MAYORAL, 1992). Los bioclastos son abundantes con bivalvos y briozoos como componentes mayoritarios. Estos materiales caracterizan la implantación de una plataforma mixta detrítico-carbonatada tipo rampa (CLAUSS, 1991). Por su posición estratigráfica es posible atribuir las igualmente al Tortonense Superior-Messiniese Inferior. La presencia de estratificaciones cruzadas deformadas a las que se atribuye en parte un origen sísmico, pone de manifiesto la existencia de una cierta sismicidad que aconteció durante este período geológico (CLAUSS, en prensa).

Suprayacente y concordante sobre el anterior se produjo el depósito del tramo 5, margas grises, calcareníticas en las proximidades del contacto con los materiales del tramo anterior. JEREZ et al. (1991) las datan como de edad Messiniese-Plioceno?

El tramo 6 está compuesto por arenas silíceas y niveles de margas gris azuladas, siendo la bioturbación bastante abundante. No se conoce con exactitud su edad por no haberse realizado estudios micropaleontológicos. JEREZ et al. (1991) las atribuyen al Plioceno Inferior-Medio por su posición estratigráfica y por su semejanza con el Plioceno marino de la región de Cádiz. Las in-

terpretan como propias de un medio de playalagoon, sin embargo es posible que los términos superiores correspondan a un ambiente eólico.

El afloramiento que presenta las estructuras de deformación (fig. 3) pertenece al tramo 6 e incluye arenas silíceas de tamaño de grano arena media, permeables, de elevada porosidad y baja cohesión, con potencia de unos 11 metros y constituidas por granos de cuarzo redondeados e ilmenita, así como por niveles de margas gris azuladas de espesor variable entre centimétrico y métrico. Su ordenamiento interno consta de laminación cruzada de base curva de pequeña y media escala, laminación cruzada sigmoidal de media escala y estratificación cruzada de gran escala. La bioturbación consiste en tubos calcáreos correspondientes a raíces, rizolitos (KLAPPA, 1980). Su atribución a un ambiente eólico

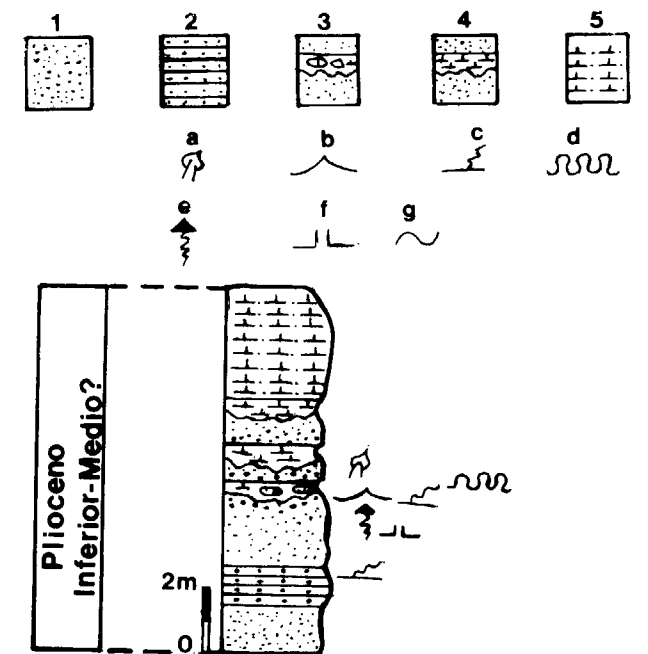


Figura 3.—1) Arenas; 2) Areniscas; 3) Arenas con niveles margoarenosos, conglomerados y cantos de rocas de distinta composición; 4) Arenas con niveles de margas gris-azuladas; 5) Arenas margosas.

Figura 3.—Perfil estratigráfico con inclusión de las estructuras de deformación.

puede hacerse de acuerdo con los rasgos siguientes, establecidos por AHLBRANDT y FRYBERGER (1982) y presentes en el afloramiento estudiado:

- a) Estratificación cruzada de gran escala y moderado ángulo.
- b) Láminas tangenciales a la superficie limitante inferior con diastemas horizontales.
- c) Intercalación de arcillas (interdunas).
- d) Bioturbación por raíces.

DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS

Las estructuras de escape de fluidos se hallan localizadas en un horizonte bien definido con cierta continuidad lateral (una decena de metros) y espesor de centimétrico a decimétrico.

En la estructura de la figura 4 es evidente la intrusión ascendente y discordante del material arenoso (fig. 4-a), superior a los 20 centímetros, con morfología semejante a la de estructuras de expulsión de tipo diapírico, observándose la deformación de las laminaciones cruzadas que rodean la estructura en su parte superior (fig. 4-b), así como la rotura de las mismas.

Otra de las estructuras identificadas (fig. 5) afecta a un espesor de materiales de unos 40 cm, es simétrica y se halla sellada a techo por un nivel margoarenoso con conglomerados y cantos de rocas de diferente composición, que podrían indicar aportes anormales de posible procedencia fluvial. Hacia la base pasa progresivamente por un tramo ligeramente deformado hasta un nivel en el que no se observa ninguna perturbación. De acuerdo con la terminología de LOWE (1975) se clasifica como laminación convolute.

Otras estructuras incluyen canales de fluidificación «pillars» (fig. 6-1), de escape de los fluidos contenidos en el sedimento, donde es posible observar la deformación que experimenta la laminación cruzada como consecuencia de dicho escape (fig. 6-2).

Se distinguen igualmente estructuras con morfología de tipo flameado («flame») que muestran la inyección del material arenoso dentro de las margas, tanto en vertical como en horizontal (fig. 7).

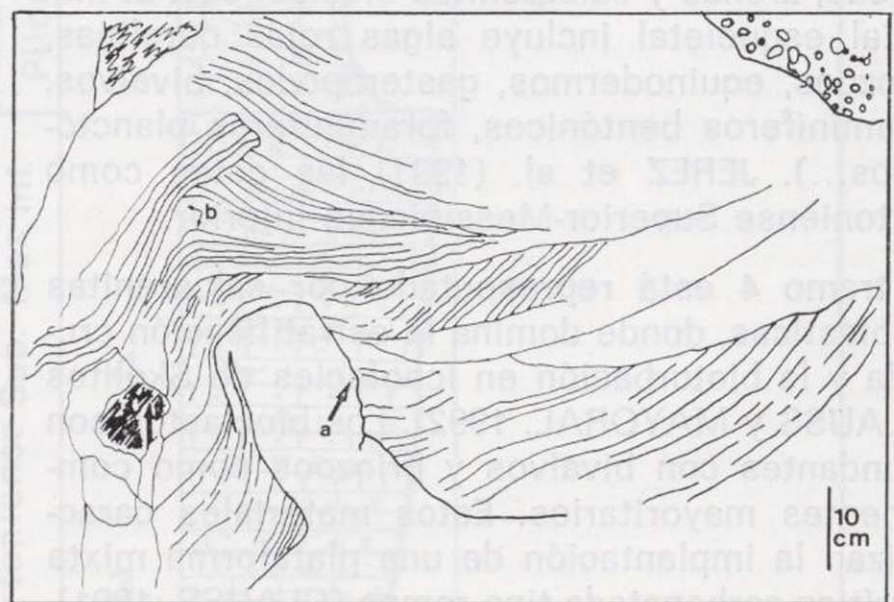


Figura 4.—Estructura de inyección de tipo diapírico. a) intrusión de sedimento fluidificado; b) deformación que experimenta la laminación cruzada.

Se identifican por otra parte laminaciones cruzadas, algunas de las cuales se hallan altamente distorsionadas (fig. 8), dando una forma de anticlinal roto por su parte superior.

Finalmente citar la presencia de numerosos pliegues sinsedimentarios, *simétricos* y *asimétricos*, cuya longitud de onda media varía desde centimétrica a métrica.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Origen de las estructuras de escape de fluidos

Características del sedimento.—Las deformaciones señaladas anteriormente sugieren que el ma-

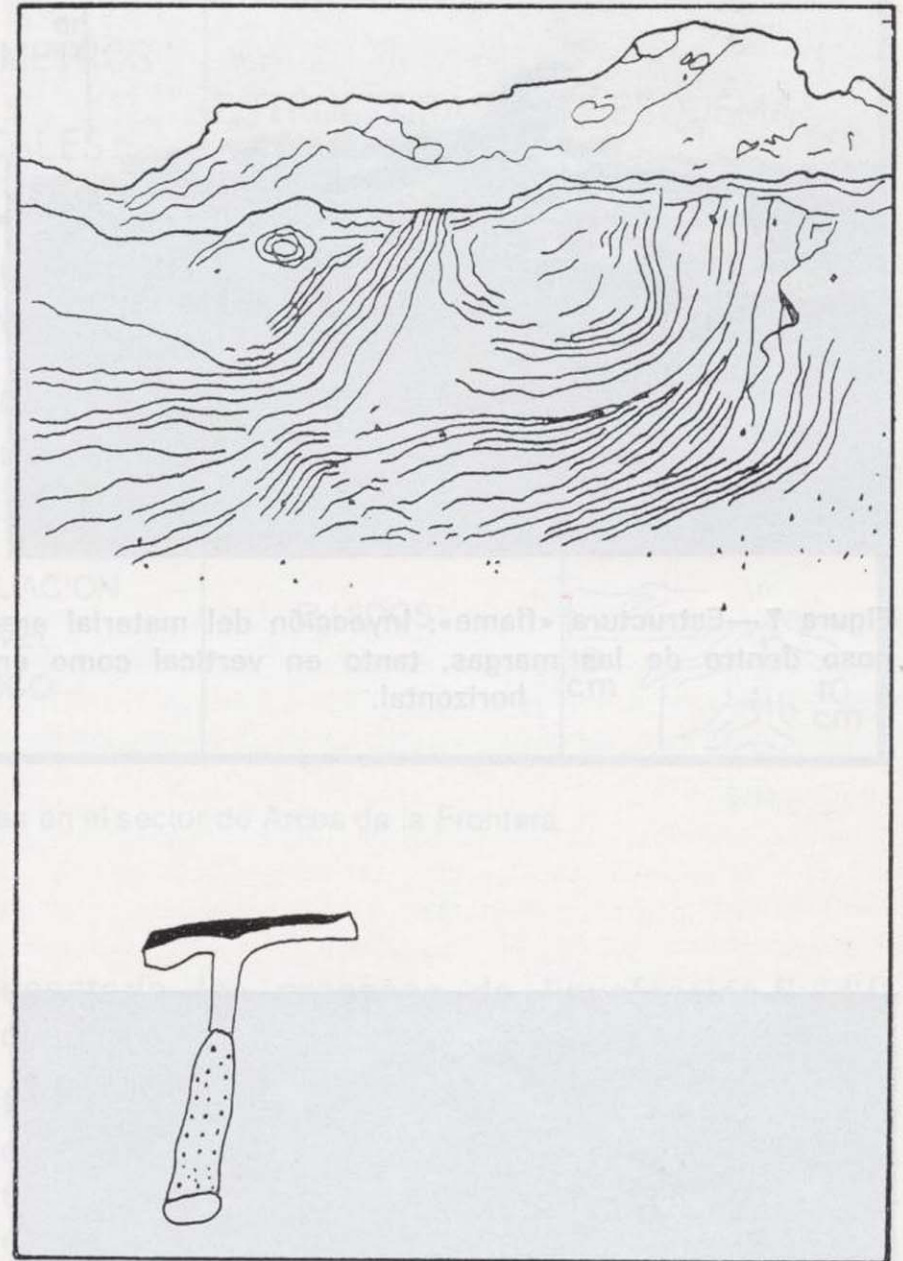


Figura 5.—Deformación sinsedimentaria por escape de fluidos. Laminación convolute, truncada por un nivel erosivo.

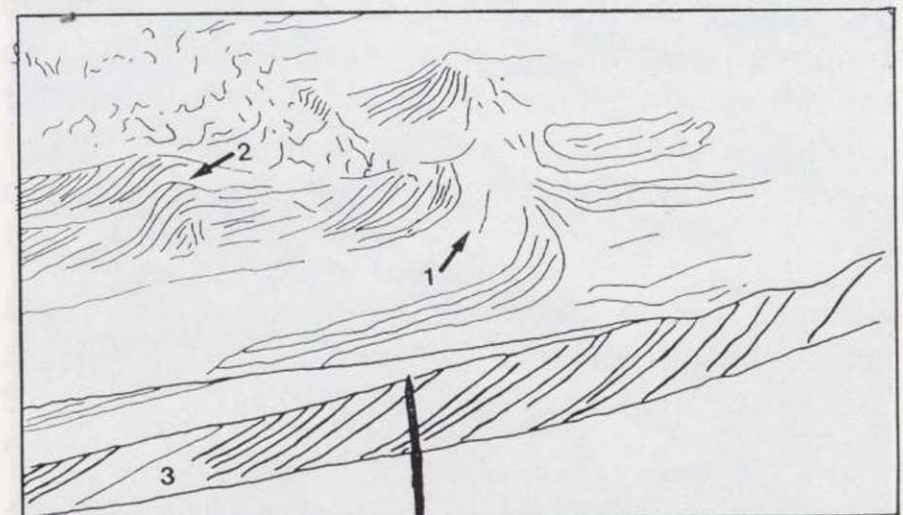


Figura 6.—Estructuras «pillar»: 1) canales de fluidificación; 2) laminación cruzada deformada; 3) set tabular de laminación cruzada sin deformar.

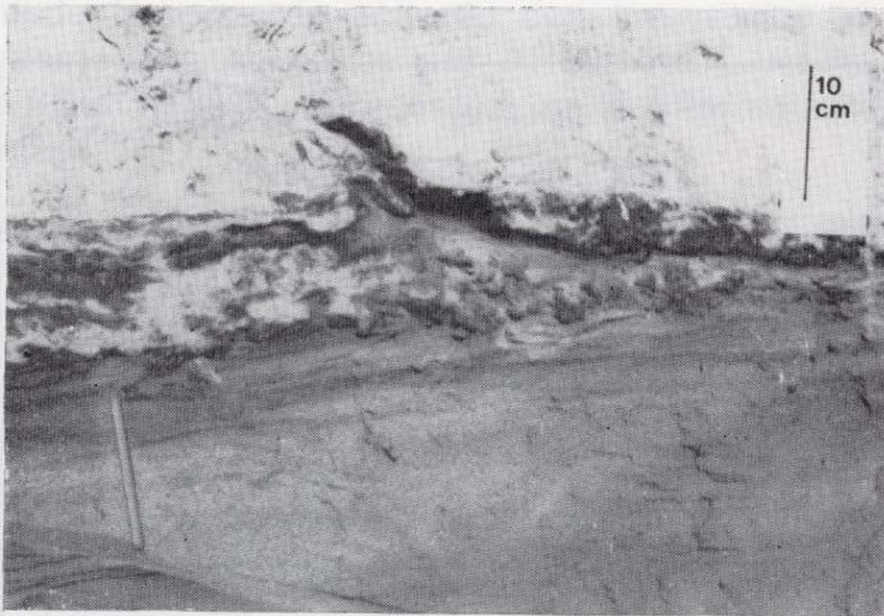


Figura 7.—Estructura «flame». Inyección del material arenoso dentro de las margas, tanto en vertical como en horizontal.



terial se hallaba saturado en agua (tabla 1). TERZAGUI y PECK (1967) afirman que sedimentos saturados en agua, de baja cohesión y empaquetamiento, no consolidados, se deforman por la acción de terremotos, previa licuefacción, lo cual es posible que ocurra en los ejemplos considerados. Si la sacudida es rápida e intensa y si el tamaño de grano no es lo suficientemente grueso, puede originarse en las arenas permeables una alta presión de poros como afirman FINN, LEE y MARTIN (1977), lo cual puede aplicarse en nuestro caso.

Causas de la deformación por escape de fluidos.—Las estructuras descritas sugieren la actuación de la licuefacción y fluidificación. El flujo ascendente del sedimento (fig. 4) tuvo lugar durante períodos de una fluidificación local. La deformación observada en la laminación cruzada superior se produjo cuando el sedimento estaba licuefactado de manera parcial.

DOE y DOTT (1980) destacan la influencia que sobre la licuefacción pueden tener rápidas fluc-

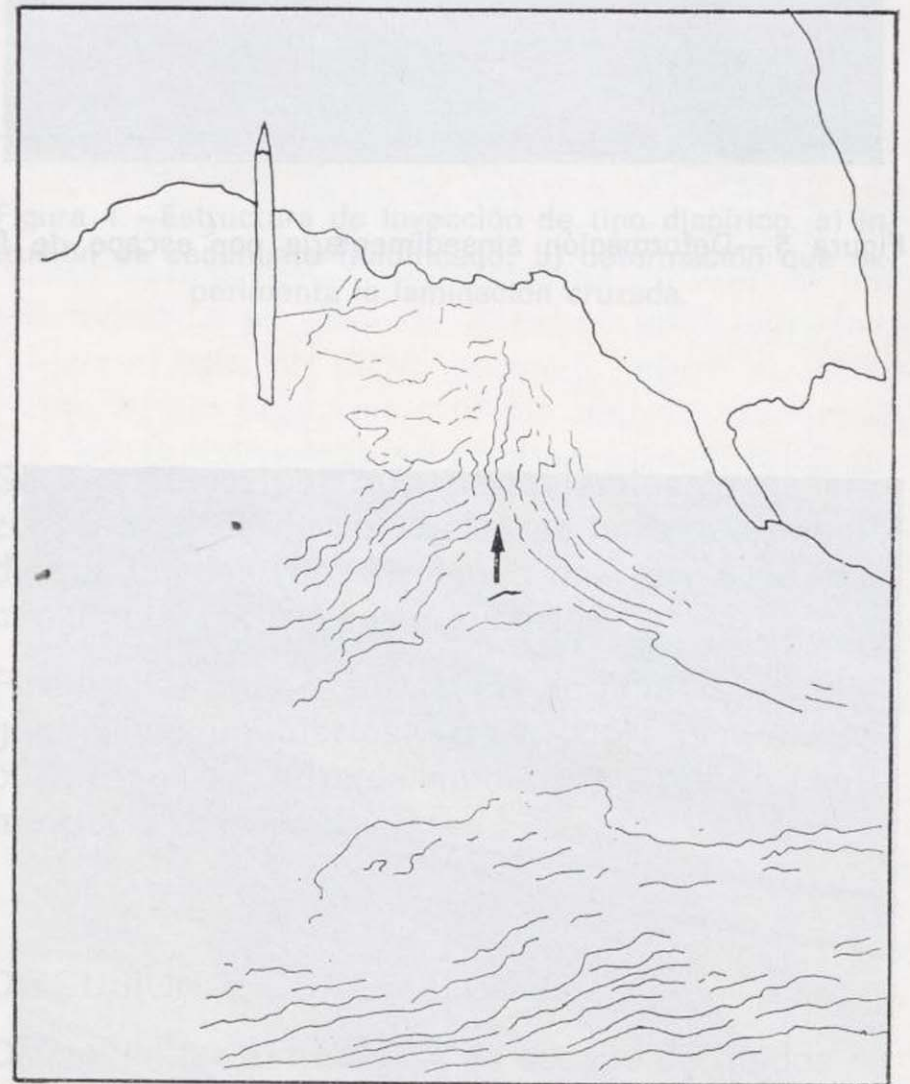


Figura 8.—Laminación cruzada muy distorsionada (morfología anticlinal).



Figura 7.—Estructura «flame». Inyección del material arenoso dentro de las margas, tanto en vertical como en horizontal.

terial se hallaba saturado en agua (tabla 1). TERZAGUI y PECK (1967) afirman que sedimentos saturados en agua, de baja cohesión y empaquetamiento, no consolidados, se deforman por la acción de terremotos, previa licuefacción, lo cual es posible que ocurra en los ejemplos considerados. Si la sacudida es rápida e intensa y si el tamaño de grano no es lo suficientemente grueso, puede originarse en las arenas permeables una alta presión de poros como afirman FINN, LEE y MARTIN (1977), lo cual puede aplicarse en nuestro caso.

Causas de la deformación por escape de fluidos.—Las estructuras descritas sugieren la actuación de la licuefacción y fluidificación. El flujo ascendente del sedimento (fig. 4) tuvo lugar durante periodos de una fluidificación local. La deformación observada en la laminación cruzada superior se produjo cuando el sedimento estaba licuefactado de manera parcial.

DOE y DOTT (1980) destacan la influencia que sobre la licuefacción pueden tener rápidas fluctuaciones en el nivel freático para sedimentos arenosos saturados en agua. Laminaciones irregulares con estructuras de escape de fluidos y atribuidas a oscilaciones de los niveles freáticos someros afectan a los materiales arenosos estudiados.

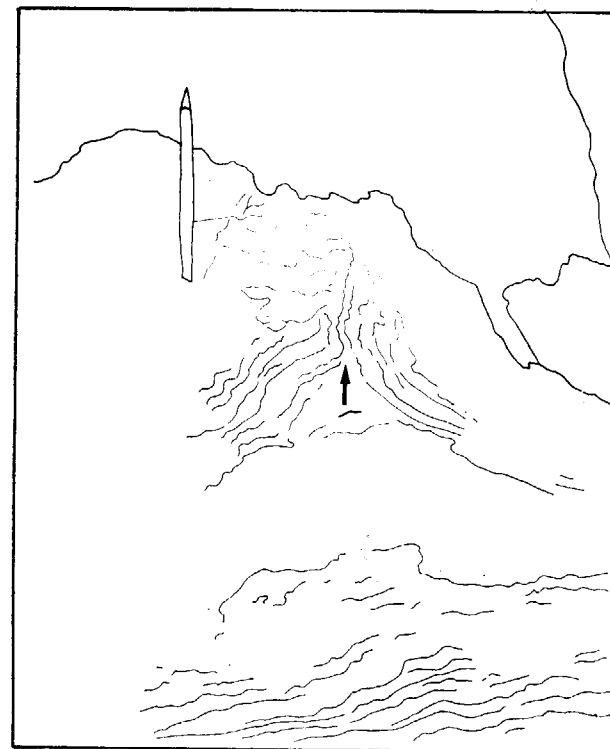
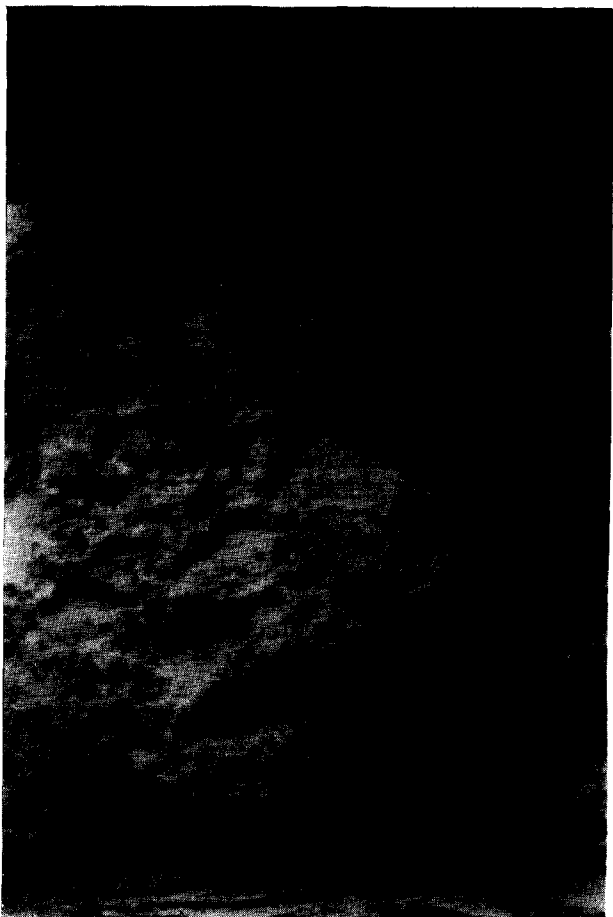


Figura 8.—Laminación cruzada muy distorsionada (morfología anticlinal).

LITOLOGIA	PROCESOS	ESTADO DEL SEDIMENTO	PARAMETROS LOCALES	ESTRUCTURAS	ESQUEMA
ARENAS SILICEAS	LICUEFACCION FLUIDIFICACION ESCAPE DE FLUIDOS : EXPULSION ↑ INYECCION ↑	SATURADO FLUIDAL	CONSOLIDACION POR CARGA PEQUEÑAS SACUDIDAS SISMICAS FLUCTUACION DEL NIVEL FREATICO	ESTRUCTURAS DE ESCAPE DE FLUIDOS	

Tabla 1.- Deformaciones sinsedimentarias en el sector de Arcos de la Frontera

Se puede concluir finalmente que las oscilaciones de dichos niveles y pequeñas sacudidas sísmicas (SEED, 1968), propias de un contexto inestable tectónicamente podrían ser los causantes de la licuefacción-fluidificación. No se descartan los efectos de una compactación por carga consecuencia del depósito de los materiales suprayacentes a la hora de explicar la génesis de estas estructuras. Este origen puede aplicarse igualmente a la laminación cruzada altamente distorsionada (fig. 8).

Las deformaciones sinsedimentarias del tipo «laminación convolute» (fig. 5) corresponden a escape de fluidos en base a la inyección que experimenta dicho material, de manera similar a lo expuesto por MONTENAT (1980). Morfológicamente son semejantes a estructuras descritas por HEMPTON y DEWEY (1983), originadas por eventos sísmicos.

Las vibraciones debidas a una sacudida sísmica en un área de la cuenca tectónicamente activa

desataría los procesos de licuefacción-fluidificación.

Las estructuras «pillar» se producen por la acción de una licuefacción y fluidificación parciales iniciadas por la compactación y consecuente pérdida de agua de estos materiales al depositarse las arenas superiores (LOWE y LOPPICCOLO, 1974). Igualmente SEED (1968) indica que la acción de pequeñas sacudidas sísmicas puede acelerar ambos procesos en estructuras de este tipo, lo cual es probable que ocurra en el ejemplo considerado.

Para las estructuras «flame», LOWE y LOPICCOLO (1974) afirman que se originan como resultado de los efectos de una consolidación por carga al depositarse margas sobre arenas débilmente consolidadas. No se descarta que pequeños temblores pudieran acelerar el escape de los fluidos debido a su localización en un contexto tectónico inestable.

Las estructuras de deformación en su conjunto satisfacen algunos de los criterios definidos por SIMS (1975), que permiten correlacionarlas con eventos sísmicos:

1. Se encuentran localizadas en zonas sísmicamente activas durante el Neógeno (Mioceno-Plioceno?).

2. Los sedimentos que muestran las estructuras de deformación poseen un alto potencial de licuefacción (arenas).
3. Hay evidencia de estructuras de pequeña escala dentro de los horizontes como laminaciones cruzadas distorsionadas, escape de fluidos de pequeña escala, etc., que sugieren la licuefacción del sedimento.
4. Están restringidas a horizontes estratigráficos simples, dispuestos horizontalmente, separados por niveles no deformados y que no se ven influenciados por la pendiente.

Pueden ser usadas como indicadoras de paleosismicidad durante el Neógeno, de manera semejante a lo expuesto por MONTENAT (1980), SAINT MARTIN-MACHHOUR (1989) y MACHHOUR, L., et al. (1993).

REFERENCIAS

- AHLBRANDT, T. S., y FRYBERGER, S. G. (1982): *Introduction to Eolian Deposits*. In Sandstone Depositional Environments. P. A. Scholle and D. Spearing edit. Am. Ass. Petrol. Geol., 31, 11-47.
- CLAUSS, F. L. (en prensa): *Estratificaciones cruzadas deformadas en los materiales neógenos de Arcos de la Frontera (SO de la Depresión del Guadalquivir)*. Cuadernos del Suroeste. Museo Provincial de Huelva. Consejería de Cultura y Medio Ambiente. Junta de Andalucía.
- CLAUSS, F. L. (1991): *Las microfácies carbonatadas neógenas en un sector occidental de la Depresión del Bajo Guadalquivir*. Estudios Geol., 47, 183-192.
- CLAUSS, F. L., y MAYORAL, E. (1992): *Iconofacies de Skolithos en el Mioceno Superior del borde meridional de la Cuenca del Guadalquivir (Arcos de la Frontera, Cádiz)*. Geogaceta, núm. 12, pp. 102-104.
- DOE, T. W., y DOTT, R. H. (1980): *Genetic significance of deformed cross-bedding with examples from the Navajo and Weber sandstones of Utah*. Jour. Sed. Petrol., 50, 793-812.
- FINN, W. D. L.; LEE, K. W., y MARTIN, G. R. (1977): *An effective stress model for liquefaction*. J. Geotech. Engng. Div. Am. Soc. Civ. Engers, 103, 517-533.
- HEMPTON, M. R., y DEWEY, J. F. (1983): *Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments. East Anatolian Fault, southeast Turkey*. Tectonophysics, 98, T7-T14.
- JEREZ, L.; MORENO, E.; GRANADOS, L. F.; LEYVA, F., y RUIZ, P. (1991): *Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja núm. 1049. Arcos de la Frontera*. Instituto Geológico y Minero de España.
- KLAPPA, C. F. (1980): *Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance*. Sedimentology, 27, 613-629.
- LOWE, D. R. (1975): *Water escape structures in coarse grained-sediments*. Sedimentology, 22, 157-204.
- LOWE, D. R., y LOPICCOLO, R. D. (1974): *The characteristics and origins of dish and pillar structures*. Jour. Sed. Petrol., 44 (2), 484-501.
- MONTENAT, C. (1980): *Relation entre déformations syn-sédimentaires et paléoséismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordillères bétiques orientales, Espagne)*. Bull. Soc. Geol. France, 7, 571-582.
- MACHHOUR, L.; CORNEE, J. J.; SAINT-MARTIN, J. P.; LEHMANN, P., y MULLER, J. (1993): *Enregistrement de l'activité s'ismique dans les sédiments: Exemple des plates formes carbonatées messiniennes d'Afrique du Nord*. Eclogae geol. Helv., 86/1, 265-281.
- PERCONIG, E., y GRANADOS, L. (1973): *La caliza tosca de Arcos de la Frontera*. XIII Coloquio Europeo de Micropaleontología España 1973. Comunicaciones 55-58.
- SAINT MARTIN, J. P., y MACHHOUR, L. (1989): *Déformations synsédimentaires dans le Messinien d'Afrique du Nord (Algerie, Maroc)*. Doc. ass. Sed. Fr., n° 10, 257-258.
- SEED, H. B. (1968): *Landslides during earthquakes due to soil liquefaction*. In Am. Soc. Civil. Jour. Soil. Mech. Found. Div. 94, 1055-1122.
- SIMS, J. D. (1975): *Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments*. Tectonophysics, 29, 144-152.
- TERZAGUI, K., y PECK, R. B. (1967). *Soil Mechanics in Engineering Practice*. Wiley, New York, 566 pp.

Original recibido: Agosto de 1993.

Original aceptado: Septiembre de 1993.

Las mineralizaciones filonianas del Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas, España).

Por A. MOLINA-MOLINA (*) y M. RUIZ-MONTES (*)

RESUMEN

Los yacimientos filonianos de Fe-Cu de Sierra Nevada y Sierra de Los Filabres encajan en metapelitas grafitosas paleozoicas del Complejo Nevado-Filábride, la zona más interna de la Cordillera Bética. Son filones subverticales de espesor métrico compuestos por siderita con cantidades variables de calcopirita, pirita, arsenopirita, cuarzo y barita, y gran variedad de minerales accesorios, principalmente sulfuros y sulfosales de Cu, Pb, Sb, Bi y Ag.

La mineralización rellena diaclasas y fallas de tensión abiertas y de pequeño salto, relacionadas con la etapa alpina de extensión frágil cuyo máximo desarrollo tuvo lugar en el Tortoniense. La mayoría de las fracturas mineralizadas son subverticales y se dirigen N-S (entre N-S y NO-SE), perpendiculares al eje de los grandes anticlinales tardialpinos que configuran los actuales relieves de la Cordillera. Las características morfológicas y mineralógicas de las mineralizaciones, su distribución regional y la ausencia de alteración hidrotermal en la roca encajante sugieren un proceso genético ligado a infiltración de aguas meteóricas, en ambiente continental, durante el Mioceno Superior; proceso análogo, en muchos aspectos, al descrito en el modelo «per-descensum» aplicado a numerosas mineralizaciones de zócalo post-hercínicas.

Palabras clave: Filones de Fe-Cu, Siderita, «Per-descensum», Tortoniense, Complejo Nevado-Filábride, Cordillera Bética.

ABSTRACT

The Fe-Cu vein deposits of Sierra Nevada and Sierra de Los Filabres are hosted by paleozoic graphite-bearing metapelites belonging to the Nevado-Filábride Complex, the innermost zone of Betic Cordillera. They are subvertical veins of metric thickness mainly composed of massive siderite with varying amounts of chalcopyrite, pyrite, arsenopyrite, quartz and barite, and minor Cu-Pb-Sb-Bi-Ag sulphides and sulphosalts.

Mineralization fills open tensional faults and joints, related to the alpine brittle extensive stage which has a maximum development in Tortonian age. Most of mineralized fractures have near vertical dip and range in strike from N-S to NW-SE, normal to the axes of the great contemporaneous late-Alpine anticlines which rise the nevado-filábride materials. Morphological and mineralogical features of the mineralizations, their regional pattern, and the absence of hydrothermal alteration of the host rock suggest an origin related to infiltration of continental meteoric water during Upper Miocene. It seems roughly analogous to the «per-descensum» model, applied to many post-hercynian vein-type basement deposits.

Key Words: Fe-Cu-bearing Veins, Siderite, Tortonian, «Per-descensum», Nevado-Filábride Complex, Betic Cordillera.

INTRODUCCION

En el Complejo Nevado-Filábride hay mineralizaciones de diversos tipos, pero son, sin duda, las filonianas de siderita, barita y sulfuros polimetálicos las más numerosas y las que contribuyeron de forma relevante al esplendor histórico de la minería de Fe, Cu, Pb, Zn y Ag en la región.

(*) ITGE. Servicio de Infraestructura Metalogenética y Minera. Granada.

La mayor parte de ellas encajan en materiales metapelíticos paleozoicos y están relacionadas con redes de fracturas recientes que, a grandes rasgos, pueden considerarse contemporáneas en las distintas zonas.

Entre los distritos mineros más importantes se cuentan los de Sierra Almagrera, en el norte de la provincia de Almería, Lomo de Bas, al sur de la provincia de Murcia, Gérgal y El Tesorero,

respectivamente, en los sectores SE y N de la Sierra de Filabres (entre las provincias de Granada y Almería), las minas de Lanteira y Santa Constanza, al norte de Sierra Nevada, y las minas del grupo de La Estrella, en el O de Sierra Nevada (provincia de Granada). Otros ejemplos menores se encuentran en los núcleos esquitosos de las sierras Alhamilla y Cabrera, provincia de Almería.

El presente estudio se limita a la mitad occidental del Complejo Nevado-Filábride (ámbito de Sierra Nevada y Sierra de Filabres). Las mineralizaciones de este sector muestran mayor homogeneidad composicional que sus equivalentes de la parte oriental, y otros rasgos diferenciales. Así, mientras que la mayor parte de las occidentales contienen menas de Fe-Cu (excepcionalmente de Ba-Pb-Ag-Bi), las de Sierra Almagrera y Lomo de Bas son mayoritariamente de Fe-Pb-Ag-Ba-Zn, con ocasionales enriquecimientos en Cu y Sn; por otra parte, hay eviden-

cias de que en la génesis de estas últimas estuvieron implicados procesos hidrotermales relacionados con el volcanismo/subvolcanismo neógeno, actividad ígnea totalmente ausente en el entorno de Sierra Nevada y Sierra de Filabres.

Algunas de las mineralizaciones consideradas en este trabajo fueron anteriormente descritas por ARANA (1973, 1974, 1977), IGME (1975, 1976a, 1976b, 1977) y ARANA et al. (1979) y definidas, en general, como mineralizaciones hidrotermales de baja temperatura ligadas a episodios tardíos de metamorfismo alpino. El inventario de indicios mineros que el ITGE lleva a cabo en las Cordilleras Béticas desde hace algunos años, y los estudios consiguientes con vistas a la publicación del nuevo Mapa Metalogénico de España, suministran un considerable volumen de datos que facilitan la nueva síntesis, que aquí se aporta, sobre las características mineralógicas, geométricas, geoquímicas y genéticas de estas mineralizaciones.

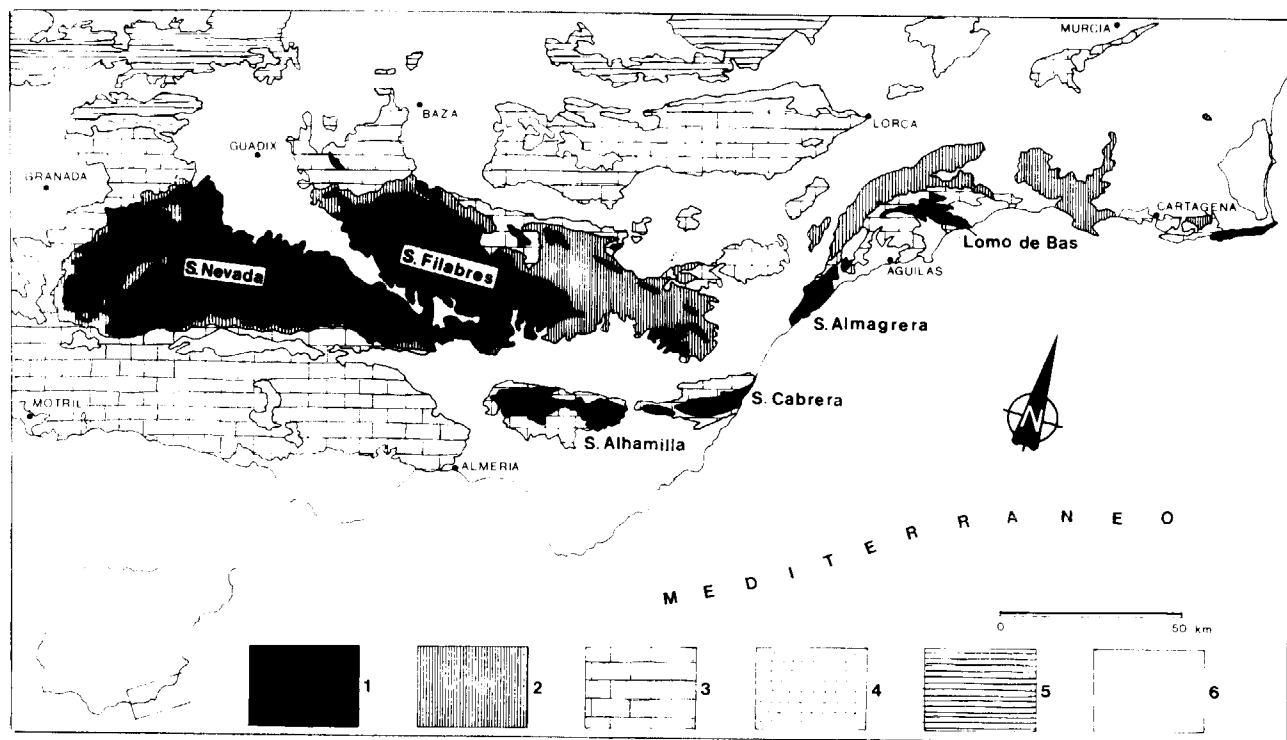


Figura 1.—Esquema geológico de los tercios central y oriental de las zonas internas béticas. 1: Nevado-Filábride, conjunto litológico inferior. 2: Nevado-Filábride, conjunto litológico superior. 3: Complejo Alpujárride. 4: Complejo Maláguide. 5: Dominio Subbético. 6: Materiales de relleno de las depresiones neógenas.

EL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE

El Complejo Nevado-Filábride fue definido por EGELER y SIMON (1969) como el conjunto tectónico inferior de la secuencia alpina de apilamiento de mantos de la Cordillera Bética. En términos generales, está constituido por series paleozoico-mesozoicas metamorizadas e intensamente deformadas en época alpina, y, a su vez, está estructurado en dos o más mantos de corrimiento. A este conjunto se le superpone otro grupo de unidades alóctonas, de características petrológicas y paleogeográficas diferentes, agrupadas como Complejo Alpujárride.

Secuencia litológica nevado-filábride

Los materiales nevado-filábrides están bien representados en el sector centro-oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Granada y Almería), donde afloran en extensas ventanas tectónicas favorecidas por estructuras antiforales de gran radio, de dirección predominante E-O, coincidentes con algunas de las mayores elevaciones topográficas de la región (fig 1): Sierra Nevada, Sierra de Los Filabres, Sierra Alhamilla y Sierra Cabrera.

La secuencia litoestratigráfica sintética, común a las distintas unidades nevado-filábrides, puede considerarse constituida (fig. 2) por dos conjuntos litológicos principales: uno inferior [Precámbrico ? - Paleozoico (pre-Pérmico)] y otro superior (Pérmico-Triásico o Pérmico-Mesozoico) discordante sobre el anterior. El *Conjunto Litológico Inferior* —aproximadamente equivalente al «Manto del Veleta» de PUGA et al. (1974)— es una sucesión monótona (> 6.000 m de potencia) en la que se han diferenciado, de abajo a arriba, dos formaciones: la Formación Montenegro, de esquistos grafitosos oscuros, y la Formación Aulago, más rica en términos cuarcíticos (MARTINEZ-MARTINEZ, 1984, 1985, y JABALOY, 1991).

La *Formación Montenegro* es la más potente de las formaciones que integran la serie nevado-filábride y la que más extensamente aflora. Contiene esquistos grafitosos de grano fino a medio y niveles delgados y poco abundantes de cuarzoesquistos. En la zona oriental de la Sierra de Los Filabres (Unidad o Manto de Bédar-Macael) afloran importantes cuerpos graníticos —ortogneises ricos en turmalina y granate, con fre-

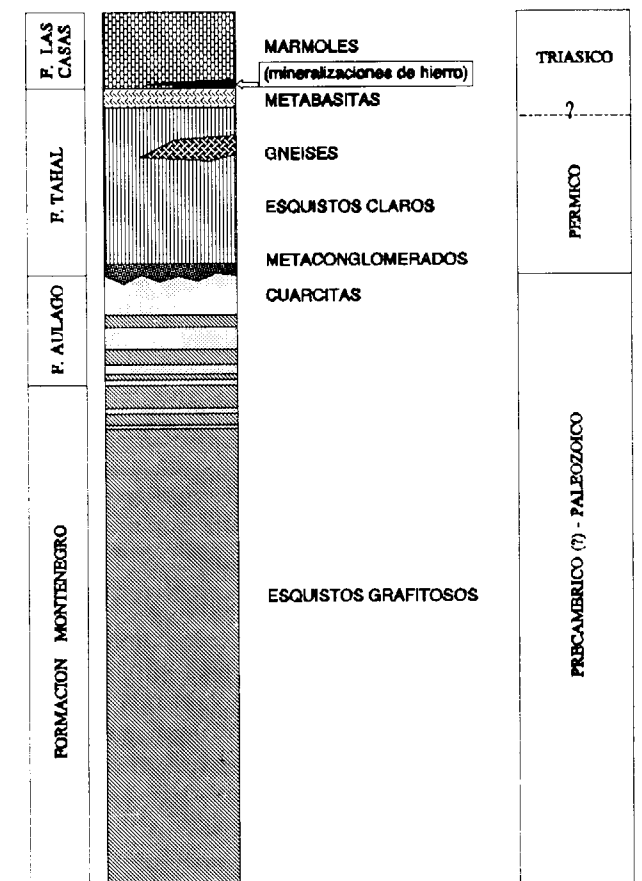


Figura 2.—Secuencia litoestratigráfica sintética del Complejo Nevado-Filábride.

cientes texturas ígneas relictas— que intruyeron en la Formación Montenegro durante el Pérmico Inferior (PRIEM et al., 1966).

Hacia el techo de la Formación Montenegro, el progresivo aumento, en número y potencia, de los niveles cuarcíticos marca el paso gradual hacia la *Formación Aulago*, constituida por metaareniscas cuarcíticas blanco-amarillentas, en bancos de varios metros de espesor, e intercalaciones de esquistos grafitosos y episodios centimétricos de mármoles grafitosos. Es menos potente que la Formación Montenegro, pero puede superar 1.000 metros de espesor.

El *Conjunto Litológico Superior*, en parte equivalente al «Manto del Mulhacén» (PUGA et al., 1974), es de litología más variada que el inferior: predominan esquistos claros, mármoles y anfibo-

litas; también se ha subdividido, de abajo a arriba, en Formación Tahal y Formación Las Casas (NIJHUIS, 1964; KAMPSCHUUR, 1975).

La base de la *Formación Tahal* es un episodio de metaconglomerados, discordante sobre las formaciones Aulago y/o Montenegro, al que siguen cuarcitas y cuarzoesquistos en paso gradual a esquistos feldespáticos de grano grueso y color gris claro, hasta completar una secuencia de potencia muy variable pero que, localmente, puede superar 2.000 m; ya a techo, en tránsito a la Formación Las Casas, aparecen ortogneises graníticos (cuerpos subconcordantes de espesor métrico), metabasitas (eclogitas, anfibolitas, metagabros) y serpentinitas. Metabasitas y serpentinitas constituyen cuerpos discontinuos, subparalelos a la foliación principal, de hasta varios centenares de metros de espesor.

Mármoles y calcoesquistos, con delgadas intercalaciones de esquistos y cuarcitas, constituyen la *Formación Las Casas* cuyo límite superior es siempre de carácter tectónico, por lo que ofrece potencias variables desde sólo unas decenas hasta varios centenares de metros. Son mayoritarios los mármoles de composición calcítica con bandeado milonítico característico; hacia la base son dolomíticos, de coloración amarillenta, y albergan importantes mineralizaciones estratoides de carbonatos y óxidos de hierro —como las de Alquife, Menas de Serón, ... (TORRES-RUIZ, 1980; ITGE, en preparación)— y de sulfuros masivos (Pb-Zn-Fe-Ba), estas últimas en la Sierra de Cartagena (OVEJERO et al., 1976).

Metamorfismo y deformación

El primer episodio, de baja presión y alta temperatura, se reconoce sólo en la Formación Montenegro (razón por la que se estima pre-alpino) por relictos de porfiroclastos de andalucita y por la discordancia entre las formaciones Aulago y Tahal; ha sido relacionado con la intrusión de granitoides, entre Pérmico y Liásico, en un período de extensión de la corteza.

El metamorfismo alpino se inicia en condiciones de alta presión y temperatura intermedia que alcanza a la facies eclogitas en rocas básicas (PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976a); posiblemente en relación con este metamorfismo de alta presión se desarrollaron las estructuras

—mal conservadas— de la fase de deformación (Dp) previa a la principal.

El segundo episodio de metamorfismo alpino está datado en el tránsito Oligoceno-Mioceno y se desarrolló en condiciones de P y T intermedias, como respuesta a una descompresión más o menos isotérmica, en evolución continua con el precedente (GOMEZ-PUGNAIRE et al., 1979). Los últimos episodios (tardíos) son retrometamórficos, en régimen claramente extensivo y únicamente afectan a rocas de la parte alta de la serie nevado-filábride.

La deformación principal (Ds), la más penetrativa, está ligada a la segunda etapa de metamorfismo alpino y a parte de las etapas tardías. Estructuras propias de esta fase de deformación principal son las fábricas planolinesares y planares (foliación Ss), pliegues isoclinales Ps y pliegues recumbentes kilométricos; las fábricas miloníticas (planolinesares) definen una zona de cizalla dúctil, por debajo del contacto con el Complejo Alpujárride, que afecta a los términos superiores de la secuencia nevado-filábride, en tanto que las fábricas planares se desarrollan en los términos inferiores, por debajo de la zona de cizalla.

Del estudio reciente de diversas estructuras se deduce que la dirección media de extensión se mantiene relativamente constante —en torno a E-O— aunque con variaciones regionales progresivas y que el sentido de desplazamiento del bloque de techo en la zona de cizalla dúctil ha sido hacia el O (GARCIA-DUEÑAS et al., 1987).

El carácter de la deformación evoluciona de dúctil a frágil, gradualmente en el tiempo y de abajo a arriba en la serie nevado-filábride, ya plenamente en las fases tardías del metamorfismo; en estas condiciones se generaron las estructuras de deformación dúctil/frágil (pliegues conjugados Pc, foliación de crenulación Sc y cleavage de crenulación extensional), las de deformación frágil (fallas normales de bajo ángulo y fallas y diaclasas de tensión subverticales) y las más tardías (pliegues E-O, de gran radio).

Las estructuras de deformación frágil

Fallas normales de bajo ángulo (FNBA) y fallas (o diaclasas) de tensión subverticales parecen

aproximadamente coetáneas, pero mientras que las últimas afectan a todos los materiales nevado-filábrides, las primeras sólo afectan a las partes más altas del conjunto. A FNBA se asocian el actual contacto Alpujárride/Nevado-Filábride (la Falla de Mecina de Aldaya et al., 1984) y los contactos entre las principales unidades tectónicas nevado-filábrides [Veleta, Calar Alto (Manto del Mulhacén) y Bédar-Macael].

Las *fallas y diaclasas de tensión* son subverticales, abiertas (separación de bloques entre pocos milímetros y escasos metros), regularmente espaciadas (espaciado de milimétrico a métrico) y en ocasiones alcanzan hasta varios kilómetros de longitud. Hay dos sistemas conjugados, subperpendiculares, uno de ellos mucho mejor representado: el de dirección media N-S a NO-SE. La dirección de extensión que se deduce del análisis tridimensional de estas fracturas (GALINDO-ZALDIVAR y GONZALEZ-LODEIRO, 1980) es E-O a NE-SO, coherente con el régimen deducido para las FNBA y para otras estructuras de carácter dúctil o dúctil-frágil.

Las rocas de falla (cataclastitas o brechas) han sido cementadas fundamentalmente por siderita; en ocasiones, el relleno de falla constituye filones, de espesor decimétrico/métrico, con mineralización de siderita \pm albita \pm cuarzo \pm barita \pm clorita \pm sulfuros y sulfosales de Fe, Cu, As, Pb y Ag: éstas son las mineralizaciones objeto de este estudio.

DESCRIPCION DE LOS YACIMIENTOS

Se han inventariado alrededor de 160 yacimientos con potencias entre 20 cm y 6 m y desarrollo longitudinal muy variable, desde pocas decenas de metros hasta más de tres kilómetros. Están distribuidos (fig. 3) en los más de 3.500 Km² de superficie que ocupan las metapelitas paleozoicas de Sierra Nevada y Sierra de Filabres, materiales pertenecientes al conjunto litológico inferior nevado-filábride (formaciones Montenegro y Aulago) integrado mayoritariamente por esquistos grafitosos de grano fino a medio y cuarcitas feldespáticas en bancos de espesor métrico. Están, además, estrechamente relacionados con el sistema de fracturas N-S que, con sensibles variaciones regionales, es bien patente en todos los afloramientos nevado-filábrides.

Atendiendo a criterios esencialmente geográficos —ante el elevado número de yacimientos y su extrema dispersión areal— se han diferenciado siete grupos (fig. 4); en el cuadro 1 se resumen sus características fundamentales, no muy dispares de unos grupos a otros pero con ciertos rasgos distintivos.

Minas de la zona occidental de Sierra Nevada

A este grupo pertenecen las minas de Güéjar Sierra (minas de Vacares y Veta Grande y el conjunto formado por las minas Estrella, Probadora, Justicia y Teresa), las de Capileira (La Nena y Cueva de la Plata), la mina de la Carihuela del Veleta y numerosos indicios de menor importancia, entre ellos algunos en término de Trevélez. Las explotaciones estuvieron dirigidas al beneficio de Cu —ocasionalmente también de Ag y Pb— y son, en general, de muy pequeño tamaño; las únicas labores de cierta importancia son las de las Minas Probadora y Estrella, en donde se construyeron tres niveles de galerías. Las altitudes a las que aparecen las mineralizaciones varían extremadamente en este sector, quedando comprendidas entre aproximadamente 1.000 y 3.100 m sobre el nivel del mar.

Hay filones concordantes con la foliación de la roca encajante, como en La Estrella (ARANA, 1973), pero más a menudo son discordantes según dos sistemas conjugados de fracturas: uno, NE-SO, minoritario pero que alberga las mineralizaciones más importantes (filones N040 en La Estrella, Veta Grande, Vacares...); otro, NO-SE, más frecuente aunque con mineralizaciones de menor entidad. Los buzamientos, en cualquiera de los casos, son muy fuertes, tanto al E como al O. En cuanto a dimensiones, la potencia media suele oscilar entre 10 cm y 2 m, alcanzándose excepcionalmente 4 m (Vacares), y el desarrollo horizontal es del orden de algunas decenas de metros, bien que en ocasiones es notablemente mayor: 200 m en La Estrella (ARANA, 1973), 500 m en Veta Grande y 1.000 m en Vacares.

En la asociación mineral están presentes, en proporción decreciente: siderita, albita, cuarzo, clorita, barita, calcopirita, pirita, arsenopirita, galena y tetraedrita; como accesorios: blenda, cubanita, hematites especular, estibina, bornita, calcoestibina, proustita, tenantita, bournonita, emplectita, linneita y estannina. [Se ha sitado oro nativo

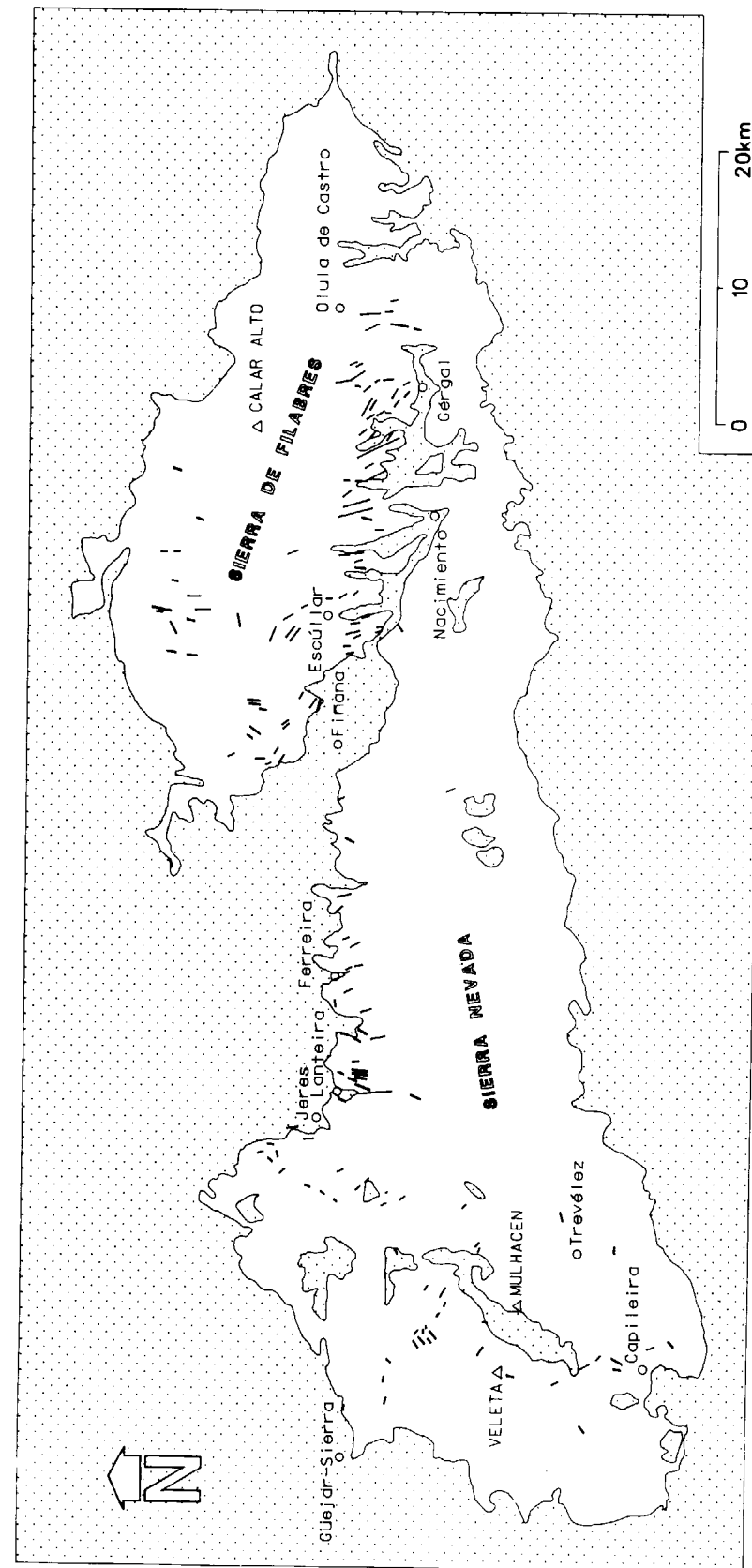


Figura 3.—Distribución geográfica y geológica de los yacimientos filonianos de Sierra Nevada y Sierra de Filabres (en blanco, conjunto litológico inferior del Complejo Nevado-Filábride).

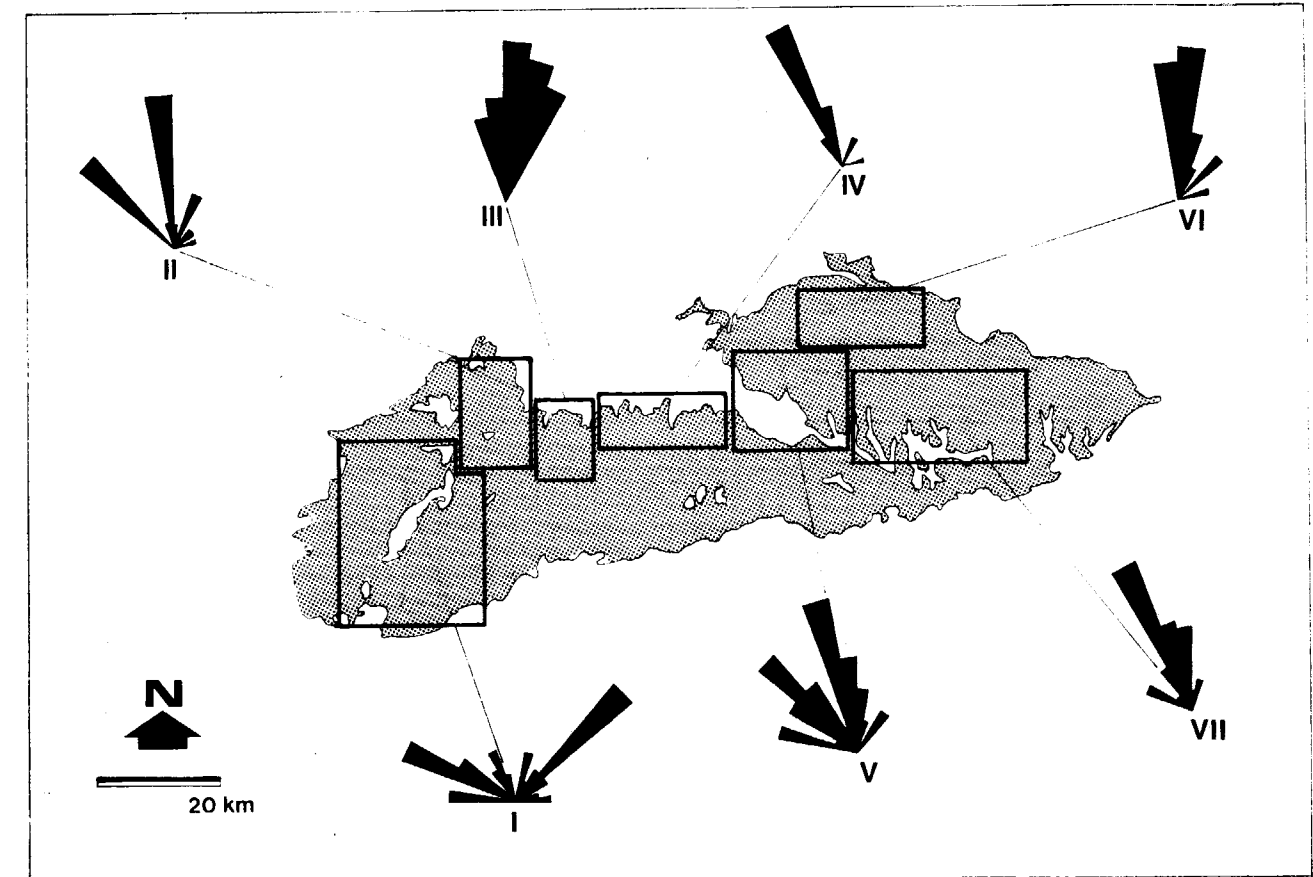


Figura 4.—Grupos de yacimientos y sus direcciones preferenciales: I: Sierra Nevada occidental; II: Jerez; III: Lanteira; IV: Ferreira; V: Fiñana; VI: El Tesorero; VII: Gergal.

(ARANA, 1973, 1977) en rocas del hastial del yacimiento de La Estrella, pero no asociado a minerales filonianos].

Minas de Jerez del Marquesado

Aquí se incluyen las minas de Santa Constanza, Cuesta Colorada, Cerro Barrero y otras, de los municipios de Jerez del Marquesado, Cogollos de Guadix y Lugros, situadas en una amplia zona de la vertiente noroccidental de Sierra Nevada a altitudes entre 1.200 y 2.000 m. Santa Constanza fue el yacimiento de cobre más importante de Sierra Nevada, explotado hasta 1953 con labores subterráneas (organizadas en siete niveles) que alcanzaron, aproximadamente, 150 m de profundidad.

Los filones siguen direcciones próximas a N-S, con fuertes buzamientos al E (N010-020/55-60E

en Santa Constanza) y potencias débiles en general, excepto en Santa Constanza donde se alcanzan 2 m.

La mineralización contiene, en orden de abundancia decreciente: siderita, pirita, calcopirita, arsenopirita y cuarzo; y, como accesorios: tetraedrita, barita, bornita y blenda. También se han citado calcoestibina (GUARDIOLA y SIERRA, 1928) y oro nativo asociado a minerales de alteración en la mina de la Cuesta Colorada (IGME, 1975).

Minas de Lanteira

Al E del anterior, este grupo lo integran las minas de Lanteira (Campo de Marte, El Vagón, Aurora...) y Aldeire (Tío Picón, San Juan Dina; El Gato, Vieja, San Diego...), situadas también en la vertiente N de Sierra Nevada, a altitudes

CUADRO 1

Rasgos fundamentales de las mineralizaciones filonianas del Complejo Nevado-Filábride

GRUPO	MINAS RELEVANTES	FILONES			ENCAJANTE
		DIRECCION	POTENCIA	LONGITUD	
I. SIERRA NEVADA W (Gújar Sierra, Dílar, Capileira, Trevélez)	Estrella, Probadora, Justicia, Teresa, Veta Grande, Sol, Vacares,...	N040 ├ NW y SE N140	0,1-4 m	100-1000 m	Esquistos grafitosos y cuarcitas (Formación Montenegro)
II. GRUPO DE JERES (Jeres Marquesado, Cogollos de Guadix, Lugros)	Santa Constanza, San José, Cuesta Colorada,...	N010-020 ├ 55-90E	0,1-2 m	< 500 m	Esquistos grafitosos y cuarcitas (Formación Montenegro)
III. GRUPO DE LANTEIRA (Lanteira, Aldeire)	El Vagón, Campo de Marte, Tío Picón, Aurora, Pavero,....	N010-030 ├ 70-80E	0,5-5 m	80-1000 m	Esquistos grafitosos y cuarcitas (Formación Montenegro)
IV. GRUPO DE FERREIRA (Ferreira, Lacalahorra, Dólar, Huéneja)	Los Pinos, Chozarín, Huertezuela, Las Gachas, Las Viñas	N130-150 ├ subv N000-020 ├ 70-90W	0,2-2 m	< 200 m	Esquistos grafitosos y cuarcitas (Formación Montenegro)
V. GRUPO DE FIÑANA (Fiñana, Escúllar)	El General, La Perla, Solana de la Virgen, Cerro del Gallo, Colmenar,...	N020-040 ├ 60-90E N100 N120	0,2-2 m	hasta 300 m	Esquistos grafitosos y cuarcitas (formaciones Montenegro y Aulago)
VI. GRUPO TESORERO (Baza)	Hernán Cortés, Don Martín, París, Casualidad, Vinagre,...	N000-040 ├ 50-90E	0,5-6 m	hasta 500 m	Esquistos grafitosos y cuarcitas (Formación Montenegro)
VII. GRUPO DE GÉRGAL (Gérgal, Olula de Castro, Nacimiento)	Layón, Malagueños, El Almendral, Pompeyo, Conchita, Gilma, Leopoldo,....	N150 ─ 60E N180 ─ 67E N165 ─ 65E	0,5-5 m	200-3000 m	Esquistos grafitosos y cuarcitas (formaciones Montenegro y Aulago)

entre 1.220 y 1.800 m, y de las que se extrajeron minerales de Cu y Fe y pequeñas cantidades de Pb, Ag, Hg? y Sn?

Los filones principales adoptan direcciones entre N-S y N030 con buzamientos de 70-80° al E, en Lanteira, y más raramente al O, sobre todo en Aldeire. Son discontinuos, con corridas máximas de 80-100 m —aunque algunos de ellos se pueden seguir hasta casi 1 km— y potencias que no suelen superar 1,5 m, si bien excepcionalmente alcanzan 5 m. Algunas explotaciones profundizaron hasta 100 m en Lanteira y algo menos en Aldeire.

En la mineralización están presentes: siderita, calcopirita, cuarzo, pirita, arsenopirita, galena y tetraedrita; son accesorios: hematites especu-

lar, estibina, blenda, barita, bismutinita, calcoestibina, sulfosales de Pb-Sb (bournonita, boulangerita, zinkenita...), proustita, cubanita, tenantita, bornita, cinabrio y bismuto nativo.

Minas de Ferreira

Se agrupan aquí varias minas de los términos municipales de Ferreira, Lacalahorra, Dólar y Huéneja, dispersas en una estrecha banda paralela al borne N de Sierra Nevada, a altitudes entre 1.100 y 1.600 m. Fueron explotaciones para la extracción de minerales de hierro y cobre (ocasionalmente también de mercurio) y de entre ellas merecen destacarse las de El Chozarín, en Ferreira, y las de Las Gachas y Las Viñas, en Huéneja.

MINERALES			
MAYORITARIOS	MINORITARIOS	ACCESORIOS	SECUNDARIOS
siderita, albita, cuarzo, clorita	barita, calcopirita, pirita, arsenopirita, galena, tetraedrita	blenda, cubanita, hematites especular, estibina, bornita, calcoestibina, proustita, tenantita, bournonita, emplectita, linneita, estannita	goetita-hematites, lepidocrocita, pirolusita, malaquita, covellina, cerusita, azurita, calcosina, maghemita, cobre nativo, cuprita
siderita, pirita, calcopirita	arsenopirita, cuarzo	tetraedrita, barita, bornita, blenda, calcoestibina	goetita-hematites, óxidos de manganeso, malaquita, azurita, covellina, calcosina, cobre nativo, oro nativo
siderita, calcopirita, cuarzo	pirita, arsenopirita, galena, tetraedrita	hematites especular, estibina, blenda, barita, bismutinita, calcoestibina, sulfosales de Pb-Sb (bournonita, boulangerita, zinkenita...), proustita, cubanita, tenantita, bornita, cinabrio, bismuto nativo	goetita-hematites, malaquita, covellina, calcosina, azurita, neodigenita
siderita, calcopirita, pirita	arsenopirita, cuarzo, cinabrio	hematites especular, bournonita	goetita-hematites, malaquita
siderita	calcopirita, pirita, arsenopirita	albita, clorita, cubanita, galena	goetita-hematites, malaquita, covellina, lepidocrocita, pirolusita, azurita, calcosina, oro nativo
siderita	calcopirita, pirita, arsenopirita, cuarzo	bismutinita, tetraedrita, bismuto nativo	goetita-hematites, bismutina, malaquita, covellina, azurita, calcosina
siderita	hematites	calcopirita, pirita, cuarzo, tetraedrita	goetita-hematites, pirolusita, malaquita, azurita, cuprita, cobre nativo, escorodita, crisocola

Son pequeños filones de algunas decenas de metros de longitud (200 m máximo), potencia media entre 10 cm y 1 m (excepcionalmente 2 m en minas del Chozarín), direcciones muy variables (N150 la más frecuente) y buzamientos fuertes al E o al O y verticales.

Los constituyentes principales de la mineralización son: siderita (mayoritaria) y cantidades menores de calcopirita, pirita, arsenopirita y cuarzo (en Mina Los Pinos, de Ferreira, aparece también cinabrio); hematites especular y bournonita son minerales accesorios.

Minas de Fiñana

Ya en la vertiente suroccidental de Sierra de Filabres, entre 800 y 1.700 m de altitud, hay

numerosas —aunque pequeñas— minas de Fe y Cu que probablemente no profundizaron más allá de los 50 m; son las minas de Fiñana (Cerro del Gallo, Cortijo del Pozo, El Colmenar...), y de Escúllar (El General, Solana de La Virgen, La Perla...), que se integran en este grupo.

Los cuerpos mineralizados no superan 100 m de longitud, pero se disponen siguiendo alineaciones filonianas kilométricas: las minas del General y La Perla, por ejemplo, pertenecen a una misma alineación filoniana de más de 8 km de longitud. Las direcciones varían, normalmente, entre N020 y N040, bien que con excepciones notables como Mina del General (N100) y Minas de Colmenar (N120). Los filones son subverticales o buzantes más de 60° al E, en la parte oriental, o al O, en la más occidental. Las poten-

cias son débiles, generalmente inferiores a 1 m, alcanzándose excepcionalmente los 2 m.

El mineral mayoritario es siderita, con cantidades menores de calcopirita, arsenopirita, pirita y cuarzo; albita, clorita, cubanita y galena son accesorios. En Cerro del Gallo se ha encontrado también oro nativo asociado a óxidos de Fe de la montera de oxidación.

Minas del Tesorero

Fue este un grupo relativamente importante como productor de mineral de cobre, durante el siglo pasado, y de mineral de hierro (más de un millón de toneladas) en las primeras décadas del actual. Comprende las minas situadas ya en la vertiente N de Sierra de Filabres, a altitudes entre 1.500 y 1.800 m, en torno a la aldea de El Tesorero: Mina Hernán Cortés —la más importante, con siete niveles de explotación hasta 160 m de profundidad— y minas Don Martín, París, Casualidad, Cortijo del Vinagre y otras.

Las zonas mineralizadas —de hasta 500 m de longitud— son parte de alineaciones filonianas kilométricas, aunque discontinuas, de dirección media N010 (entre N-S y N040, los más importantes), subverticales o buzantes más de 50° al E y con potencias medias que varían entre 0,5 y 2 m; la máxima potencia (6 m) se alcanza en Hernán Cortés, en la misma alineación filoniana, de 3 km de longitud, que la Mina Casualidad). La siderita es el mineral primario más abundante, acompañado de calcopirita, pirita, arsenopirita y cuarzo; como accesorios pueden aparecer bismutinina y tetraedrita. SIERRA (1915) cita, además, la presencia de bismuto nativo asociado a bismutinina.

Minas de Gérgal

En este último grupo se han incluido las numerosas minas de hierro situadas en la vertiente sur (zona central) de la Sierra de Filabres, entre 800 y 1.200 m de altitud, de las que se extrajeron algo más de un millón de toneladas de óxidos de hierro a principios del presente siglo. Son las minas de Nacimiento (Rambla de Gilma, Grupo Leopoldo, Rambla de Zarzalejo, Estación de Ferrocarril...), Gérgal (Cerro Layón, Barranco Sacarás, Almagro, Cerro de Molina, Molinera, Grupo

Malagueños, Rambla de Gérgal, Grupo Soria, Cerro de Enmedio...) y Olula de Castro (Pompeyo, Conchita, Arroyo Verdelecho...).

Se cuentan en este sector más de 30 filones principales con direcciones variables entre N135 y N205 (media N160), buzamientos constantes al E entre 35 y 90° (medio de 60°) y potencias entre algo menos de 50 cm y 2 m, pudiendo superarse en ocasiones los 5 m. El desarrollo también es variable, tanto en horizontal (80-3.000 m) como en profundidad (hasta 300 m en minas Pompeyo y Conchita).

La mineralización contiene siderita, hematites especular, calcopirita, pirita, cuarzo y tetraedrita, y generalmente está alterada en la mayor parte de las zonas explotadas, resultando una masa de hematites-goethita, acompañada por pirolusita, malaquita, azurita, cuprita, cobre nativo, escorodita y crisocola.

CARACTERÍSTICAS DE LA MINERALIZACIÓN

Estructura y zonación de los filones

El relleno filoniano es brechoide: fragmentos, por lo general cuarcíticos, de la roca encajante están cementados y soportados por la mineralización, mayoritariamente siderítica, con bandeado vertical incipiente. Este bandeado es, casi siempre, producto de una sola fase de depósito, aunque no son infrecuentes ejemplos de otra —u otras— fases subsiguientes a reactivaciones sucesivas de las fracturas.

La secuencia completa de depósito (fig. 5) se inicia con cuarzo ± albita constituyendo coronas de espesor submilimétrico alrededor de los clastos de cuarcita; luego precipita siderita masiva, de tamaño de grano centimétrico, en bandas simétricas monominerálicas de espesor centimétrico a métrico. Hacia la franja central del filón disminuye progresivamente el tamaño de grano de la siderita y paralelamente se enriquece en cristales dispersos de cuarzo y arsenopirita. El núcleo de los filones está formado por agregados lenticulares de calcopirita ± galena ± tetraedrita intercrecidas, con numerosas inclusiones de pirita, siderita, arsenopirita, cuarzo, etc.

Esta zonación horizontal es bastante regular en los filones de mayor espesor. La zona exterior

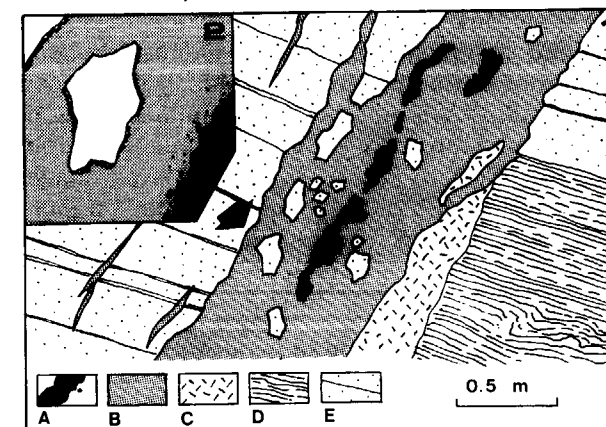


Figura 5.—Estructura de la mineralización: aspecto del filón en una mina de Escúllar (Grupo de Fiñana). 1: Corte transversal. 2: Detalle en el que se observan las coronas de cuarzo alrededor de clastos cuarcíticos. Relleno filoniano: (A) núcleo de calcopirita ± pirita; (B) relleno de siderita (mayoritaria); (C) cataclastita arcillosa. Roca encajante: (D) esquistos con grafito; (E) cuarcita feldespática.

de cuarzo ± albita generalmente sólo es observable al microscopio y está ausente en gran número de mineralizaciones, aunque en algunas puede llegar a constituir el relleno completo del filón. El núcleo de sulfuros de la mineralización aparece en filones con espesor superior a 10-20 cm y su grosor medio es proporcional a la potencia del depósito. En el cortejo de venas de espesor milimétrico-centimétrico que acompaña a la mineralización aparece exclusivamente la zona de siderita. No hay evidencias, por otra parte, de la existencia de zonación vertical, aunque ello puede atribuirse a dificultades de observación en labores abandonadas; de todos modos, los datos histórico-mineros apuntan hacia la inexistencia de variaciones composicionales en profundidad, a la escala del yacimiento.

Asociaciones minerales

Ha sido posible diferenciar varios tipos y subtipos de asociaciones minerales. La más frecuente es la

(1): siderita + calcopirita + pirita + arsenopirita + cuarzo ± tetraedrita ± galena ± barita.

Puede haber, no obstante, variaciones significativas de unos yacimientos a otros e incluso dentro de un mismo filón:

(1a): siderita + calcopirita + pirita + arsenopirita + cuarzo + tetraedrita ± bismutinina ± cubanita ± bornita;

(1b): siderita + galena + barita + cuarzo ± calcopirita + pirita ± arsenopirita ± blenda;

(1c): siderita + cuarzo + sulfosales de Pb-Sb y Cu-Sb ± estibina ± tetraedrita ± galena + pirita ± calcopirita ± blenda.

El subtipo (1a) es característico del grupo de minas de La Estrella, la Mina de Santa Constanza y las mineralizaciones de los distritos de Fiñana y El Tesorero; el subtipo (1b) está mejor representado en algunos yacimientos de la zona occidental de Sierra Nevada, como el de la Carihuela del Veleta, y el (1c) aparece fundamentalmente en yacimientos del grupo de Lanteira (*). Un caso particular de este tipo (1) lo constituyen las mineralizaciones ricas en cinabrio, observables actualmente tan sólo en zonas superficiales oxidadas, que denotan la existencia en profundidad de la asociación siderita + cinabrio + cuarzo ± calcopirita ± pirita ± arsenopirita.

Hay también otras asociaciones, aunque bastante menos comunes:

(2): siderita + cuarzo + barita + hematites especular + barita.

(3): siderita + albita + cuarzo + clorita ± barita ± calcopirita ± pirita ± arsenopirita ± galena ± tetraedrita.

La asociación (2) aparece en algunos filones, sin interés económico, de Lanteira, Charches (al O de Fiñana) y Gérgal, y, en comparación con la asociación (1), parece reflejar condiciones de depósito más oxidantes. La asociación (3) está descrita especialmente en la zona occidental de Sierra Nevada y a ella pueden adscribirse numerosos filones monominerálicos de albita, no prospectados y, por consiguiente, de distribución geográfica desconocida; puede considerarse como asociación propia de un depósito precoz respecto de la asociación más abundante, la (1).

Considerando la multiplicidad de combinaciones

(*) A modo de comparación, la asociación mineral de Mina La Sobrina —estudiada, pero enclavada en Sierra Alhamilla, fuera del ámbito geográfico de este estudio— es: siderita + blenda + marcasita + cuarzo + calcopirita + galena ± barita ± pirita ± tetraedrita, asimilable a las de la asociación (1).

entre las tres asociaciones descritas y la frecuente aparición, dentro de un mismo depósito, de minerales indicativos de diferentes estados de oxidación (siderita, pirita y hematites especular), se ha elaborado el diagrama paragenético (fig. 6) común al conjunto de las mineralizaciones filonianas de Sierra Nevada y Sierra de Filabres.

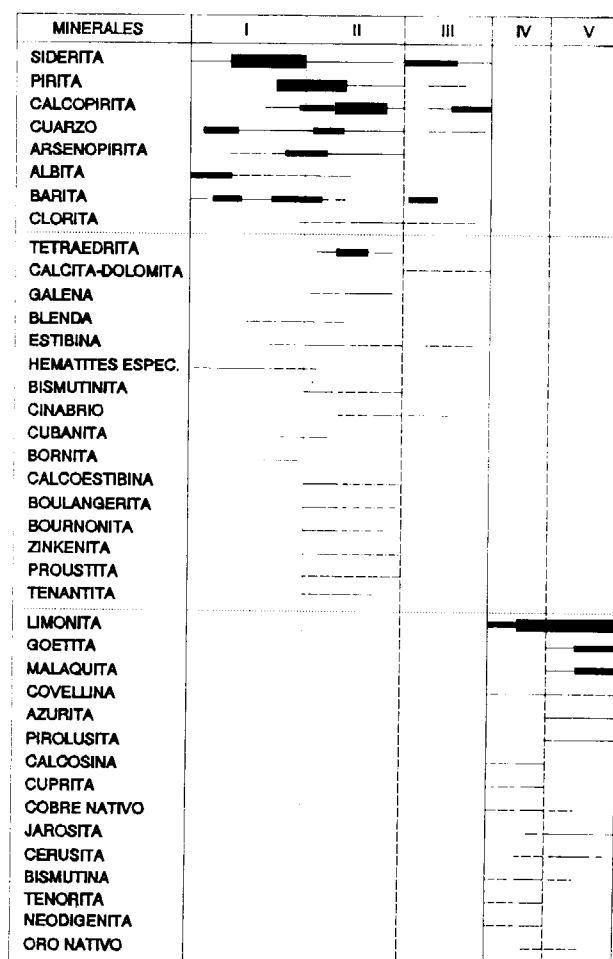


Figura 6.—Diagrama paragenético. I: mineralización principal, relleno siderítico; II: mineralización principal, depósito del núcleo sulfurado; III: segunda generación (reactivaciones); IV: enriquecimiento supergénico; V: oxidación en zona superficial.

El mineral primario más abundante en todos los casos es siderita muy rica en Fe, con cierto contenido en Mn (< 5 por 100) y relativamente

pobre en Mg y Ca (< 2 por 100). Muestra textura granular poligonal, con bordes idiomorfos hacia el interior de los huecos centrales, y puede contener inclusiones idiomorfas submilimétricas de cuarzo y arsenopirita—estos dos minerales, con frecuencia intercrecidos en pequeños agregados en los que puede entrar también pirita— e inclusiones ocasionales de albita, clorita y rutilo, este último, teniendo en cuenta su tamaño de grano, procedente de la roca de caja.

El núcleo de sulfuros de la mineralización es una masa de composición muy heterogénea, textura de relleno de huecos y morfología muy irregular, con tendencia a formar bandas discontinuas de espesor centimétrico y aspecto lenticular (fig. 5). El mineral más abundante dentro del núcleo de sulfuros es calcopirita, especialmente en asociaciones del subtipo (1a). La calcopirita es siempre intersticial y puede aparecer intercrecida con cantidades pequeñas de tetraedrita (fig. 7a) y galena; en ocasiones, tetraedrita y/o galena llegan a constituir la mayor parte del núcleo de sulfuros, esta última especialmente en asociaciones del subtipo (1b); ambas especies son, por otra parte, las principales portadores de Ag: 2-7 por 100 en tetraedrita y 0,1-2 por 100 en galena. En las mineralizaciones del subtipo (1c) la zona interna de sulfuros está compuesta mayoritariamente por sulfosales de Pb-Sb y Cu-Sb y estibina, formando agregados fibroso-radiados o granulares (fig. 7d), con galena intersticial y cantidades menores de tetraedrita y calcopirita.

Pirita, arsenopirita, cuarzo y, en menor proporción, blenda, bornita y cubanita también suelen estar presentes en el núcleo de sulfuros, por lo general como inclusiones en calcopirita. La pirita es abundante y, a veces, ocupa la mayor parte del volumen del núcleo; aparece como granos de hasta 3 mm, subidiomorfos y raramente zonados. Son frecuentes intercrecimientos de pirita-arsenopirita, con calcopirita intersticial.

La barita es escasa salvo en asociaciones del subtipo (1b) donde, por lo general, se encuentra en venas muy finas que cortan las zonas de siderita y de sulfuros; es de aspecto brechoide, baja cristalinidad y suele contener inclusiones de galena.

La fase (o fases) posteriores de mineralización están relacionadas con la reapertura de fracturas y son observables en escasos ejemplos de

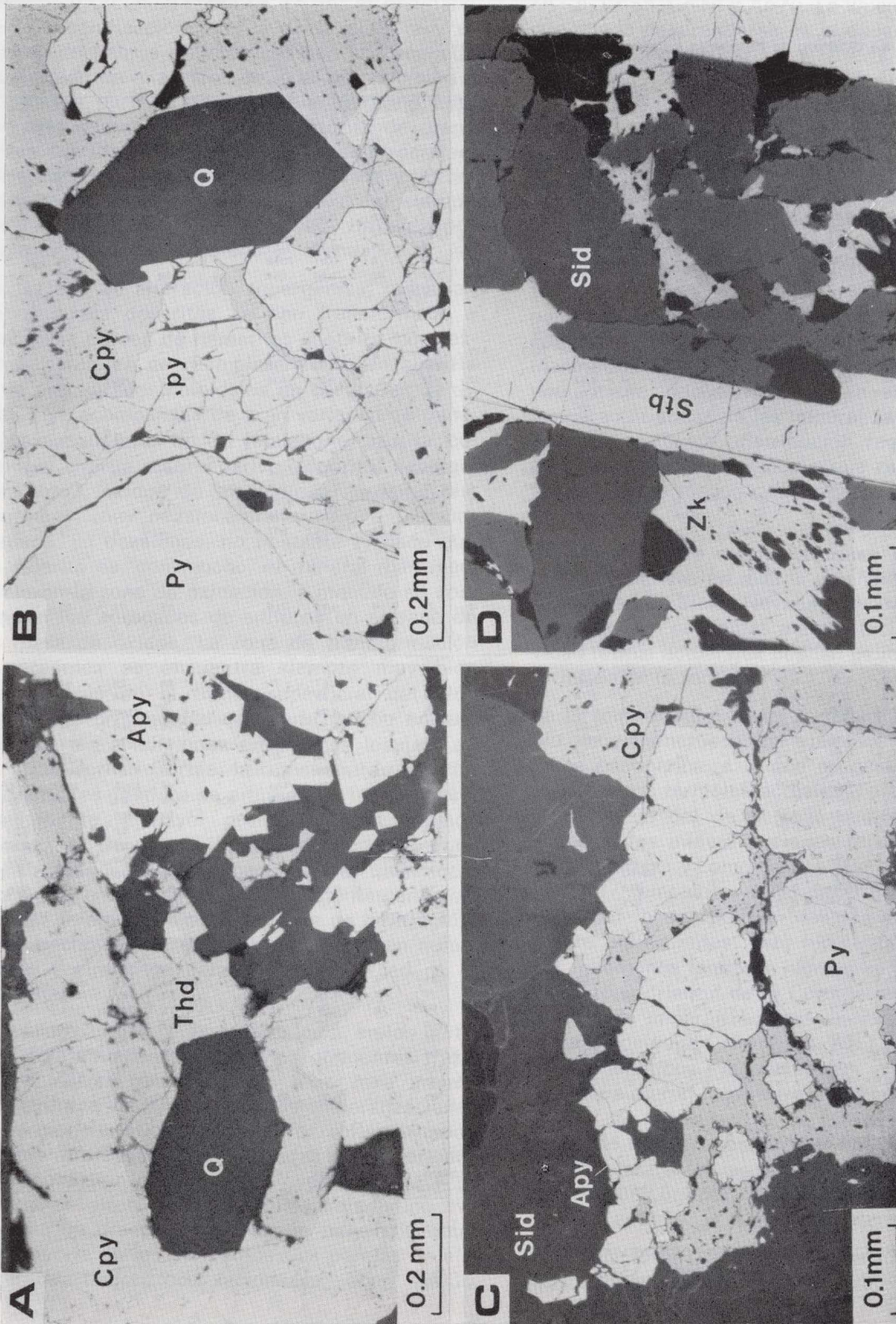


Figura 7.—Microfotografías de texturas del núcleo sulfurado de la mineralización. A): Intercrecimientos característicos de calcopirita-tetraedrita (izquierda) y arsenopirita-cuarzo (derecha) (Mina Probadora). B): Corona de arsenopirita sobre pirita; calcopirita intersticial (Mina Probadora). C): Morfología del núcleo de la mineralización, constituido por calcopirita + pirita; arsenopirita formando una delgada franja en el borde externo del núcleo sulfurado. (Minas de Vacares). D): Granos prismáticos de estibina intercrecidos con siderita; agregados radiados de zinkenita en posición intersticial (Minas de Lanteira).

Cuadro 2. Análisis químico de muestras de mineralizaciones

MUESTRA	TIPO	Fe %	Mn %	P %	Ca %	Mg %	Ba	Cu %	Pb	Ag	Zn	Cd	As %	Sb	Bi	Cr	Co	Ni	Au
I. GRUPO SIERRA NEVADA OCCIDENTAL																			
83-101-1	1b/M	12,5	0,24	--	--	--	1640	0,10	57800	1074	107	5	0,00	4452	--	--	4	17	--
83-101-2	1b/M	46,0	0,90	--	--	--	2907	0,37	47400	185	858	11	0,01	1683	30	41	8	42	--
83-104-1	1a/S	33,4	0,03	--	--	--	41	0,08	1600	23	28	53	5,28	57	--	44	488	173	--
83-104-2	1a/S	45,0	0,58	--	--	--	51	7,45	524	19	248	72	1,41	737	1800	11	281	155	--
83-105	1a/S	43,0	0,37	--	--	--	22	5,87	114	328	217	45	0,80	2235	42	35	207	189	--
83-108	1a/S	67,0	0,45	--	--	--	68	1,10	618	21	282	42	0,80	194	41	--	107	133	--
83-109-1	1a/S	30,4	0,04	--	0,04	--	21	0,08	58	12	26	86	8,17	83	--	29	2950	214	--
83-109-2	1a/S	24,1	0,07	--	--	--	8	26,54	--	381	314	3	0,01	2342	--	--	--	10	--
83-100-3	1a/S	50,0	0,45	--	--	--	11	1,54	99	84	122	55	0,94	758	49	28	495	252	--
II. GRUPO JERES																			
84-401-2	1a/M	32,7	0,34	--	0,03	0,43	43	13,43	1028	115	530	8	0,01	1115	--	--	--	29	--
84-401-8	1a/I	>30	0,80	0,13	--	--	--	6,50	--	12	477	--	0,05	35	--	12	8	58	--
84-401-9	1a/I	>30	0,80	0,08	--	--	--	4,02	--	22	278	--	0,01	828	--	7	62	29	--
84-401-10	1a/S	40,7	0,99	0,19	--	--	--	5,98	--	11	425	--	0,01	--	--	8	--	--	--
III. GRUPO LANTEIRA																			
84-405-2	1a/M	39,8	0,83	--	0,03	0,69	141	4,85	338	1510	773	7	0,01	24358	--	33	83	219	--
84-405-3	1a/S	>30	0,80	0,03	--	--	--	0,38	45	4	33	--	0,04	1200	0,18	18	--	--	--
84-405-4	1a/S	>80	0,42	--	--	--	822	0,30	388	35	62	9	0,04	2295	--	12	--	--	--
84-405-7	1c/I	18,5	0,39	--	--	0,08	126	3,31	78370	674	77	--	0,01	170870	--	--	--	36	--
84-405-8	1c/I	--	--	--	6,49	--	--	0,07	143810	187	37	23	0,01	507	--	--	9	113	--
IV. GRUPO FERREIRA																			
84-422-2	1a/S	47,1	0,30	--	--	--	187	0,12	895	4	78	8	0,10	216	--	15	73	87	--
V. GRUPO FIÑANA																			
84-1-2	1a/S	>30	0,50	0,99	--	--	25	7,98	--	5	522	--	1,47	31	--	54	29	84	--
84-1-3	1a/S	>30	0,70	0,15	--	--	--	7,74	--	22	504	--	0,82	--	--	15	58	18	--
84-1-7	1a/I	38,1	0,28	--	--	0,24	8	0,41	12	2	45	33	4,98	62	--	23	2180	298	--
84-1-8	1a/S	>30	0,25	0,04	--	--	--	1,22	--	8	91	--	5,31	44	--	23	289	128	--
84-1-11	1a/S	47,8	0,10	0,47	--	--	25	0,97	50	42	253	--	1,84	118	--	27	82	312	8,80
84-1-12	1a/S	30,5	0,69	1,98	--	--	--	0,02	--	33	1830	--	6,34	40	--	54	45	20	--
84-6-2	1a/I	48,3	0,63	--	--	1,21	--	5,58	17	30	150	5	4,98	--	--	23	2180	298	--
84-6-4	1a/M	>30	0,41	0,02	--	--	--	0,78	--	3	645	--	6,25	144	--	89	1300	252	--
84-6-6	1a/S	>30	0,32	0,01	--	--	--	0,58	78	31	88	--	0,05	2700	200	11	34	34	0,02
84-6-7	1a/I	>30	0,41	0,08	--	--	--	3,12	--	19	201	--	1,59	181	--	87	305	188	--
84-7-4	1a/S	53,0	1,80	0,21	--	--	--	6,54	--	24	434	--	1,33	30	--	--	58	127	0,20
84-7-8	1a/S	50,1	1,48	0,27	--	--	--	8,24	--	35	580	--	0,78	30	--	--	25	83	0,20
84-7-7	1a/M	44,5	0,02	--	--	--	10	0,09	--	3	23	--	11,90	77	--	59	334	61	0,02
84-12-3	2/S	25,3	0,87	--	--	0,02	32460	--	20	3	74	--	--	--	--	33	10	--	--
84-12-5	2/S	41,9	0,69	0,13	--	--	414	--	--	--	34	--	0,01	30	--	34	234	19	0,20
84-12-6	2/S	19,0	0,14	0,01	--	--	229	0,03	--	--	13	--	0,01	30	--	381	118	51	--
VI. GRUPO TESORERO																			
84-13-1	1a/I	44,0	0,81	--	0,21	1,87	472	0,01	25	3	41	4	0,01	--	--	15	74	--	--
84-13-5	1a/I	44,0	0,72	--	0,09	1,38	53	1,47	15	17	70	4	0,25	65	--	17	757	183	--
84-13-6	1a/I	44,4	0,72	--	--	1,28	31	1,87	32	18	78	10	0,89	89	--	15	717	214	--
84-13-7	1a/I	40,0	0,37	0,28	--	--	--	8,01	--	42	564	--	1,87	73	--	102	291	230	--
84-15-3	1a/S	>30	0,10	0,10	--	--	--	1,07	88	14	79	--	0,39	23000	1200	21	22	20	--
84-16-2	1a/I	36,4	0,25	--	--	0,33	43	0,31	--	103	204	4	0,13	--	--	11	52	177	--
84-16-13	1a/S	>30	0,07	0,14	--	--	--	5,77	--	37	417	--	1,31	30	--	13	32	87	--
84-908-2	1a/M	28,9	0,03	--	--	--	27	23,05	82	88	357	3	0,07	--	--	8	3	138	--
84-908-3	1a/S	>30	0,37	0,14	--	--	10	2,30	1000	78	305	--	0,30	198	--	8	37	--	--
MINA LA SOBRINA (SIERRA ALHAMILLA)																			
84-55-2	1a/I	27,5	1,18	--	1,82	0,18	1034	0,25	7384	17	24000	164	0,01	177	--	14	--	--	--

Contenidos en ppm, excepto los especificados en %

Tipo de muestra: ASOCIACION MINERALOGICA/ZONA DE ALTERACION SUPERGENICA
 S: superior (Lim > Sid)
 M: media (Lim:Sid = 4:1-1:2)
 I: inferior (Sid > Lim)

filones de potencia superior a 1 m: el resultado es la brechificación interna de la siderita y el relleno de fisuras milimétricas con una segunda generación de minerales de igual composición a la primera, pero de menor tamaño de grano. Esta segunda generación contiene siderita de grano fino y cantidades subordinadas de sulfuros dise-minados: calcopirita, pirita, arsenopirita y tetraedrita; en filones con asociaciones del subtipo (1b), la segunda generación está formada por siderita + barita ± galena ± blenda.

En la zona de alteración supergénica, todas las asociaciones descritas se han transformado a una masa porosa de hematites-goethita, con texturas celulares de reemplazamiento de siderita y de precipitados coloidales en cavidades de disolución, acompañada de gran variedad de minerales secundarios de Cu (malaquita, azurita, covellina, cuprita, cobre nativo, tenorita, neodigenita, etc.), óxidos de manganeso, jarosita, bismutina y, muy ocasionalmente, oro o bismuto nativos. En ocasiones, no obstante (y dado que la siderita es, con mucho, el mineral más inestable en la zona de oxidación, a menudo se conservan los agregados de sulfuros en el seno de la masa de óxidos. La zona de transformación supergénica se encuentra siempre muy bien desarrollada en el tramo superficial del filón hasta una profundidad que varía mucho en función de las condiciones orográficas locales: en la Mina Hernán Cortés, la transición de siderita a hematites-goethita se sitúa a 130-140 m, y probablemente a mayor profundidad en algunos filones de Gérgal. El límite superior de la zona no oxidada está relacionado con el nivel local de tránsito entre la zona permanentemente saturada de agua y la zona superior de infiltración; este hecho fue un grave impedimento en numerosos yacimientos para la explotabilidad de la siderita.

El cuadro 2 muestra la composición, en los metales más abundantes y algunos elementos traza, de muestras pertenecientes a la zona interna de sulfuros de algunas de las mineralizaciones más características. Los valores reflejan importantes diferencias, condicionadas por la variedad de asociación que presenta cada muestra y su grado de alteración. El análisis estadístico evidencia un grado de correlación muy bajo entre la mayoría de los elementos; las parejas de elementos mejor correlacionadas son: As-Co,

Zn-Cd, Cr-Sb, Co-Ni y As-Ni. La única información que puede desprenderse es la asociación de pequeñas cantidades de Co y Ni a la arsenopirita.

DISCUSION: MODELO GENETICO

No están disponibles, por el momento, datos sobre composición isotópica de las mineralizaciones; tampoco ha sido posible abordar el estudio de inclusiones fluidas debido al pequeño tamaño de grano de los escasos minerales transparentes. En estas circunstancias, cualquier discusión sobre la génesis de los yacimientos filonianos del Complejo Nevado-Filábride ha de fundamentarse, necesariamente, en el análisis de las características de las mineralizaciones, de su entorno geológico, distribución regional, etc..., para luego elegir el modelo que más se ajuste a ellas. Estos rasgos generales pueden resumirse así:

A) Ausencia de manifestaciones ígneas sin- y post-cinemáticas en toda la extensión del macizo esquistoso de Sierra Nevada y Sierra de Filabres. Tampoco son conocidas manifestaciones de actividad termal actual que puedan indicar anomalías térmicas en la zona.

En la zona oriental de la Cordillera son, en cambio, muy numerosos los ejemplos de actividad ígnea post-alpina, a la que se asocian espacialmente focos termales actuales. En este contexto diferenciado del de la zona occidental, se encuentran las mineralizaciones filonianas de Sierra Almagrera y Lomo de Bas que, por otra parte, son muy semejantes a las descritas en este trabajo, por lo que podrían considerarse genéticamente equivalentes. Esta hipótesis implica que los fenómenos ígneos e hidrotermales neógenos de la zona oriental de la Cordillera, junto con su cortejo de mineralizaciones asociadas (Cabo de Gata, Rodalquilar, Herrerías, etc.), son procesos metalogénicos independientes y superpuestos a los que dieron lugar a las mineralizaciones filonianas de los distritos de Sierra Almagrera y Lomo de Bas. No obstante, el análisis de las afinidades entre los yacimientos de los sectores occidental y oriental queda fuera de los objetivos de este estudio.

B) Relación espacial muy estrecha entre mineralizaciones y tectónica de fractura tardi-Alpina:

el depósito de la mineralización es prácticamente contemporáneo de —o inmediatamente posterior a— la apertura de las fracturas (sistema de diaclasas y fallas de tensión N-S a NO-SE) y únicamente la reactivación de estas fracturas ha afectado a las mineralizaciones, produciendo estiramiento vertical y brechificación de la siderita de primera generación y el depósito selectivo de una segunda generación de composición semejante a la primera.

Para la mayoría de los autores, la edad del sistema extensivo de fracturas N-S (NO-SE) puede extenderse desde el Mioceno Medio hasta el Cuaternario, afectando a todos los materiales de la Cordillera, incluidos los de relleno de las depresiones neógenas. Estas fracturas actúan como fallas normales dexas y a ellas suele asociarse un sistema conjugado (NE-SO) menos desarrollado (SANZ DE GALDEANO, 1983, 1990; GALINDO-ZALDIVAR, 1990; JABALÓY, 1991), salvo en la zona occidental de Sierra Nevada donde los filones más importantes (La Estrella) son N040.

El sistema N-S (NO-SE) es también, en gran parte, el responsable de la individualización de las principales cuencas intramontañosas neógenas: fallas de este sistema han actuado como fallas de borde NO-SE con saltos kilométricos [se estima que el salto vertical entre Sierra Nevada y la Depresión de Granada ha podido superar los 4.000 m (SANZ DE GALDEANO, 1983)]. Dentro de las cuencas, otros sistemas contemporáneos de fracturas han desempeñado un papel importante: N070-090 (transtensivo dextro) y, especialmente en la zona oriental, NE-SO (sinistroso).

Tales fallas de borde debieron configurarse durante el Mioceno Medio, pero su fase álgida de actividad parece haber tenido lugar durante el Tortonense Superior, período al que corresponde el mayor espesor de sedimentos en las cuencas que rodean a los afloramientos nevado-filábrides. Al final del Tortonense se producen también los pliegues antiformes de gran radio y dirección E-O que conforman las principales elevaciones de la Cordillera. Para algunos autores (SANZ DE GALDEANO, 1990) estos pliegues marcan la instauración de una nueva fase compresiva N-S (NNO-SSE) mientras que otros (GALINDO-ZALDIVAR, 1990) los interpretan como abombamientos de reajuste isostático; en cualquier caso, estas estructuras son compatibles con la persistencia de una extensión E-O y su

efecto acentúa los importantes desnivelamientos de las cuencas, por lo que deben considerarse aproximadamente coetáneos con la actuación de las fallas de borde.

C) La mineralización tiene estructura bandeada vertical simple, correspondiente a una sola generación de minerales, que refleja un único proceso de depósito; la mala definición de las bandas sugiere, además, que éste fue relativamente rápido. Las recurrencias en el depósito, ligadas a reactivaciones de las fracturas, son muy poco importantes en volumen y la mineralización de segunda generación es, por lo general, de igual composición que la primera; es decir, no puede hablarse de cambios de composición de las soluciones mineralizantes ni de las condiciones físico-químicas existentes en el lugar de depósito.

D) Composición mineralógica muy monótona en cuanto a componentes mayoritarios, siendo siempre la siderita la especie dominante. Tampoco se observan zonalidad composicional a escala regional ni zonalidad vertical a la escala de depósito. Esta homogeneidad composicional a diferentes escalas de observación, en un grupo de yacimientos tan dispersos, no puede comprenderse fácilmente en un contexto genético determinado por actividad ígnea profunda.

E) Ausencia de alteración hidrotermal de la roca encajante en contacto con la mineralización, prueba de que el depósito tuvo lugar a baja temperatura, muy posiblemente por debajo de 100° C. Los rangos de temperaturas de formación que asigna ARANA (1973, 1977) a los yacimientos de La Carihueta del Veleta, Veta Grande y Santa Constanza (entre 170 y 240° C) y al de La Estrella (de 200 a 250° C) no parecen, por tanto, adecuados para este tipo de mineralizaciones.

F) La distribución regional de las mineralizaciones parece obedecer a determinadas pautas. Así: 1) todas encajan, sistemáticamente, en rocas con alto contenido en grafito, el cual puede haber contribuido a proporcionar un ambiente reductor en las soluciones infiltradas en las zonas abiertas más profundas de las fracturas. 2) Las mineralizaciones están localizadas, preferentemente, a altitudes medias entre 1.200 y 1.700 m (entre 900 y 1.300 m en la zona de Gérgal); teniendo en cuenta que estas áreas permanecieron emergidas durante y después de la fase álgida de apertura de las fracturas que

albergan a las mineralizaciones, esta distribución —añida a una o, a lo sumo, dos franjas altitudinales— sugiere una relación genética con procesos exógenos, en los que deban haber tenido notable predominio los erosivos, ligados a importantes movimientos epirogénicos del Mioceno Superior.

Todos estos rasgos fundamentales demandan claramente la adopción de un modelo *per-descensum* semejante al aplicado a filones con Pb, Zn, F, Ba en formaciones de zócalo hercínico (MOREAU et al., 1966; FUSCH, 1969, y BOSSI, 1972).

En mineralizaciones *per-descensum* de zócalo se admiten clásicamente dos posibles vías de aporte de los constituyentes metálicos (MACQUAR, 1976): a) lavado de la roca encajante adyacente por soluciones meteóricas y alimentación de la caja filoniana mediante circulación lateral, y b) liberación de elementos por alteración superficial de la roca de caja, y preconcentración pedogénica. La alimentación lateral requiere prolongados períodos de permanencia de las soluciones en las fracturas, algo que, en este caso, es contradictorio con los hechos de observación: la estructura del relleno filoniano denota velocidad de depósito relativamente elevada o, lo que es lo mismo, permanencia relativamente corta de las soluciones en las fracturas; y esto sí es congruente con los elevados gradientes hidráulicos en el interior de aquéllas, como réplica a los fuertes gradientes topográficos de la zona. Por otra parte, la impermeabilidad de la roca encajante, compuesta en más del 50 por 100 por esquistos, supone una fuerte limitación a las distancias que pueden recorrer las soluciones por flujo lateral.

Teniendo en cuenta la baja concentración, en la roca de caja, de los constituyentes metálicos de la mineralización —excepto del Fe—, la opción más razonable es admitir que los metales se preconcentraron en suelos y luego pudieron ser fácilmente transportados como complejos órgano-metálicos; la composición mayoritariamente carbonatada de los rellenos filonianos se explicaría por el elevado aporte de CO_3H^- , procedente de la materia orgánica del suelo, y la escasez de sulfatos en las soluciones, dada la ausencia de materiales evaporíticos en la serie.

Durante el Mioceno Superior, las condiciones

topográficas y climáticas de la región no eran particularmente favorables al desarrollo de suelos, pero tampoco diferían mucho de las actuales que, debido sobre todo a la diferenciación de microclimas húmedos de montaña, permiten un notable desarrollo de la vegetación en zonas de ladera media.

La migración de los constituyentes metálicos de la mineralización, según este modelo, tiene lugar a través de la red de cauces superficiales (barrancos) y pequeños aluviales situados en el fondo de los mismos. Esta vía de transporte impone una limitación al desarrollo de la mineralización: la extensión de la cuenca de drenaje que proporciona los metales. Por tanto, las zonas favorables son las partes bajas de los relieves montañosos, en los últimos tramos de los barrancos antes de su entrada en la llanura detrítica. Lógicamente, movimientos epirogénicos y procesos erosivos posteriores han alterado la situación original de las mineralizaciones, de modo que afloran en la actualidad a cotas más altas. Congruentemente con este planteamiento, las mineralizaciones situadas a más elevada cota se encuentran en la zona occidental de Sierra Nevada (hasta 3.100 m), en donde el levantamiento post-alpino es de mayor magnitud; las cotas medias de las mineralizaciones descienden progresivamente hacia el Este hasta el grupo de Gérgal (900-1.300 m), y puede observarse cómo esta tendencia continúa hacia la parte oriental de la cordillera, en donde las mineralizaciones de Lomo de Bas y Sierra Almagrera ya están a cotas inferiores a 700 y 400 m, respectivamente.

El menor desmantelamiento, hacia el este, de la franja superior de materiales donde se encuentran concentradas las mineralizaciones, explica el hecho de que la mayor densidad de filones del macizo de Sierra Nevada y Sierra de Filabres aparezca en el sector de Gérgal. Por otra parte, la diferencia entre los espesores de materiales desmantelados en las zonas oriental y occidental daría un orden de magnitud al desarrollo vertical de las mineralizaciones. Aunque estos valores son desconocidos hasta el momento, suponemos que no ascienden a más de 2.000 m. A estas profundidades corresponderían, por gradiente geotérmico regional, temperaturas en torno a 100° C, congruentes con las características observadas en la mineralización.

Ciertas diferencias composicionales entre los

filones de la zona occidental (más ricos en sulfuros y con hematites especular) pueden interpretarse como respuesta a una cierta zonación vertical, no observable a la escala del afloramiento, y puesta de manifiesto por la erosión diferencial de los distintos sectores. Las distintas asociaciones mineralógicas clasificadas y descritas en este trabajo, pensamos que deben obedecer, en mayor medida, a variaciones locales del potencial reductor de las soluciones.

REFERENCIAS

- ALDAYA, F.; GARCIA-DUEÑAS, V.; GONZALEZ-LODEIRO, F., y OROZCO, M. (1984): *El contacto Alpujarrides/Nevado-Filábrides en la vertiente meridional de Sierra Nevada. Implicaciones tectónicas*. En: *El borde mediterráneo español. Evolución del Orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*. Granada, 18-20.
- ARANA, R. (1973): *Investigaciones mineralógicas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España)*. Tesis Univ. Granada, 546 pp.
- ARANA, R. (1974): *Estudio mineralógico de los yacimientos filonianos de Sierra Nevada y su relación con la tectónica bética*. Fund. Juan March, 257 pp (idéd.).
- ARANA, R. (1977): *Nuevos datos sobre el yacimiento de La Estrella (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas)*. Tecnite-rrae, abril-mayo 1977, 28-35.
- ARANA, R.; VELILLA, N.; TORRES-RUIZ, J., y SEBASTIAN, E. (1979): *Observaciones mineralógicas sobre el yacimiento de Santa Constanza*. Bol. Soc. Escp. Mineralogía, 1, 21-30.
- BOSSI, J. (1972): *La minéralisation plombo-zincifère d'Asprières-Bouillac (Aveyron, Lot, France): essai génétique*. Thèse 3^e cycle Nancy, 177 p.
- EGELER, C. G., y SIMON, O. J. (1969): *Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne)*. Ver. Kon. Ned. Akad. Wet., AFD. Natuurk., 25, n.º 3, 90 pp.
- FUCHS, Y. (1969): *Contribution à l'étude géologique, géochimique et métallogénique du détroit de Rodez*. Thèse Nancy, 257 pp.
- GALINDO-ZALDIVAR, J. (1990): *Geometría y cinemática de las deformaciones neógenas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas)*. Tesis Univ. Granada, 319 pp. (inéd.).
- GALINDO-ZALDIVAR, J., y GONZALEZ-LODEIRO, F. (1990): *Diaclasas de tensión regionales en el Complejo Nevado-Filábride y su relación con el contacto Alpujarride/Nevado-Filábride (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas)*. Geogaceta, 7, 9-11.
- GARCIA-DUEÑAS, V.; MARTINEZ-MARTINEZ, J. M.; OROZCO, M., y MARTIN-RAMOS, D. (1987): *El sentido de desplazamiento de los mantos nevado-filábrides*. Geogaceta, 3, 11-13.
- GOMEZ-PUGNAIRE, M. T.; MOTTANA, A.; BOCCHIO, R.; LIBORIO, G., y ABRAHAM, K. (1979): *Coronitic eclogites in the Sierra de Baza (Betic Cordilleres, Spain)*. N. Jb. Miner. Abh., 136, 42-62.
- GUARDIOLA, R., y SIERRA, A. (1928): *Hierros de Almería y Granada*. Mem. Inst. Geol. y Min. de España: Criaderos de Hierro de España, t. III, 657 pp.
- IGME (1975): *Fase previa de exploración de sustancias minerales varias en el Norte de Sierra Nevada. Subzona Lanteira-Mulhacén*. Fondo documental ITGE, 10.628, 108 pp.
- IGME (1976a): *Fase previa de exploración de sustancias minerales varias en Huetor Santillán-Güejar Sierra (Granada)*. Fondo documental ITGE, documento 10.496, 76 pp.
- IGME (1976b): *Fase previa de exploración de varias sustancias minerales en el Norte de Sierra Nevada. Subzona Fiñana-Nacimiento*. Fondo documental ITGE, documento 10.495, 61 pp.
- IGME (1977): *Investigación minera en el término de Lanteira (Reserva Estatal SE)*. Fondo documental ITGE, documento 10.931, 52 pp.
- ITGE (en preparación): *Mapa Metalogenético de España 1:200.000. Hoja 84-85 (Almería-Garrucha)*.
- JABALOY, A. (1991): *La estructura de la región occidental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas)*. Tesis Univ. Granada, 296 pp. (inéd.).
- KAMPSCHUUR, W. (1975): *Data on thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los Filabres: Higher Nevado-Filábride Units and glaucophanitic greenschists facies*. Tectonophysics, 27, 57-81.
- MACQUAR, J. C. (1976): *La modalité per descensum. Son applicabilité à certains filons de socle ou de couverture*. Mém. h. sér. Soc. géol. France, 7, 95-103.
- MARTINEZ-MARTINEZ, J. M. (1984): *Evolución tectono-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, Cordilleras Béticas (España)*. Tesis Univ. Granada. Cuad. Geol. Univ. Granada, 13, 198 pp.
- MOREAU, M.; POUGHON, A.; PUIBARAUD, Y., y SANSELEMA, H. (1966): *L'uranium et les granites*. Chron. Mines ech. Min., 350, 47-51.
- NIJHUIS, H. J. (1964): *Plurifacial alpine metamorphism in the south-eastern Sierra de los Filabres. South of Lubrin, SE Spain*. Thesis Amsterdam, 151 pp.
- OVEJERO, G.; JACQUIN, J. P., y SERVAJEAN, G. (1976): *Les minéralisations et leur contexte géologique dans la Sierra de Cartagena (Sud-Est de l'Espagne)*. Bull. Soc. Geol. France, 18, 619-633.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. J., y VERSCHURE, R. H. (1966): *Isotopic age determinations on tourmaline granite-gneisses and a metagranite in the Eastern Betic Cordilleras (South-eastern Sierra de los Filabres) SE Spain*. Geol. Mijnb., 45, 184-187.

PUGA, E., y DIAZ DE FEDERICO, A. (1976): *Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas*. En: *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*. Granada, 79-111.

PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A., y FONTBOTE, J. M. (1974): *Sobre la individualización de las unidades profundas de la Zona Bética*. Est. Geol., 30, 543-548.

SANZ DE GALDEANO, C. (1983): *Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas*. Est. Geol., 39, 157-165.

SANZ DE GALDEANO, J. C. (1990): *Geologic evolution of*

the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. Tectonophysics, 172, 107-119.

SIERRA, A. (1915): *Reseña geológica de la Sierra de Filabres*. Bol. Inst. Geol. de España, 36, 239-276.

TORRES-RUIZ, J. (1980): *Los yacimientos de hierro de la comarca del Marquesado del Zenete: Alquife y Las Piletas (Granada, Cordilleras Béticas)*. Tesis Univ. Granada, 321 pp.

WEIJERMARS, R.; ROEP, Th. B.; VAN DEN EECKHOUT, B.; POSTMA, G., y KLEVERLAAN, K. (1985): *Uplift history of a Betic fold nappe unferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almería, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain)*. Geol. Mijnb., 64, 397-411.

Original recibido: Julio de 1993.

Original aceptado: Septiembre de 1993.

AGUAS SUBTERRANEAS

La eutrofización y su incidencia en la calidad de las aguas subterráneas. II: Aplicación experimental a la balsa «Isla del Herrero» (Madrid).

Por M. GOMEZ MARTOS (*) y F. BUYO HERNANDEZ (**)

RESUMEN

Después de ser seleccionada la balsa de escombrera que presentaba eutrofización mediante métodos estadísticos y a través de un estudio de impacto ambiental e hidrogeológico de la zona de asentamiento, se ha procedido a la realización de campañas de muestreo y análisis físico-químicos y biológicos del agua de la balsa, de los sedimentos y de las aguas subterráneas en distintas épocas del año. La interpretación posterior de los resultados en función de la distancia y mediante el Análisis de Componentes Principales, el Análisis Factorial y la Correlación Canónica, ha permitido establecer el modelo de eutrofización que relaciona la variación de la clorofila-a con la concentración en nitrato, ortofosfato, amonio, hierro y manganeso. Asimismo, se ha determinado la influencia del fitoplancton y su importancia como factor de control y reducción de nutrientes.

Palabras clave: Balsa, Escombrera, Eutrofización, Nitrógeno, Fósforo, Clorofila-a, Estadística, Modelos, Fitoplancton, Sedimentos, Impacto, Aguas subterráneas, Control y eliminación.

ABSTRACT

After selecting the tailing dam that presents eutrophication processes using statistical methods, performing an EIA and carrying out an hydrogeological study of the area, sampling and physical, chemical and biological analysis of dam water, sediments and groundwater in different seasons were accomplished. Based on the results and according to the Discriminant and Factorial Analysis and Canonical Correlation applied, was established the eutrophication model which relates the variation of chlorophyll-a with nitrate, orthophosphate, ammonium and manganese/iron contents. Likewise, the role and importance of phytoplankton as control and reduction factor of nutrients was confirmed.

Key words: Tailing dam, Dump, Eutrophication, Nitrogen, Phosphorus, Chlorophyll-a, Modeling, Statistics, Phytoplankton, Sediments, Impact, Groundwater, Control and elimination measurements.

Desde que en la década de los 70 se acuñase el término de «gestión/uso conjunta/o» de aguas superficiales y subterráneas como miembros interdependientes del mismo ciclo hidrogeológico, no puede abordarse aisladamente ningún proceso que afecte a la calidad de uno de los componentes del ciclo sin tener en cuenta el posible impacto o repercusión que su alteración puede provocar sobre el resto.

En este sentido, la eutrofización de las aguas superficiales y concretamente de las aguas de balsas de explotación minera, puede afectar a la

calidad de los recursos subterráneos con el consiguiente deterioro de los mismos en relación al consumo humano.

Con el objeto de determinar si existe afección se ha desarrollado una metodología de trabajo enfocada a la protección de la calidad de las aguas subterráneas y en su caso, corrección de los efectos no deseados de la eutrofización sobre las mismas. Se ha pretendido que la metodología utilizada fuera aplicable, con las modificaciones necesarias, a cualquier área o zona del territorio nacional de características medioambientales e hidrogeológicas distintas a las estudiadas en este caso concreto.

(*) ITGE.
(**) DIMASA. Hernani, 58. Madrid.

METODOLOGIA DE TRABAJO

El plan de trabajo ha consistido en el desarrollo de las siguientes acciones:

Fase 1.º: Elección de la balsa de estudio.

- Caracterización de las balsas existentes en España.
- Identificación del grupo de balsas susceptibles de sufrir eutrofización en sus aguas y determinación de los modelos estadísticos que permitan la identificación y clasificación.
- Estudio hidrogeológico y de impacto ambiental de las balsas del grupo escogido.
- Análisis químicos de las aguas de las balsas seleccionadas que permitan confirmar la existencia de eutrofización y elegir la balsa definitiva objeto de la investigación.

Paralelamente al desarrollo de esta fase se llevó a cabo una recopilación bibliográfica sobre la experiencia en este campo y sobre la legislación existente relativa al tema en la CEE y en España.

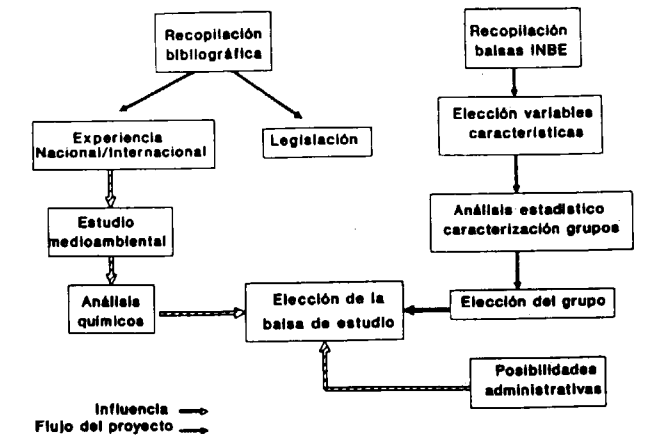
Fase 2.º: Muestreo, análisis estadístico y medidas correctoras.

- Realización de campañas sistemáticas de toma de muestras en la balsa (agua y sedimentos) y en sondeos (agua subterránea) y análisis de todos los parámetros físico-químicos y biológicos recomendados en el proyecto de la OCDE y de las formas adsorbibles de Fe, Al y Mn que caracterizan los sedimentos.
- Análisis estadístico mediante la descripción multivariable de los datos aplicando el Análisis por Componentes Principales (PCA) y el Análisis Factorial (FA).
- Estudio del comportamiento de las dos principales sustancias nutritivas: nitrógeno total y fósforo total.
- Construcción de un modelo que permita establecer cuáles son los mecanismos que controlan la eutrofización.
- Determinación de la posible influencia de la eutrofización sobre la composición de las aguas subterráneas y propuesta de medidas

protectoras y correctoras de lucha contra la eutrofización y de defensa de la calidad de las aguas subterráneas.

En el gráfico adjunto (fig. 1) se pueden observar los diagramas de flujo de las distintas fases de que consta el estudio.

FASE 1: Elección de la balsa de estudio



FASE 2: Muestreo, análisis estadístico y medidas.

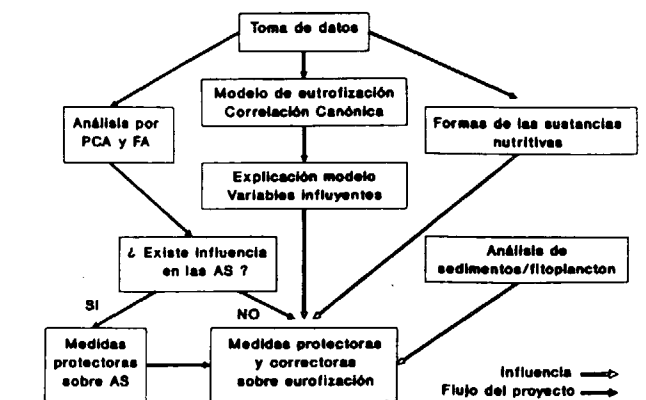


Figura 1.—Diagramas de flujo de las fases del proyecto.

CARACTERIZACION DE LAS BALSAS

La clasificación se ha llevado a cabo en base a dos factores de primordial incidencia para el estudio:

- A) Balsas capaces de sufrir procesos de infiltración.

B) Balsas susceptibles de desarrollar procesos de eutrofización.

Para poder establecer esta clasificación se han utilizado el Inventario Nacional de Balsas y Escombreras (INBE) (ITGE, 1985-89) y los mapas de «Riesgo de contaminación de las aguas subterráneas por vertidos sobre el terreno» (ITGE, 1976). Superponiendo ambas informaciones y considerando sólo aquellas balsas situadas sobre zonas de alto y medio grado de vulnerabilidad de los acuíferos y teniendo en cuenta a su vez únicamente las variables específicas de cada balsa que pudieran tener relación con el proceso de eutrofización, se obtuvo una matriz de datos constituida por elementos que podían ser 1 ó 0 (presencia o ausencia de una característica) y que representaba al conjunto de balsas.

A esta matriz se le aplicó un análisis Cluster de Casos donde la medida de similaridad para el análisis fue el «simple matching coefficient» (JOBSON, J. D., 1992) y se complementó con el método de los K-grupos (llamado análisis K-M) que sirve para confirmar los grupos obtenidos por el análisis Cluster y tener una idea de la importancia de las variables en cada grupo. Por último, se llevó a cabo el análisis discriminante con selección de variables para las funciones (denominado «Stepwise Analysis Discriminant») que describe funciones que maximizan la separación entre los grupos formados anteriormente permitiendo clasificar cualquier objeto dentro de uno de estos grupos con el menor número de variables posible. En nuestro caso, podremos clasificar cualquier balsa en función de sus características dentro del grupo que se encuentre más cercano a ella.

Como resultado de este análisis estadístico se establecieron dos grupos de balsas con las siguientes características:

- **Grupo 1:** Balsas asentadas sobre el terreno sin ninguna preparación previa, con una alta permeabilidad del recubrimiento de la balsa y sobre terreno de fácil accesibilidad.
- **Grupo 2:** Balsas implantadas en terrenos sin ninguna preparación, con una permeabilidad media del recubrimiento de la balsa, con una profundidad mayor de 1 m y situadas predominantemente en vaguada.

Dado que como se comentó anteriormente, el

proyecto de la OCDE considera que si la profundidad de la balsa es menor de 1 m, el desarrollo de la eutrofización está controlado por la luz y no por las sustancias nutritivas (fósforo y nitrógeno) que puedan existir en la balsa o en sus alrededores, es claro que el estudio se centre en las balsas del grupo 2.

Con el fin de escoger entre todas las balsas clasificadas dentro del grupo 2 la balsa de estudio en función de sus características, se ha tomado como parámetro de referencia la distancia de Mahalanobis de las balsas al centroide del grupo. Además, se ha tenido en cuenta el tipo de minería. De acuerdo con los criterios mencionados, se han seleccionado las balsas pertenecientes a las provincias de Valladolid (3), Cantabria (1), Palencia (1) y Madrid (3). Aunque todas ellas son representativas, se han escogido las ubicadas en las provincias de Valladolid y Madrid por poseer un mayor número de ellas.

La elección definitiva se ha llevado a cabo mediante la realización de los siguientes estudios complementarios:

- A) Estudio hidrogeológico de las dos zonas escogidas.
- B) Estudio de Evaluación del Impacto Ambiental de las mismas.
- C) Análisis químicos de las aguas de las balsas seleccionadas en base a los apartados A y B.

Una vez estudiado el emplazamiento hidrogeológico en ambos casos, se ha procedido a realizar el estudio de impacto ambiental agrupando las balsas de Madrid y Valladolid, respectivamente, ya que se encuentran muy cercanas unas de otras dentro de la provincia.

ESTUDIO DE EVALUACION DE IMPACTO AMBIENTAL

Se ha construido la matriz de impacto ambiental de Leopold considerando en las filas las actividades y sus posibles efectos y en las columnas las variables que pueden ser afectadas por dichas actividades.

Las actividades consideradas han sido las siguientes:

- A1) Existencia de escombreras en las cercanías: de 0 (ninguna) a 3 (muchas).

- A2) Generación de polvo por las industrias circundantes: De 0 (ninguno) a 3 (mucho).
- A3) Existencia de vertidos urbanos y/o industriales: De 0 (ninguno) a 3 (muchos).
- A4) Utilización del agua: De 0 (nula) a 3 (alta).
- A5) Ruidos generados por la industria o tráfico rodado: De 0 (nulos) a 3 (altos).
- A6) Uso/Explotación del acuífero sobre el que se sitúa la balsa: De 0 (no se utiliza) a 3 (riego y abastecimiento).
- A7) Actividad industrial: De 0 (nula) a 2 (importante).
- A8) Usos del terreno: De 0 (baldío) a 3 (agrícola).
- A9) Accesibilidad: De 1 (muy difícil) a 3 (fácil).

Las variables evaluadas han sido las siguientes:

- F1) Suelo.
- F2) Aguas superficiales.
- F3) Aguas subterráneas.

- F4) Cultivos.
- F5) Flora.
- F6) Fauna.
- F7) Paisaje.
- F8) Salud.
- F9) Población afectada.

Una vez completada la matriz de impacto, se ha calculado la media de todos los coeficientes de impacto para cada variable con el fin de obtener el denominado Coeficiente Medio de Impacto Ambiental (CM). A continuación, multiplicando cada CM por un Coeficiente de Ponderación o Peso (CP) específico para cada variable se calcula el impacto ambiental (IA) de todas las actividades sobre cada una de las variables. Por último, se suman todos los impactos ambientales obtenidos para calcular el Impacto Ambiental Total para el conjunto de balsas de cada provincia. Dicho parámetro final ha sido el utilizado para comparar y seleccionar entre las balsas de Valladolid y de Madrid.

Las matrices y sus resultados han sido los siguientes:

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9
A1	1	0	—	0	—	—	3	—	1
A2	0	0	—	1	1	1	2	1	1
A3	2	1	—	1	1	1	2	1	1
A4	0	2	0	1	—	—	—	1	—
A5	—	—	—	—	—	1	2	1	1
A6	—	0	0	—	—	—	—	—	1
A7	3	2	1	1	1	1	2	1	2
A8	3	3	3	—	3	—	—	—	2
A9	3	3	1	1	—	1	1	—	3
CP	1	2	2	1	1	1	1	1	2
CM... ..	1.7	1.4	1	0.8	1.5	1	2	1	1.5
IA	1.7	2.8	2	0.8	1.5	1	2	1	3
IA (total) = 15.8 MADRID									
	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9
A1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
A2	1	0	—	1	1	1	1	1	1
A3	—	—	—	—	—	—	—	—	—
A4	—	—	—	—	—	1	—	1	—
A5	—	—	—	—	—	—	—	—	1
A6	—	—	—	—	1	—	—	—	—
A7	—	1	1	1	1	1	1	—	0
A8	—	0	—	0	—	—	—	—	0
A9	—	1	1	1	—	—	—	—	—
CP	1	2	2	1	1	1	1	1	2
CM... ..	1	0.5	1	0.75	1	1	1	1	0.5
IA	1	1	2	0.75	1	1	1	1	1
IA (total) = 9.75 VALLADOLID									

Escogida la zona en función del mayor impacto, se procedió a visitar las balsas. Las dos balsas seleccionadas se encuentran situadas en el término municipal de San Martín de la Vega (Madrid) siendo identificadas respectivamente como «Isla del Herrero» y «Carretera».

Con el objeto de poder escoger la balsa definitiva de estudio se llevaron a cabo una serie de análisis químicos para determinar el contenido en PO_4^{3-} , NO_2 , NO_3 y NH_4 . Al no ser posible analizar el contenido en fósforo total, fue necesario estimarlo a partir de la relación existente entre

la concentración de ortofosfato y el fósforo total establecida por el proyecto de la OCDE (20 por 100 de ortofosfato corresponde a concentraciones menores o iguales a 10 mg/m³ en fósforo total y a más de 45 por 100 concentraciones superiores a 200 mg/m³).

Los resultados obtenidos en mg/l son los siguientes:

	Orto- fosfato	Nitrito	Nitrato	Amonio
Isla del Herrero.	1,19	0,13	24,6	0,67
Carretera	0,38	0,06	13,8	1,25

La concentración de fósforo total estimada para la balsa «Isla del Herrero» es de 2,38 mg/l y para «Carretera» de 0,76 mg/l, lo cual implica que se trata de balsas hiper-eutrofizadas con una probabilidad de 100 por 100 y 95 por 100, respectivamente.

Además, se ha de tener en cuenta que en la masa de agua la relación $[N_{\min}] / [P-PO_4^{3-}]$ sea mayor de 10, es decir, que la relación N-mineral / P-ortofosfato sea mayor de 10, dado que si es así, el ortofosfato controla la producción de biomasa vegetal y es por tanto, posible a priori, aplicar el modelo desarrollado por la OCDE que relaciona la concentración media anual de clorofila-a con la concentración media anual de fósforo total.

Se calcularon las relaciones para ambas balsas obteniéndose los siguientes resultados:

Isla Herrero

$$[N_{\min}] = [N-NO_3] + [N-NO_2] + [N-NH_4] = 25,26 \text{ mg/l}$$

$$[N_{\min}/P-PO_4^{3-}] = 25,26/1,19 = 21,2$$

Carretera

$$[N_{\min}] = [N-NO_3] + [N-NO_2] + [N-NH_4] = 15,11 \text{ mg/l}$$

$$[N_{\min}/P-PO_4^{3-}] = 15,11/0,38 = 39,8$$

donde $[N_{\min}]$ es el nitrógeno mineral, $[N-NO_2]$ el nitrógeno como nitrito, $[N-NO_3]$ el nitrógeno

como nitrato, $[N-NH_4]$ el nitrógeno orgánico soluble como amonio y $[P-PO_4^{3-}]$ el fósforo como ortofosfato.

Aunque ambas balsas presentan condiciones favorables para el desarrollo de la eutrofización y presentan la posibilidad de poder aplicar el modelo, se ha optado por la balsa «Isla del Herrero» por considerar que el impacto ambiental es mayor y la vulnerabilidad del acuífero frente a la contaminación es también mayor al estar más elevado el nivel freático por encontrarse más cerca del río Jarama.

CARACTERISTICAS GEOLOGICAS E HIDROGEOLOGICAS DE LA BALSA

La balsa se encuentra situada dentro de la hoja 582 (Getafe), escala 1:50.000 en la provincia de Madrid. La zona se haya inmersa dentro de la cuenca de Madrid que es una depresión tectónica colmatada con materiales terciarios detrítico-químicos de carácter continental de edad miocena media y superior. Concretamente la balsa se encuentra en la zona central de la cuenca en la que predominan materiales de tipo evaporítico en las cuales se encaja el río Jarama. Dentro de estas facies centrales pueden distinguirse: yesos masivos con intercalaciones de margas yesíferas y yesos laminares, margas calcáreas con yesos blancos pulverulentos y discordantes sobre estas últimas, arcillas, arenas y microconglomerados que hacia el techo pasan a gravas. Estas últimas unidades detríticas y carbonatadas en discordancia de carácter erosivo, afloran en la margen oriental izquierda del río Jarama, frente a San Martín de la Vega. Por último, hay que mencionar, los materiales cuaternarios detríticos de tipo aluvionar que rellenan el valle del río Jarama sobre los que se localiza la balsa estudiada. En concreto, la balsa «Isla del Herrero» se sitúa en la margen oriental del Jarama en el valle mismo en el cual existe un importante nivel de terrazas discordante sobre los materiales de las facies centrales que han sido erosionadas por el río. Se aprecian dos niveles de terrazas, el primero más antiguo a unos 12 m sobre el nivel del río, el segundo a una cota de 4 m y por último, la llanura de inundación actual del río. La litología de las terrazas está constituida fundamentalmente por arenas y gravas cuarcíticas con algunas pasadas de are-

nas más finas y lutitas. Las gravas no forman niveles continuos y se presentan como barras. Dado su escaso contenido en finos, su composición silíceo, su gran volumen y su facilidad de explotación, son excelentes e idóneas para su aprovechamiento como áridos en la construcción, lo que ha dado lugar a la existencia de gran número de graveras en la zona.

Desde el punto de vista hidrogeológico, las facies detríticas (arenas, gravas y microconglomerados) constituyen debido a su porosidad y permeabilidad y a su base impermeable de lutitas y margas, un acuífero de gran interés. Las facies carbonatadas al estar fisuradas y fracturadas configuran también buenos acuíferos pero con una menor capacidad que las facies detríticas. La zona de recarga de ambos acuíferos es la planicie o meseta denominada páramo o más concretamente calizas del páramo. El agua circula desde las calizas hacia el detrítico inferior, donde aflora justo en el contacto con las unidades lutíticas del techo del Mioceno, dando origen a varias fuentes.

Como se ha comentado, los materiales cuaternarios debido a su elevada permeabilidad (del orden de 100 m/día) son excelentes acuíferos. Su recarga procede de la precipitación, del río Jarama y de la escorrentía de los cerros de la margen izquierda del río, siendo estas últimas aguas portadoras de grandes cantidades de sales en disolución (principalmente yesos).

Debido a su gran superficie y permeabilidad, estos acuíferos cuaternarios son muy vulnerables a la contaminación por vertidos de cualquier origen.

DESCRIPCION DE LA BALSA

Su superficie total es de aproximadamente 0,03 km². Como puede observarse en la figura 2, está dividida en dos lóbulos, uno más cercano al río Jarama (lóbulo inferior) y otro más alejado (lóbulo superior). La longitud aproximada entre los dos lóbulos es de 600 m y la anchura de orilla a orilla de 50 m. La profundidad media es de 4 m, siendo el lóbulo inferior el de mayor profundidad (ver figura 3). En sus orillas existen macrofitas, fundamentalmente cañaverales. El agua en las orillas es de color verdoso y sus

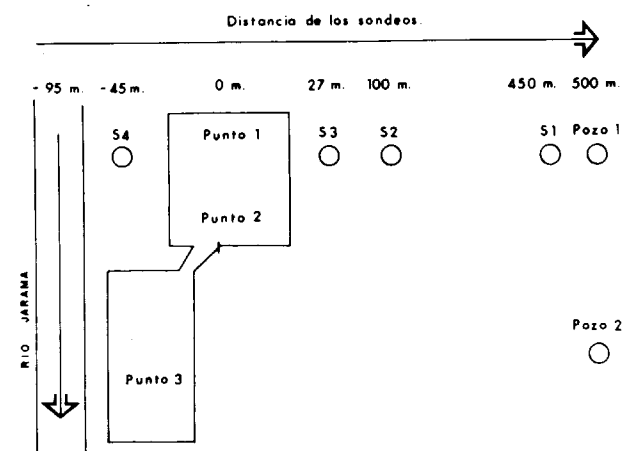


Figura 2.—Localización de los sondeos y puntos de muestreo.

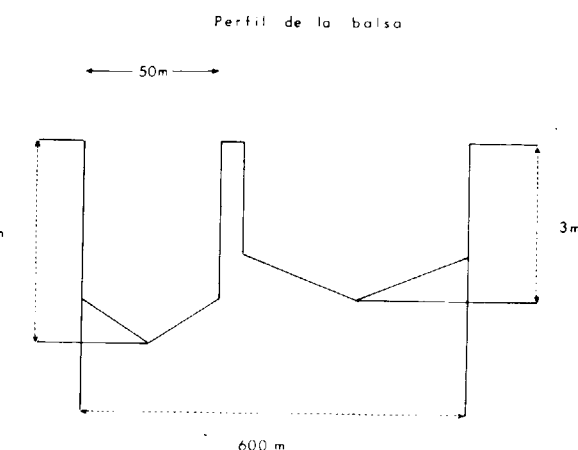


Figura 3.—Perfil de la balsa (escala vertical ampliada).

sedimentos al extraerlos presentaban un fuerte olor a SH₂, signos evidentes de la existencia de eutrofización. Sus aguas se emplean para regar las tierras circundantes.

Una vez seleccionada y conocidas las características generales de la balsa, se ha procedido a estudiar los procesos que tienen lugar en la misma debidos a la eutrofización. Para ello, se han llevado a cabo diversas campañas de muestreo, cuyos resultados nos han permitido establecer un modelo matemático que describa lo mejor posible y con el menor número de variables, el desarrollo del proceso.

TABLA 1

Campaña	Naturaleza	pH	Con.	Cl	SO4	HCO3	NO3	Na	Mg	CA	K	NO2	NH4	P2O5	SiO2	Fe	Mn	Al	Mo	N _t	P _t
PRIMAVERA.	Pozo 1	7,5	4000	189	1500	269	50	393	113	266	9	0	0,1	< 0,05	21,5	0,07	0,03	0,10	0,04	13,43	0,07
	Pozo 2	7,3	4290	175	1920	262	40	523	130	303	14	0	0,0	0,12	26,5	0,07	0,02	0,32	0,03	14,59	0,00
	Balsa (1)	7,8	2130	159	760	239	24	208	65	205	8	2	1,3	0,06	0,7	0,06	0,17	0,00	0,01	4,60	0,56
	Balsa (2)	7,8	2240	162	840	222	24	195	75	198	8	2	1,4	0,08	2,5	0,10	0,13	0,00	0,01	5,46	0,39
	Balsa (3)	7,9	2260	164	890	187	14	244	74	174	10	1	1,3	0,09	0,9	0,02	0,10	0,00	0,01	4,74	0,15
	Sondeo 1	7,4	3580	213	1452	243	58	461	127	280	15	1	0,2	0,33	22,2	1,44	0,08	1,80	0,60	15,51	0,19
VERANO	Sondeo 2	7,4	3380	222	1467	282	52	361	129	337	0	0	0,2	0,26	17,1	1,40	0,08	3,47	0,50	12,14	0,10
	Sondeo 3	7,5	3800	213	1452	236	56	427	117	280	10	0	0,2	0,23	22,2	0,28	0,02	2,24	3,00	12,98	0,08
	Sondeo 4	8,4	884	83	156	176	50	93	18	78	10	0	0,5	1,20	19,8	0,09	0,01	0,00	0,50	12,00	1,14
	Pozo 1	7,7	3340	195	1550	230	50	359	119	296	10	0	0,2	0,17	28,0	0,04	0,00	0,70	0,70	12,16	0,03
	Balsa (1)	7,6	2250	153	868	289	32	223	79	242	10	0	0,2	0,55	21,7	0,03	0,01	0,50	0,50	7,61	0,29
	Río	7,3	953	83	184	190	132	112	22	65	11	45	7,2	9,20	19,3	0,90	0,10	0,00	0,50	16,79	5,50
	Sondeo 1	7,3	3520	193	1525	243	72	419	112	262	11	0	0,0	0,78	24,9	0,11	0,07	0,50	1,00	14,89	2,61
	Sondeo 2	7,1	3270	181	1450	310	33	360	102	290	9	0	0,0	0,47	16,6	0,10	0,37	0,00	0,50	7,91	0,92
	Sondeo 3	7,4	3530	182	1500	259	60	398	107	260	8	0	0,0	0,25	20,2	0,17	0,03	0,00	0,50	13,20	2,14
	Sondeo 4	7,2	864	70	133	239	30	82	20	83	9	0	0,0	1,34	19,9	0,16	0,28	0,00	0,80	7,87	2,75
Pozo 1	7,4	3462	189	1550	278	44	420	112	272	11	0	0,0	0,12	26,9	0,10	0,05	0,00	0,70	10,32	0,04	
OTOÑO	Balsa (1)	7,4	2060	130	795	356	39	202	71	246	9	0	0,0	0,58	20,0	0,24	0,18	0,00	0,50	7,56	0,88
	Balsa (2)	7,8	2030	136	820	334	19	219	80	232	10	0	0,0	0,17	15,3	0,08	0,03	0,00	0,50	4,22	0,76
	Río	7,5	1050	82	203	239	72	102	32	90	12	0	0,1	4,40	18,8	0,16	0,14	0,00	1,00	8,02	9,68

(*) Realizados en los laboratorios del ITGE.

CAMPAÑAS DE MUESTREO

Para la realización de los muestreos se ha utilizado el siguiente material:

- *Disco de Secchi.*—Es un disco de 20 cm de diámetro dividido en varios sectores pintados alternativamente de blanco y negro que sirve para medir la transparencia del agua. Está fabricado en un material pesado que permite hundirlo en el agua.
- *Botella Rütger.*—Se emplea como tomamuestras de agua. Se ha utilizado en el muestreo de aguas profundas.
- *Taladro manual.*—Permite realizar pequeñas perforaciones con extracción de muestra de sedimentos.

No ha resultado recomendable para conseguir

muestras de fondo de balsa, ya que al tener agua los sedimentos, se perdía gran cantidad de muestra durante la extracción.

Las campañas de muestreo llevadas a cabo durante el año 1992, así como los parámetros analizados se detallan a continuación:

A) Agua

1) *Análisis químicos* (*). Tabla 1

Todos los parámetros están dados en mg/l a excepción del pH, y la conductividad (micro-S/cm). El fosfato que originariamente venía dado como P₂O₅ se ha transformado a fósforo total por la relación estequiométrica.

2) *Análisis bio-químicos* (**). Tabla 2.

TABLA 2

Campaña	Naturaleza	DQO		DBO ₅	CLOROFILA-A		FITOPLANCTON	
		mg de O ₂ /l			(mg/m ³)	Algas Totales	Grupo	
ABRIL	Pozo 1	432	< 2		5,81	14520 ± 175	Diatomeas 48,5 % Cianofíceas 30,0 % Clorofíceas 21,5 %	
	Balsa (1)	396	< 2		7,41			
	Balsa (2)	443	20		11,10			
JUNIO	Pozo 1		< 2			< 300	Ausencia de Diatomeas y presencia escasa de Cianofíceas	
	Pozo 2		< 2			< 300		
JULIO	Sondeo 1		< 2				Diatomeas 37,5 % Cianofíceas 33,5 % Dinoflagelados 22,0 %	
	Sondeo 2		8					
	Sondeo 3		10					
	Sondeo 4		< 2			< 450		
	Pozo 1		< 2			< 450		
	Balsa (1)		< 2		2,96	1100 ± 75		
OCTUBRE	Sondeo 1		< 2				Diatomeas 70,5 % Cianofíceas 15,5 %	
	Sondeo 2		< 2					
	Sondeo 3		< 2					
	Sondeo 4		< 2					
	Pozo 1		< 2					
	Balsa (1)		< 2		0,23	400 ± 10		
	Balsa (2)		< 2		2,94			

(**) Efectuados en los laboratorios del Centro de Estudios Universitarios (CEU).

La DQO se ha medido como oxidabilidad al MnO_4K .

3) Determinaciones fisico-químicas en la balsa (***)

Campaña	Temperatura " C	Profundidad media (m)	Transparencia media disco Secchi (cm)
PRIMAVERA. .	17	2.1 (+)	23.4 (+)
VERANO . . .	20	2.2 (++)	32.7 (++)

(+) Se tomaron medidas en cuatro puntos.

(++) Se midió en tres puntos.

(***) Medidas tomadas *in situ* por DIMASA.

B) Sedimentos

Se ha determinado el contenido de las formas adsorbibles de Fe, Mn y Al. Además, se ha estimado la capacidad de adsorción de los fosfatos (PAC) (REDSHAW, C. J. et al., 1990) que indica el grado en que, una vez precipitado el fosfato mediante algún procedimiento, éste no se vuelve a redisolverse en función de la composición de los sedimentos, es decir, de su capacidad de retención. Los resultados se comentan en un apartado posterior.

La PAC de la balsa se sitúa alrededor del 25 por 100, es decir, por cada 100 g de fosfato precipitados, 25 g se adsorberían en los sedimentos y el resto volverían a redisolverse.

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

1. Descripción de los datos en función de la distancia

La descripción de los distintos parámetros se ha realizado agrupándolos en dos grupos: inorgánicos (Cl, SO_4 , HCO_3 , CO_3 , Na, Mg, Ca, Fe, Mn, Mo, pH y conductividad) y orgánicos (DQO, DBO₅ y todos aquellos que tienen relación con el desarrollo de la materia orgánica como son: NO_3 , NO_2 , NH_4 , PO_4 , nitrógeno total y fósforo total).

En general, la concentración de los parámetros inorgánicos disminuye desde el río hasta las in-

mediaciones de la balsa, aumenta a partir de ésta hasta los 50 m (sondeo 3) en dirección a la carretera y después permanece prácticamente constante.

Los parámetros orgánicos siguen un patrón diferente. El punto de mayor concentración es el río. A partir de él, la concentración disminuye rápidamente hasta llegar aproximadamente a los 50 m de la balsa, estabilizándose a partir de esta distancia. Los nitratos, nitritos y amonio presentan una tendencia descendente desde el río hasta la balsa. Los nitratos aumentan ligeramente a partir de la balsa y permanecen constantes posteriormente. Los nitritos y el amonio pasan de tener una concentración máxima en el río a una concentración casi nula a partir del sondeo 4. Los fosfatos y el fósforo total también muestran una tendencia descendente desde el río a la balsa.

En el caso de los compuestos inorgánicos su comportamiento se debe a que el terreno que media entre el río y la balsa está constituido por arenas lavadas y se comporta como un filtro que retiene las sales. Al alejarnos de esta zona, el terreno cambia de forma que las sales se van disolviendo dando lugar a un aumento rápido de su concentración en las aguas subterráneas hasta alcanzar el equilibrio con el terreno.

2. Análisis por componentes principales (PCA)

Con el objeto de facilitar la descripción del conjunto de los datos recopilados (río Jarama, balsa, sondeos y pozos) se ha realizado un PCA del conjunto de la mayoría de las variables medidas y que pueden caracterizar la hidroquímica del terreno y de las diversas fuentes de nutrientes.

En la figura 4 se representan las coordenadas de los puntos de muestreo en el espacio definido por las dos primeras componentes principales. En ella se observa el «Efecto Guttman» o distribución característica de aquellas propiedades que varían en función de la distancia. La proyección de los puntos de muestreo sobre la primera componente principal (PC-1) muestra la ordenación según distancias que se ha descrito anteriormente. Río / S4 / Balsa / S3, S2, S1 / Pozo.

La PC-1 está relacionada con todos los parámetros inorgánicos y con las distintas formas del fósforo. La nueva variable PC-1 describe

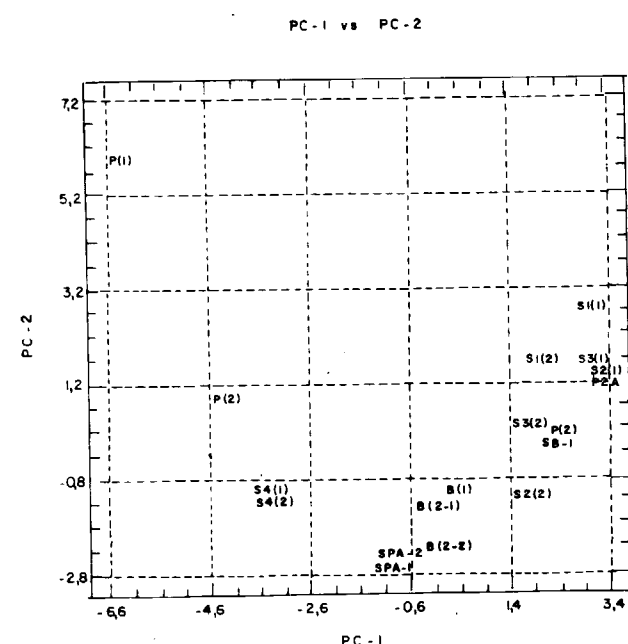


Figura 4.—Distribución de los puntos de muestreo.

aquellos puntos de muestreo donde predomina lo orgánico o lo inorgánico con participación del ion amonio. Las formas del nitrógeno y nitrógeno total se reparten entre las combinaciones lineales de PC-1 y PC-2.

La PC-2 está definida por el Fe, el pH, el NO_3 y el nitrógeno total. No obstante, los coeficientes de correlación no son muy altos por lo que ha sido necesario llevar a cabo un Análisis Factorial (FA) para aclarar el papel de los parámetros que en principio definen el PC-2.

En la figura 5 aparecen los pesos de las dos primeras combinaciones lineales que dan la interpretación de PC-1 y PC-2. La matriz de correlaciones de las variables con los cuatro primeros componentes principales considerados indica que las variables inorgánicas (Cl, SO_4 , Na, Mg, Ca y conductividad) están fuertemente asociadas a PC-1, mientras que las variables que pueden generar directamente materia orgánica se reparten entre los dos ejes, siendo el fósforo total y el fosfato las que se encuentran en mayor grado asociadas con PC-1. El Al se encuentra parcialmente correlacionado con PC-1.

La contribución de las variables a PC-2 está com-

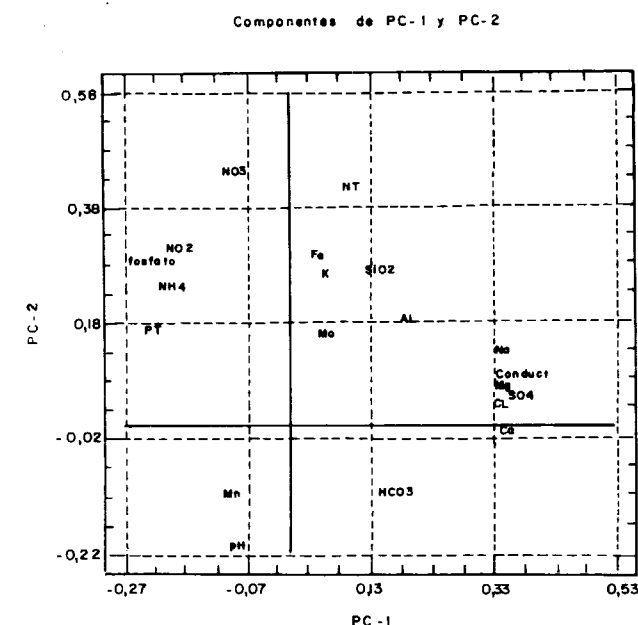


Figura 5.—Pesos de las combinaciones lineales PC-1 y PC-2.

puesta principalmente por las formas del nitrógeno (NO_3 , NO_2 y NH_4), nitrógeno total, K y Fe. Para PC-3 las variables principales son HCO_3 , pH y Mn. El pH actúa sobre las concentraciones en disolución del HCO_3 y del Mn. Las contribuciones a PC-4 son obviamente las más difusas aunque cabe destacar al SiO_2 , Fe y NH_4 .

3. Análisis Factorial (FA)

Dado que la interpretación del comportamiento de las sustancias que juegan un papel primordial en el desarrollo de la eutrofización es confusa debido a que su contribución se reparte entre varios ejes, se ha considerado que el FA con rotación varimax podía aclarar la interpretación de los ejes. En la figura 6 se observa que la distribución de los puntos de muestreo ha variado pero sigue conservando cierta tendencia parabólica, excepto el punto R(1) que se comporta de forma distinta del resto y que se explica por su elevada cantidad de nitritos.

La tabla adjunta resume las correlaciones de las variables en los modelos de PCA y FA a modo de comparación.

Variab.	PCA				FA			
	PC-1	PC-2	PC-3	PC-4	F-1	F-2	F-3	F-4
P. TOTAL . .	-.6723	.3640	-.3417	.2344	-.7116	.2847	.3475	.2188
N. TOTAL . .	.2578	.8697	.1347	.1529	.3159	.5097	.6974	-.1353
PO ₄	-.7469	.6074	-.1624	-.1624	-.6489	.6670	.2729	.1168
NO ₃	-.2970	.9118	-.0138	.0222	-.1844	.7576	.5599	.0006
NO ₂	-.5609	.6308	.0902	-.3699	-.3321	.8634	.0316	-.0181
NH ₄	-.6009	.5044	.2252	-.4559	-.3369	.8505	-.1436	-.1295
Fe1132	.6132	.0643	-.4675	.3214	.7038	.0731	.0849
Mn	-.2977	-.2534	-.6794	-.4042	-.2978	.0255	-.3870	.7340
pH	-.2649	-.4486	.7741	.2000	-.2329	-.2552	-.3322	-.8251

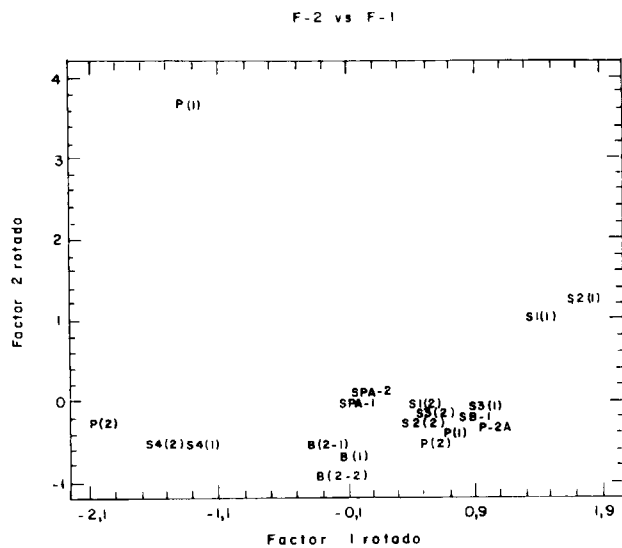


Figura 6.—Distribución de los puntos de muestreo tras FA (Varimax).

El papel que juega el fósforo total se ha visto reforzado en el primer factor. Sin embargo, el fosfato sigue repartido entre los dos factores. Las formas del nitrógeno se han visto reforzadas en el segundo factor, aunque el papel del nitrato haya disminuido. Según lo expuesto se puede deducir que:

- El PC-1 clasifica aquellos puntos del muestreo donde predomina lo inorgánico sobre lo orgánico. Se podría denominar factor inorgánico.
- El PC-2 indica el predominio de las formas de nitrógeno (con especial importancia en ambientes reductores) y el Fe en disolución.

- El PC-3 define el contenido en nitrógeno total, SiO₂ y K.
- El PC-4 se refiere el pH y lleva asociados aquellos iones que dependen de éste (Mn y HCO₃).

La distribución completa de los pesos de F-1 y F-2 aparece en la figura 7.

CONSTRUCCION Y DESCRIPCION DEL MODELO DE EUTROFIZACION

Para la construcción del modelo ha sido necesario relacionar las diferentes variables medidas con la concentración de clorofila-a en las aguas, parámetro generalmente reconocido como índice del desarrollo vegetal. Para ello se ha utilizado la Correlación Canónica (CC) (JOBSON, J. D., 1992) que permite construir combinaciones lineales de dos conjuntos de variables independientes y dependientes y maximiza la correlación entre ellas.

Con el objeto de construir el mejor modelo de relación entre variables predictoras empleando el menor número de éstas, se han ensayado diversos modelos. De todos ellos, el que mejores resultados ha proporcionado es aquel en el que intervienen los *nitratos, fosfatos, amonio y la relación Mn/Fe* como se detalla a continuación:

N.	Eigenvalue	Canonical Wilks	Chi-Square
1	.9996	.9998	15.526
		D.F.	Sign. Level
		4	.0037

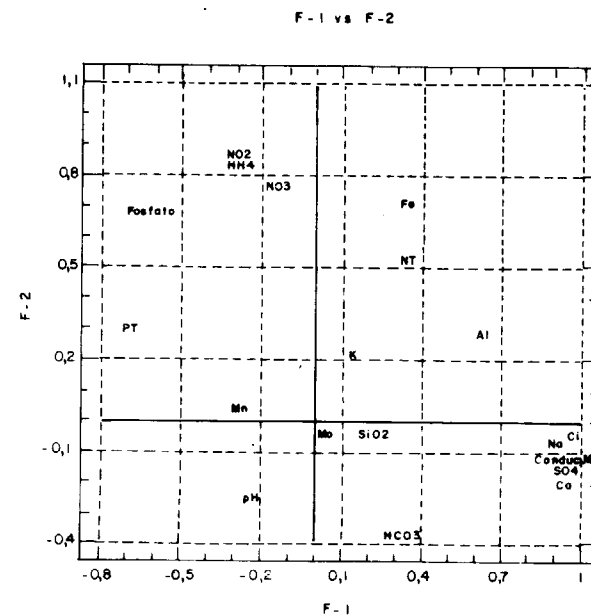


Figura 7.—Pesos de Factor 1vs Factor 2.

Coefficientes para las variables canónicas del primer conjunto:

Nitrato	Fosfato	NH ₄	MN/Fe
-0.50088	0.30101	1.45522	-0.82897

Se observa que el signo de los pesos es negativo para los nitratos y positivo para los fosfatos. El signo negativo de los nitratos no implica, como se podría suponer, que su presencia frene el crecimiento de la masa vegetal sino que a bajas concentraciones de clorofila-a el nitrógeno tiene mayor predominio que cuando la concentración de clorofila-a es alta. Cuando esto se cumple, el fosfato y el amonio (que sólo existen en condiciones reductoras de falta de oxígeno) son las formas predominantes y ello ocurre cuando el grado de eutrofización es elevado.

Por otro lado, a medida que aumenta la concentración de clorofila-a (mayor eutrofización), se incrementa la concentración en disolución del amonio. Asimismo, cuando aumentan las condiciones reductoras del medio (concentración en clorofila-a), se liberan de los sedimentos parte del Mn y del Fe. La concentración de Mn en disolución aumenta a partir de 2 mg/m³ de clorofila-a. El Fe en disolución sufre dos procesos, primero disminuye hasta una concentración de

clorofila-a de 6 mg/m³, y a partir de este valor aumenta su concentración.

El modelo obtenido es el siguiente:

$$CHL-A = 5.075 + 3.868 * VC$$

donde CHL-A es la clorofila-a y VC la variable canónica de las variables independientes calculada según la siguiente fórmula:

$$VC = -0.501 * NO_3 + 0.301 * PO_4 - 0.828 * [Mn/Fe] + 1.455 * NH_4$$

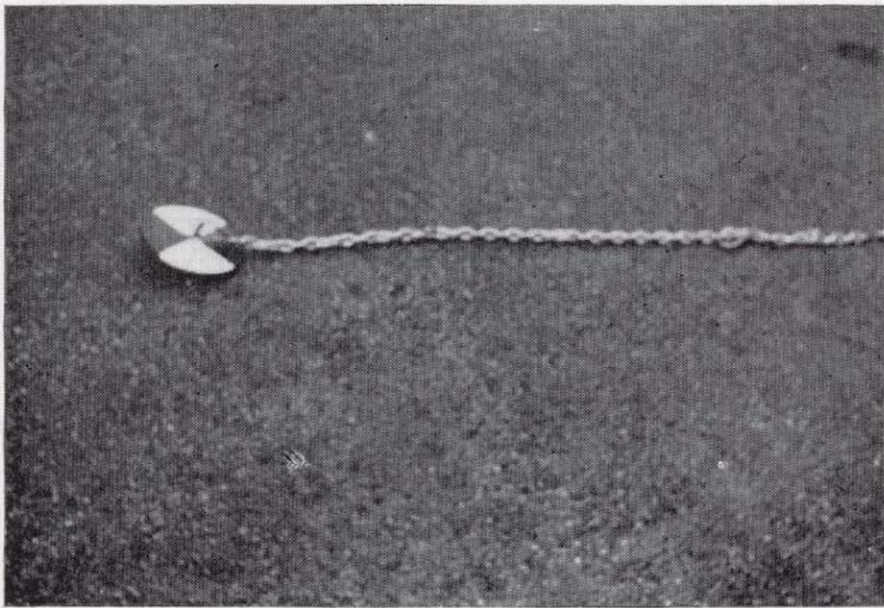
En concreto, el modelo de eutrofización construido es aquel en que las variables que participan explican la mayor parte de la variabilidad de la clorofila, y en consecuencia, para producir cualquier variación sobre la concentración de clorofila será necesario actuar sobre estas variables.

CONSTITUYENTES DEL FOSFORO Y DEL NITROGENO TOTAL

Además de intentar determinar cuál es el papel que desempeñan cada uno de los parámetros del modelo, es necesario conocer las formas predominantes del fósforo y del nitrógeno en disolución. Con este fin, se ha aplicado la regresión SMLR (Stepwise Multivariate Regression) (JOBSON, J. D., 1992).

En el caso del nitrógeno se han considerado los nitratos, nitritos y amonio. Las variables se han tratado mediante el proceso de selección hacia adelante (forward) y hacia atrás (backward) con y sin término independiente. El modelo más óptimo logrado es el de regresión hacia atrás sin término independiente dado que su F-regresión es la más alta. Ello implica que en la composición del nitrógeno total entran las tres formas del nitrógeno más comunes y, asimismo, se confirma el papel de los nitratos y del amonio en el modelo de eutrofización construido.

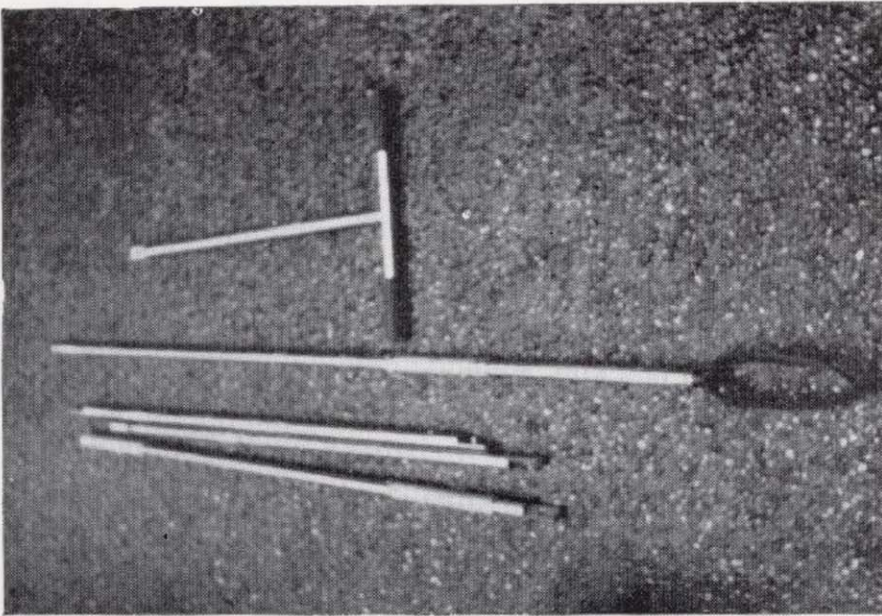
Para intentar determinar cuáles son las especies del fósforo presentes en disolución se han tenido en cuenta los fosfatos, Ca y Fe dado que existe un equilibrio entre las formas solubles del



Disco de Secchi.



Botella Rütger.



Tomamuestras manual.



Vista de la balsa, en la que se aprecia la existencia de macrofitas.

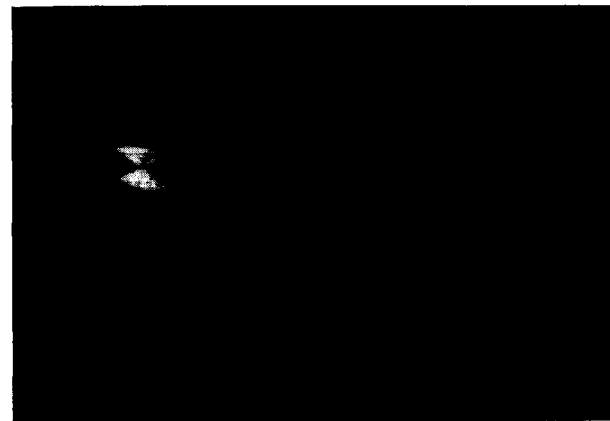
fósforo y estos cationes. Los resultados obtenidos después de aplicar la SMLR confirman que la concentración de fósforo total en disolución depende de la concentración de Ca y $Fe(2+)$ en disolución, es decir, el 93 por 100 de la variabilidad de las formas solubles del fósforo dependen de la concentración de estos dos cationes.

Por lo tanto, la precipitación de los fosfatos mediante la adición de Ca o $Fe(2+)$ es el tratamiento más apropiado para el control de la eutrofización.

INFLUENCIA DE LOS SEDIMENTOS EN EL EQUILIBRIO DE LOS FOSFATOS

Como ya se ha comentado, los sedimentos juegan un papel muy importante en los procesos de eutrofización puesto que pueden actuar como liberadores de materias nutritivas (si las condiciones de la masa de agua son anóxicas) o por el contrario, pueden almacenarlas mediante la precipitación previa (esto ocurre en condiciones de buena oxigenación).

La fuerte relación existente en la balsa entre fosfatos, Ca y Fe y la PAC hacen aconsejable un tratamiento consistente en mantener baja la tem-



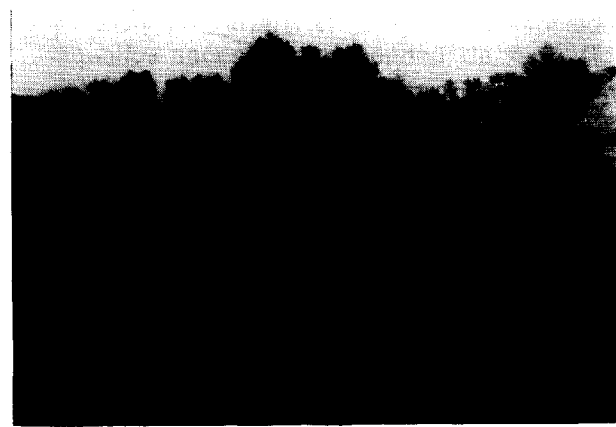
Disco de Secchi.



Botella Rütger.



Tomamuestras manual.



Vista de la balsa, en la que se aprecia la existencia de macrofitas.

fósforo y estos cationes. Los resultados obtenidos después de aplicar la SMLR confirman que la concentración de fósforo total en disolución depende de la concentración de Ca y Fe(2+) en disolución, es decir, el 93 por 100 de la variabilidad de las formas solubles del fósforo dependen de la concentración de estos dos cationes.

Por lo tanto, la precipitación de los fosfatos mediante la adición de Ca o Fe(2+) es el tratamiento más apropiado para el control de la eutrofización.

INFLUENCIA DE LOS SEDIMENTOS EN EL EQUILIBRIO DE LOS FOSFATOS

Como ya se ha comentado, los sedimentos juegan un papel muy importante en los procesos de eutrofización puesto que pueden actuar como liberadores de materias nutritivas (si las condiciones de la masa de agua son anóxicas) o por el contrario, pueden almacenarlas mediante la precipitación previa (esto ocurre en condiciones de buena oxigenación).

La fuerte relación existente en la balsa entre fosfatos, Ca y Fe y la PAC hacen aconsejable un tratamiento consistente en mantener baja la tem-

peratura, un pH bajo, conseguir un alto contenido en oxígeno, aumentar el contenido en Fe de los sedimentos y precipitar el fosfato mediante la adición de Fe (ferroso o férrico) junto a una sal de Ca (Co₃Ca). Todo ello es fácil dado que la balsa tiene un tamaño reducido, el régimen de vientos en la zona es bastante fuerte (aireación), existe renovación de las aguas por la lluvia, el flujo del río y el riego y el tratamiento puede llevarse a cabo en invierno (baja temperatura).

VARIACION DEL FITOPLANCTON

Cuando tienen lugar procesos de eutrofización en una masa de agua, suelen producirse una serie de cambios en la composición del fitoplancton. En el paso de un estado oligotrófico a otro eutrófico se sustituyen especies propias de un estado por otro y además disminuye el número de especies existentes en el agua.

Los análisis de fitoplancton realizados corresponden al período de un año, lo que hace imposible conocer los cambios acaecidos en el pasado en relación a la situación actual. No obstante, es posible determinar qué especies predominan y su relación con el nivel trófico de la balsa.

Se ha demostrado experimentalmente que altas relaciones de Ntotal/Ptotal favorecen el desarrollo de clorofitas (algas que no fijan el nitrógeno) y que bajas relaciones favorecen a las cianofíceas (algas que fijan el nitrógeno). Además, se ha comprobado que en aguas eutróficas predominan las diatomeas (BARICA, J., 1990; DE BERNARDI, R., et al., 1990) y que estas algas pueden acelerar los procesos de precipitación de los fosfatos en disolución (OCDE, 1982).

En la figura 8 se muestra la distribución de los principales grupos de algas durante las distintas épocas del año en la balsa de estudio. En ella se observa que predominan las diatomeas seguidas por las cianofíceas. Las diatomeas alcanzan su máximo desarrollo en otoño y su presencia indica la existencia de eutrofización. A su vez, la presencia de cianofíceas implica que la relación Ntotal/Ptotal es relativamente baja.

Según lo expuesto, si se decide iniciar un tratamiento de reducción de los fosfatos en la balsa,

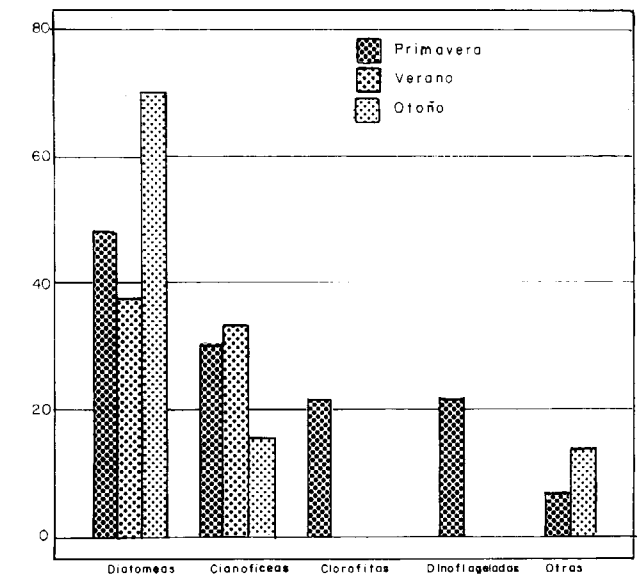


Figura 8.—Distribución de los principales grupos de algas.

dado que las diatomeas son el grupo más abundante, se considera recomendable aplicarlo durante los meses de otoño.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Las consecuencias de la eutrofización sobre las aguas superficiales son varias y muy bien conocidas. Los efectos más destacados que se han observado y comprobado en la balsa estudiada son: el aumento de la concentración de amoníaco, el aumento de las concentraciones de Fe y Mn por disolución a partir de los sedimentos y el gran desarrollo de las algas.

El único factor que puede influir negativamente en la composición de las aguas subterráneas por infiltración es el incremento de las concentraciones de Fe y Mn ya que el amonio se oxidaría al salirse del ambiente biológico reductor que constituye la balsa.

Asimismo, se ha demostrado que la principal fuente de nitrógeno en las aguas subterráneas no es la balsa sino el río, dado que la concentración de nitrógeno en disolución en la balsa no puede ser alta debido a la presencia observada de cianofíceas, las cuales fijan el nitrógeno como nitrógeno orgánico.

Se ha comprobado que los sedimentos juegan un papel importante según su composición química y su PAC cuando se actúa contra las sustancias nutritivas mediante precipitación.

Es conveniente realizar un análisis del fitoplankton para determinar en qué época del año las diatomeas son más abundantes puesto que éstas pueden acelerar la precipitación de los fosfatos.

Por tanto, de acuerdo con los resultados obtenidos se recomienda:

- Llevar a cabo la precipitación de fosfatos mediante sales de hierro y la adición de CO_2 Ca.
- Iniciar el tratamiento durante los meses de otoño-invierno.
- Proceder al sembrado de diatomeas como tratamiento biológico si éstas no existen o su concentración es escasa.

REFERENCIAS

BARICA, J. (1990): *Seasonal variability of N:P ratios in eutrophic lakes*. Hydrobiologia, vol. 191, 97-103.

DE BERNARDI, R.; GIUSSANI, G.; MANCA, M., y RUGGIU, D. (1990): *Trophic status and the pelagic system in Lago Maggiore*. Hydrobiologia, vol. 191, 18.

ITGE: *Inventario Nacional de Balsas y Escombreras*. Realizado por provincias. 1985-1989.

ITGE (1976): *Mapa de vulnerabilidad a la contaminación de los mantos acuíferos de la España peninsular, Baleares y Canarias*.

JOBSON, J. D. (1992): *Applied Multivariate Data Analysis*. Vol. II: *Categorical and Multivariate Methods*. Springer Text in Statistics.

OCDE (1982): *Eutrophisation des eaux: methodes de surveillance, d'évaluation et de lutte*.

REDSHAW, C. J.; MASON, C. F.; HAYES, C. R., ROBERTS, R. D. (1990): *Factors influencing phosphate exchange across the sediment-water interface of eutrophic reservoirs*. Hydrobiologia, 192 (2-3), 233-254.

Original recibido: Agosto de 1993.
Original aceptado: Septiembre de 1993.

ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES

Clasificación de la arenisca de Villamayor (Salamanca) por sus características tecnológicas y estructura interna.

Por J. SAAVEDRA (*), F. MADRUGA (**), y M. T. MARTIN PATINO (***)

RESUMEN

La arenisca de Villamayor se ha caracterizado por sus propiedades físico-mecánicas. Entre los ensayos realizados, el de absorción de agua a corto tiempo (que se propone en este trabajo) permite evaluar de una manera global la calidad de la arenisca. Las propiedades físico-mecánicas variables se agrupan en dos tipos extremos (tipos F y G) con rasgos determinados y un tercer grupo con características intermedias entre estos dos tipos (tipo M). La estructura interna de esta piedra puede explicar estos resultados.

Palabras clave: Arenisca, Calidad, Alteración, Ensayos tecnológicos.

ABSTRACT

The Villamayor sandstone has been characterized by its physic-mechanical properties. Between the several tests used in this work, the absorption of water at low time (which is proposed here) allows to evaluate the stone quality. The variable physic-mechanical properties are grouped in two extreme types (F and G), with determinated features, and a third group with intermediate characteristics (M). These results could be explained by the interne structure of this stone.

Key words: Sandstone, Quality, Alteration, Technological test.

INTRODUCCION

La arenisca de Villamayor como elemento de construcción tiene un interés restringido a Castilla-León, con mayor incidencia en Salamanca, en la que es esencial en la construcción de sus monumentos históricos. En la actualidad sigue siendo material preferente en la edificación.

Procede de yacimientos localizados en lugares muy concretos próximos a la ciudad de Salamanca.

Se caracteriza en su uso por las diferencias en resistencia que presenta en función del grado de humedad. La piedra fresca de cantera casi sa-

turada de agua se talla con gran facilidad y se hace más dura al secarse.

Es habitual determinar la validez de los materiales de construcción por los ensayos físico-mecánicos normalizados. Si los resultados de estos ensayos realizados con areniscas se valorasen siguiendo los criterios actualmente utilizados para ese fin, las calificarían como de mala calidad, y en tal caso se desaconsejaría su empleo. Sin embargo estos criterios no son válidos cuando se trata de esta piedra, sus características la hacen diferente. El conjunto histórico-artístico de Salamanca, construido con esta piedra, en general sorprende al visitante por su excelente estado de conservación.

ANTECEDENTES

Han sido numerosos los investigadores que en los últimos años han dedicado parte de su es-

(*) Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología, CSIC. Apartado 257. Salamanca.

(**) Euroconsult. Consejería de Fomento. Junta de Castilla y León. Salamanca.

(***) CSIC. Facultad de Ciencias. UAM. Cantoblanco. Madrid.

tudio a la problemática de la piedra de Villamayor.

En 1984 cinco artículos, en los que intervienen; ARRIBAS et al., HERNANDEZ et al., ORDAZ et al., VICENTE et al. y OTEO et al. son recopilados en una monografía, «Estudio sobre las alteraciones y tratamiento en la piedra de Villamayor», publicada por la Caja de Ahorros y M. P. de Salamanca. En ella dan un panorama bastante completo en cuanto al contexto geológico, naturaleza y características físicas, así como formas y causas de deterioro de esta piedra. Algunos recomiendan un método de restauración basado en productos orgánicos. Esta publicación recoge también la bibliografía más relevante sobre el tema.

El informe emitido en 1984 por expertos del Consejo de Europa, a solicitud del Excmo. Ayuntamiento de Salamanca, intenta dar una visión de conjunto de los problemas y esboza algunas líneas de orientación y recomendaciones para proseguir el trabajo científico (ARNOLD, 1984).

VICENTE y BRUFAU (1986) diferencian dos tipos de alteración, una de ellas se da allí donde existe un buen drenaje y la humedad no dura mucho más que el tiempo que recibe el agua de lluvia, el otro tipo de alteración lo observan en zonas donde las condiciones de humedad son constantes.

BLANCO (1989) dice que la arenización es la manifestación más evidente de la alteración ambiental de la piedra de Villamayor, que explica en dos procesos diferentes.

MEGIAS et al. (1989) estudian la influencia de la humedad en la resistencia de esta arenisca.

En el «Symposium Europea Science Technology and Europea Cultural Heritage», celebrado en Bolonia (Italia), en 1989, hubo diferentes autores que presentaron su contribución al estudio de este material.

La piedra de Villamayor queda caracterizada como una arenisca compuesta de sedimentos arcóscicos depositados en condiciones fluviales de escaso dinamismo. Una matriz de arcillas, illita, clorita, esmectita y palygorskita une los granos minoritario (granate, epidota, andalucita, turmalina, rutilo, óxido de Fe y en algunos casos calcita).

No es normal encontrar en el ámbito europeo

rocas de estas características que se utilicen como material de construcción (LEMAIRE y DESCAMPS, 1987).

Son menos frecuentes en la bibliografía las referencias a la estructura interna, entendiéndose como tal los componentes minerales y su distribución en el espacio, sus variaciones y relación con el comportamiento como material de construcción.

Si se llega a un entendimiento entre estructura y características físico-mecánicas, objetivo de este estudio, creemos poder estar en mejores condiciones para conocer las posteriores modificaciones que ha de sufrir por deterioro en el edificio y sus posibles tratamientos.

MATERIAL Y METODOS EXPERIMENTALES

Canteros Pascual proporcionaron las areniscas que en cantidades importantes se necesitaban para este estudio. Proceden todas de las canteras de Villamayor que en ese momento estaban en explotación, destinadas a la construcción y con diferentes calidades comerciales.

En diferentes ensayos previos, sobre más de un centenar de estas muestras se llegó a la conclusión de que los distintos comportamientos de esta piedra tenían fiel reflejo en los resultados de la absorción de agua a diez minutos (MADRUGA et al., 1989; MADRUGA, en preparación). Estos resultados obtenidos al determinar la humedad de una probeta mantenida en agua este tiempo, respecto al peso inicial de la probeta seca a $60 \pm 2^\circ \text{C}$, se agrupaban en tres categorías de valores, quedando el total de las muestras clasificadas en otros tantos grupos que se denominarán como F, M, G. De todas ellas se seleccionaron para este estudio nueve muestras enumeradas del 1 al 9, tres de cada uno de dichos grupos.

Las técnicas empleadas han sido las siguientes:

La conductividad compensada a 25°C se obtuvo con célula de medida introducida en una suspensión de 1 g. de arenisca pulverizada en 100 ml. de agua destilada, anotando el valor de la medida después de agitar durante cinco minutos. Se empleó un Conductímetro CRISSON con termómetro electrónico.

Para los ciclos de envejecimiento acelerado se saturaron en agua durante 48 horas, previamente desecadas a 65°C hasta constancia de peso, probetas cúbicas de arenisca de 4 cm. de arista, las que se marcaron con tinta indeleble, así como las diagonales de las caras para poder observar mejor la cuantía de los desperfectos superficiales. Se repitieron 20 ciclos, que consistía cada uno en 20 h. de tratamiento y a continuación 4 h. de inmersión en agua a $20 \pm 2^\circ \text{C}$; al final de los cuales se secaron en estufa a 65°C hasta constancia de peso.

Los ciclos de hielo-deshielo se realizaron en frigorífico a $-15 \pm 1^\circ \text{C}$. El tratamiento de humedad secado se hizo a $100 \pm 5^\circ \text{C}$ en un caso y en otro en ambiente de laboratorio a una temperatura de $20 \pm 2^\circ \text{C}$ y una humedad relativamente comprendida entre el 45 y 60 por 100; el agua se mantuvo a temperatura de $20 \pm 2^\circ \text{C}$.

Para determinar la densidad real, densidad aparente, porosidad, absorción de agua a vacío, dilatación y rotura a compresión se han seguido los métodos de ensayo especificados en la Recomendación PEM-25.

Para el ensayo de dilatación-retracción lineal por absorción de humedad (expansión hídrica, Recomendación PEM 25), se han introducido las probetas, de 8 cm. de altura y 4×4 cm. de base, en un recipiente abierto en su parte superior, sobre la cara superior de la probeta; se coloca un vidrio de las mismas dimensiones y sobre él el vástago de un comparador con una precisión de 0,0002 mm., se llena con agua el recipiente hasta que cubre la probeta totalmente y se toman las medidas en el comparador. Una vez alcanzado el equilibrio en la dilatación, aproximadamente 24 horas, las probetas se sacan del recipiente llevándolas de nuevo al dispositivo para medir la retracción sometidas a secado por corriente de aire a 15°C y humedad entre el 50 y 60 por 100.

Para determinar la relación que existe entre dilatación-retracción y la humedad, se han sometido otras probetas gemelas al mismo proceso de humedecimiento o secado, controlando su humedad por el peso para los mismos intervalos de tiempo. Para tener la seguridad de que estos datos son comparativos, se ha controlado la humedad de las probetas al principio y final de cada ensayo.

La rotura a compresión se efectúa sobre probetas desecadas en estufa a 60°C y mantenidas en ambiente de laboratorio durante dos días; en otros casos se mantuvieron en cámara húmeda hasta alcanzar una humedad aproximada, que se determinó con exactitud en el momento de la rotura.

La permeabilidad al vapor de agua se midió siguiendo las indicaciones de la norma CNR-ICR Normal 21/85. La capilaridad se determinó según la norma CNR-ICR Normal 11/82.

RESULTADOS E INTERPRETACION

En la tabla 1 se observa que los resultados obtenidos para absorción de agua a corto tiempo, coeficiente de capilaridad, velocidad de ultrasonidos y resistencia a compresión pueden agruparse en dos valores extremos, en el primero las muestras números 1, 2 y 3, que como se ha indicado antes se va a denominar del tipo F, y en el otro las muestras números 7, 8 y 9, tipo G. Dentro de cada uno es característica la homogeneidad de resultados. En el resto de las muestras, números 4, 5 y 6, tipo M, las diferencias son notables, participando en las características de los otros dos grupos. Otros parámetros que aparecen en la tabla 1 no presentan caracteres discriminatorios. Esto apoya el criterio de considerar el ensayo de absorción de agua a 10 minutos como válido para seleccionar y agrupar las muestras que se han llevado a estudio.

Absorción de agua

El agua absorbida en un tiempo dado, es decir, la velocidad de absorción de agua, difiere notablemente a tiempos cortos en los distintos tipos de arenisca, figura 1 (valores entre 1 y 5 por 100 en 1 minuto). Inicialmente en todos los casos la absorción es fuerte. Las de tipo F presentan dos períodos de estabilización, uno de ellos en torno a los 10 minutos y el otro en tiempos superiores a 2 ó 3 horas. En las de tipo G el fuerte incremento inicial de la cantidad de agua absorbida disminuye gradualmente hasta hacerse asintótico, sin cambios bruscos. Las del grupo intermedio, M, tienen rasgos de los otros dos. Para períodos prolongados de tiempo o al vacío, en los

TABLA 1
Resultados de los ensayos físico-mecánicos en areniscas

Número muestra	1 (78)	2 (79)	3 (73)	4 (73)	5 (15)	6 (53)	7 (6)	8 (2)	9 (59)
Absorción agua (%) a:									
1 min.	0,8	1,0	05,	2,6	2,0	2,4	4,9	5,5	5,6
10 min.	4,4	4,8	3,6	8,1	7,1	7,4	10,2	11,8	12,3
48 h.	13,2	12,6	12,2	14,6	14,3	16,8	14,2	14,5	14,6
40 d.	14,8	14,0	13,7	16,6	16,2	17,8	16,3	16,6	16,5
90 d.	15,2	14,4	14,1	17,3	16,8	18,5	17,1	17,4	17,4
Densidad real (g/cm ³) ...	2,65	2,65	2,66	2,64	2,63	2,65	2,65	2,65	2,64
Densidad aparente ...	1,77	1,77	1,83	1,71	1,68	1,67	1,74	1,72	1,72
Absorción agua a vacío (%) ...	18,8	18,6	20,6	20,6	21,4	21,9	19,8	20,2	20,3
Porosidad a vacío (%) ...	33,3	33,1	31,3	35,2	36,0	36,7	34,3	34,8	35,0
Capilaridad (kg/m ²) min. ...	0,58	0,51	0,52	1,43	0,75	0,95	1,50	1,86	1,98
Expansión hídrica (%) a 24 h. ...	0,47	5,64	0,52	0,33	0,26	0,44	0,40	0,34	0,25
Permeabilidad al vapor de									
agua (g/cm ²) 24 h. ...	96	91	91	93	94	93	91	94	93
Conductividad (MS/cm ²) ...	8,5	9,3	7,7	9,4	13,2	11,8	10,9	10,6	8,9
Velocidad de ultrasonido									
(m/seg.) ...	1726	1736	1927	1558	1837	1672	1570	1508	1503
Resistencia a compresión:									
R, kg/cm ² ...	85	105	156	60	129	51	50	54	52
Humedad (%) ...	1,06	1,38	1,42	0,78	0,74	1,0	0,93	0,67	0,62
R. ...	58	68	105	36	62	24	22	21	18
Humedad ...	4,0	4,8	4,5	3,9	5,2	5,5	4,9	5,0	5,0
R. ...	27	31	45	15	26	11	8	8	7
Humedad ...	10,9	10,9	11,2	9,2	10,5	10,1	9,7	9,2	9,4

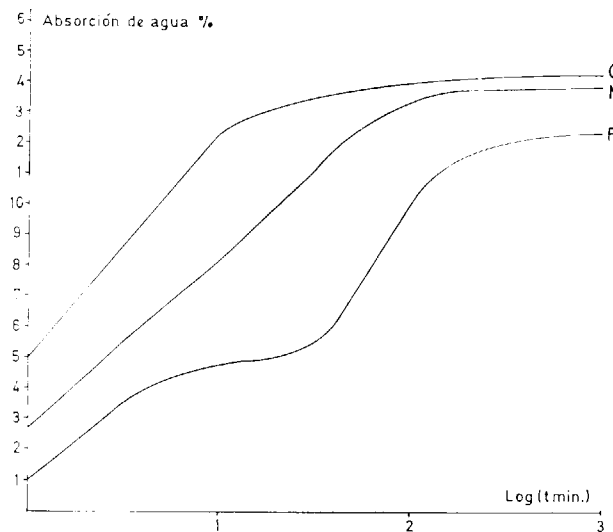


Figura 1.—Evolución de la absorción de agua con el tiempo para cada una de las muestras representativas de los tipos F, M y G.

que la piedra ha alcanzado el grado máximo de saturación de agua, la variación de absorción en los distintos tipos es muy pequeña. Estos diferentes comportamientos podrían explicarse por los también diferentes tamaños de poros. En un primer tiempo la absorción de agua que accede a los poros por fenómenos de capilaridad sería menor en los que predominan poros de diámetro en torno a 1 micra, y mayor en los que el predominio es superior a 10 micras, en éstas la absorción sigue aumentando de forma graduada hasta la saturación.

En las primeras, de tipo F, hay una variación de absorción muy pequeña al iniciarse el segundo período, cuando es posible que el aumento de volumen de las arcillas al expandirse disminuya más el tamaño de los poros y, por consiguiente, el acceso del agua fenómenos que en las de tipo G no es acusado por su característica de poro mayor. Sigue un fuerte incremento de la

pendiente, posible succión acuosa por los componentes arcillosos y, por último, decrece al acercarse a la saturación.

Capilaridad

El coeficiente de capilaridad, representado por la pendiente de cada una de las rectas de la figura 2, es pequeño para las muestras 1, 2, 3 (tipo F), mayor para las muestras 7, 8, 9 (tipo G) e intermedio para las otras tres, asemejándose los valores de la 4 a los de tipo G y las 5 y 6 a las de tipo F. De esta figura se deduce que los valores de agua absorbida son del mismo rango que los comentados en la figura 2. Estos coeficientes de capilaridad tienen valores inferiores a los citados por otros autores, ORDAZ et al. (1984).

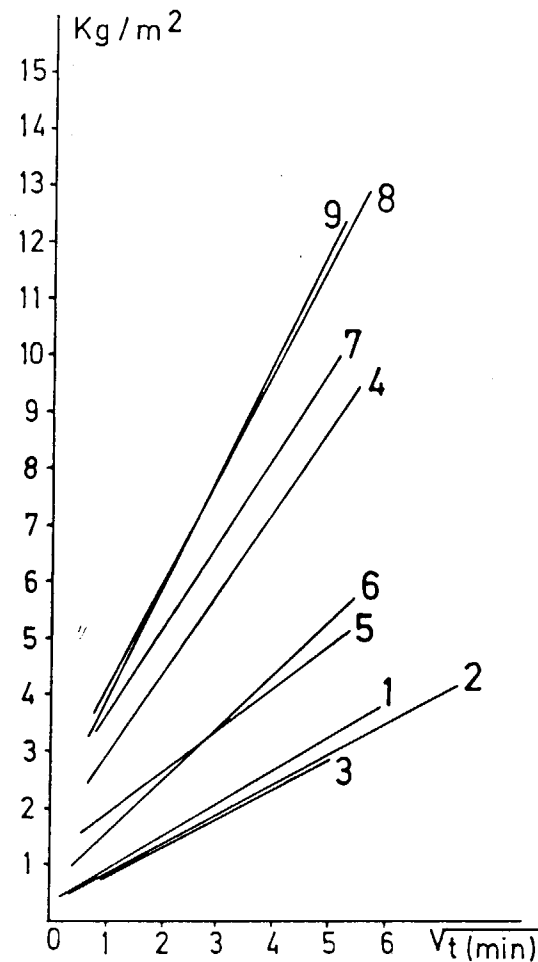


Figura 2.—Cantidad de agua absorbida por unidad de superficie frente a la raíz cuadrada del tiempo en las muestras estudiadas.

Expansión hídrica

La expansión hídrica está representada por las curvas de la figura 3, una para cada una de los tipos de arenisca que estamos considerando. El origen corresponde a un valor real de 1 minuto de tiempo. La expansión inicial es bien diferenciada en cada uno de los tres tipos, siendo inmediata al entrar en contacto con el agua en los de tipo G y M que alcanzan casi la mayor expansión hídrica en el primer minuto, ascendiendo luego muy gradualmente. Los de tipo F presentan un período de débil actividad expansiva (aproximadamente 30 minutos de contacto con el agua), coincidiendo con el de estabilización de la absorción de agua, comentado en la figura 3. A pesar de que la expansión es débil en este primer intervalo (del orden del 10 por 100 del total), la cantidad de agua absorbida es notable, aproximadamente el 40 por 100. A partir de este tiempo, expansión hídrica y absorción de agua son muy semejantes.

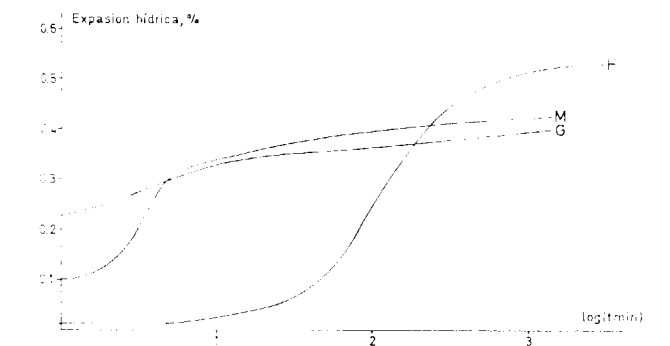


Figura 3.—Expansión hídrica frente al logaritmo del tiempo de tres muestras representativas de cada tipo F, M y G.

Al final la más alta expansión hídrica corresponde a las de tipo F, y la menor a la de tipo G. Hecho que parecía contradictorio con la proporción de esmectita, arcilla más expansible; sin embargo, los espacios vacíos entre partículas son mayores en las de tipo G y permiten la expansión de las arcillas con menor repercusión en el incremento del volumen de la piedra, que en el caso de las más compactas de tipo F en las que la expansión hídrica implica una expansión externa.

Dilatación —retracción lineal—

En el gráfico de la figura 4 se aprecia para la muestra del tipo F una expansión débil hasta su contenido en agua entre 4 ó 5 por 100, por encima de estos valores se incrementa la expansión notablemente, siendo aún mayor en la etapa final de la hidratación con escaso aumento de humedad. En el secado de esta probeta expandida se produce un acortamiento gradual hasta llegar a la longitud inicial, valor máximo de retracción; en este punto la humedad que retiene la arenisca es importante, 5 por 100 aproximadamente, y del mismo orden al punto ya aludido como final de una expansión débil.

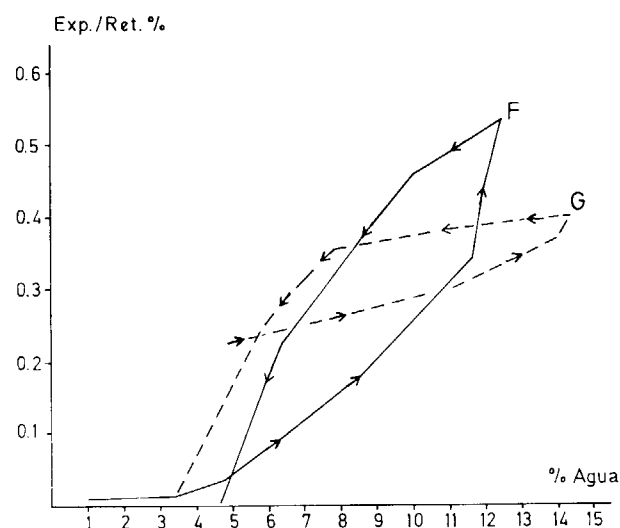


Figura 4.—Expansión-retracción frente al contenido en porcentaje de agua.

En la muestra del tipo G hay un incremento claro de expansión para una humedad del 5 por 100, tomada como inicial. Se ve en la figura 1. Este orden de absorción de agua se da en un tiempo prácticamente imposible de medir. A partir de aquí hay un aumento gradual de la expansión hasta llegar a la etapa final de hidratación, donde se hace más acusado.

Hay una reducción de longitud muy lenta con el secado hasta llegar aproximadamente al 50 por 100 del valor máximo del contenido en agua donde se inicia un descenso brusco hasta el cero

de expansión, máxima retracción, para una humedad aproximada del 3 por 100.

Este comportamiento es significativo y contrasta notoriamente con el de las muestras tipo F, ya que para el mismo contenido de humedad del orden del 5 por 100 los fenómenos de expansión y retracción son importantes en las areniscas tipo G y se manifiestan muy débilmente en las de tipo F.

Comparando los puntos de máxima expansión el más alto corresponde a los de tipo F, con menor absorción de agua, interpretación hecha al hablar de la expansión hídrica.

Permeabilidad al vapor de agua

Los resultados de este ensayo (tabla 1) tienen un rango de variación muy pequeño, independientemente del tipo de arenisca. Coherentes con una estructura de porosidad alta y poros interconectados, el tamaño más pequeño de éstos hace franqueable el paso de agua en estado de vapor, pero no en líquido. Otros autores han estudiado estas características en estos materiales (VALDEON, 1989).

Resistencia a la compresión

Las resistencias obtenidas (tabla 1) son relativamente bajas para todas las muestras si se comparan con los de otras piedras o materiales de construcción. Se definen claramente dos grupos de muestras extremos y uno intermedio, como hemos venido indicando en ensayos anteriores.

El grupo que corresponde al tipo F presenta valores dobles a los del tipo G, mientras en las de tipo M hay grandes diferencias entre ellas.

El grado de humedad en la probeta influye considerablemente en su resistencia para todas las muestras estudiadas. MADRUGA et al. (1989) constataron que hay una variación continua, expresable por una fórmula matemática, entre el grado de humedad de la arenisca, aun cuando éste sea bajo y su resistencia a compresión. En estado seco hay un aumento brusco de la misma.

Dado que el estado seco es prácticamente imposible de alcanzar en condiciones climáticas naturales, las medidas se han realizado con la humedad ambiente indicada en la tabla 1.

Las areniscas tipo G, con resistencias bajas en seco, llegan a ser muy inferiores en húmedo, incluso para un grado de humedad bajo o medio, como puede ser el 5 por 100.

Esto indica que las areniscas tendrán un efecto destructivo notable en condiciones climatológicas de mayor y continua humedad ambiental. Para las del tipo G este efecto será extremo, llegando a invalidarlas como material de construcción.

Ciclos de envejecimiento acelerado

Mediante los ciclos de envejecimiento se han evaluado otros factores del medio climático que pueden tener efectos en el deterioro.

Según los resultados obtenidos (tabla 2), estas areniscas tienen una alterabilidad potencial baja teniendo en cuenta los errores derivados de la manipulación, especialmente en las medidas de pérdida de peso. Coinciden con los datos por OTEO et al. (1984).

Los valores de porosidad se mantienen o aumentan ligeramente después de los ciclos de tratamiento, siendo más marcado en el de la heladicidad. Entre otros factores que pueden influir en

este incremento está el aumento del volumen del agua que ocupa el poro por congelación; no se aprecian defectos internos, como fisuras, etc. Como ya se ha visto en los ensayos de expansión hídrica y retracción, el tipo de arcillas y distribución de espacios vacíos le confiere un cierto grado de elasticidad.

CONSIDERACIONES FINALES

De todo lo expuesto se deduce que estas areniscas tienen comportamientos tecnológicos muy diferentes y acordes con su estructura interna (MARTIN PATINO et al., en prensa), lo que implica diferencias locales dentro de la formación de areniscas de Villamayor.

Los resultados de los ensayos se agrupan en dos límites de valores extremos. Son dos comportamientos que corresponden a dos estructuras de las areniscas bien diferenciadas, valores intermedios entre éstos son los de muestras que participan en las características de uno o de otro según los parámetros, y con una estructura intermedia entre los otros dos.

Se proponen por tanto dos variedades de arenis-

TABLA 2
Resultados de pérdida de peso y porosidad después de 20 ciclos de tratamientos

Número muestra	1 (78)	2 (79)	3 (58)	4 (73)	5 (15)	6 (53)	7 (6)	8 (2)	9 (59)
Pérdida de peso (%):									
Hielo - Deshielo	2,3	3,0	2,2	2,2	1,6	2,6	1,4	3,0	1,9
Ambiente %	0,6	0,6	0,4	0,6	0,4	0,6	0,5	0,9	0,7
Estufa a 100°	0,5	0,9	0,6	0,8	0,4	rota	1,1	0,8	1,1
Porosidad a vacío (%):									
Sin tratamiento	33,3	33,1	31,3	35,2	36,0	36,7	34,3	34,8	35,0
Hielo - Deshielo	37,1	38,3	33,6	38,7	39,2	41,2	38,6	37,2	37,1
Ambiente	34,6	34,8	31,8	36,1	37,2	36,9	34,8	35,1	35,3
Estufa a 100° C	34,3	35,6	33,1	36,3	36,2	35,8	34,9	36,4	35,7
Observación visual:									
Hielo Deshielo	3	1-2	0	0	2	1	0	3-1	1
Ambiente	0	0	1	0	0	0	0	0	0
Estufa a 100° C	0	1	1	0	0	4	0	0	1

Leyenda.—0: No hay cambios aparentes. 1: Borrado de alguna arista o diagonal. 2: Redondeado de esquinas o aristas. 3: Pérdida de pequeños trozos. 4: Fisuración o rotura en grandes trozos. 5: Desmenuzamiento.

cas que se denominan F y G, y otra M para las de comportamiento intermedio.

Esta clasificación se ha propuesto por los autores de este trabajo en base a las investigaciones sobre la estructura interna de la roca (MARTIN PATINO et al., en prensa), que encuentran para las de tipo F, que corresponden a las areniscas en las que predomina illita y clorita sobre esmectita con presencia de palygorskita en su matriz limo-arcillosa. El porcentaje más alto de poros corresponde a los de diámetro en torno a 1 micra. Esta estructura explica el comportamiento en velocidad de absorción de agua, figura 1, y coeficiente de capilaridad, figura.

La expansión hídrica inicial es mínima hasta una cantidad de agua absorbida alrededor del 5 por 100 (figs. 3 y 4); llenado de poros de volumen pequeños, siguiendo una posible succión de agua por el material arcilloso, que hace que la expansión hídrica alcance su grado más alto (fig. 4). La retracción de la probeta expandida es total para un contenido de agua del orden del 5 por 100. En un ambiente normal de humedad como la del clima de Salamanca no es de esperar cambios importantes de volumen por expansión y retracción, de gran trascendencia para la mejor conservación del edificio. Los valores de resistencia a compresión y velocidad ultrasónica son los más elevados de todas las areniscas consideradas. Esto es explicable dada la estructura de mayor cohesión que presentan.

En el trabajo citado, la estructura interna de la variedad denominada tipo G se caracteriza por un aumento de esmectita relativo a la illita y clorita y con presencia de palygorskita. El mayor número de poros tienen diámetro de 10-50 micras, magnitud superior al tipo descrito más arriba. En las curvas de distribución granulométrica hasta 175 micras de diámetro, las medianas corresponden a valores entre 60 a 100 micras. Con menor proporción de limo y arcilla en un espacio intergranular superior a las del tipo F, todo ello se manifiesta en una menor cohesión entre partículas sólidas.

Esta estructura explica el comportamiento de estas muestras en las curvas de velocidad de absorción de agua (fig. 1), y coeficiente de capilaridad (fig. 2).

La expansión hídrica inicial es apreciable desde

el comienzo de hidratación, absorción de agua del orden del 5 por 100, como corresponde a poros de tamaño mayor, incrementándose de forma regular hasta un contenido de agua del 11 al 12 por 100 al aumentar el tiempo (fig. 3), a partir de aquí hasta un máximo de contenido en agua del 14 al 15 por 100, el incremento de la expansión hídrica es más marcado.

A partir de este momento comienza la retracción por secado, que en un principio varía muy poco, aunque la pérdida de agua es apreciable, del 7 al 8 por 100, proceso que correspondería a la salida del agua que llena los poros. Continúan perdiendo agua en menor proporción, pero con un descenso brusco de retracción, pérdida de agua de la sustancia expandible sin llegar nunca a la pérdida total de éste.

Como cabe esperar de este tipo de estructura los valores de resistencia a compresión y velocidad ultrasónica son inferiores respecto a los del tipo F.

Se ha denominado otro grupo como tipo M, caracterizándose por tener una estructura intermedia entre las otras dos, con variaciones en las propiedades físico-mecánicas asemejables a uno u otro tipo.

Los valores de densidad real y aparente, porosidad total, conductividad y permeabilidad al vapor de agua no presentan variaciones de un grupo con respecto a otro, indicando una semejanza en la relación del espacio total hueco y las partículas sólidas, con una distribución en el espacio diferente. No se ha constatado que el tamaño de los granos de la fracción arena tenga efecto en el comportamiento tecnológico.

CONCLUSIONES

Se proponen dos tipos de estructura interna en las areniscas que condicionan su empleo como material de construcción.

Tipo F

Es la estructura más compacta, en la matriz predomina illita sobre esmectita. La mayor densidad de distribución de poros corresponde a las de diámetro en torno a 1 micra. En sus caracterís-

ticas tecnológicas presentan valores altos en resistencia a compresión y velocidad ultrasónica, valores bajos de absorción de agua a 10 minutos y coeficiente de capilaridad. Reúne condiciones óptimas para su empleo en construcción y previsiblemente bajo grado de deterioro si las condiciones ambientales a las que están sometidas no tienen de forma permanente una humedad superior al 50 por 100 de su grado de saturación.

Tipo G

Estructura menos compacta, en la matriz predomina esmectita sobre illita, los poros de 10 a 50 micras de diámetro son los más abundantes. Sus características tecnológicas son de valores inferiores en resistencia a compresión y velocidad ultrasónica, y valores mayores de absorción de agua a 10 minutos y coeficiente de capilaridad. Condiciones menos adecuadas que el tipo F para su empleo en construcción y que previsiblemente presentarán un grado de deterioro mayor y más rápido.

La estructura de las muestras del grupo M es intermedia entre los dos tipos, con características de ambos grupos.

REFERENCIAS

- ARNOLD, A. (1984): *Informe de la asistencia técnica a la ciudad de Salamanca*. Ayuntamiento de Salamanca (inédito).
- ARRIBAS, A.; POLO, V., y JIMENEZ, E. (1984): *La «enfermedad de la piedra» en la arenisca de Villamayor*. En Estudio sobre la alteración y tratamiento de la piedra de Villamayor. Ed. Caja de Ahorros y Monte de Piedad de Salamanca. 15-169.
- BLANCO, J. A. (1989): *Dinámica del proceso de alteración ambiental de la piedra de Villamayor*. Geogaceta, 6, 32-35.
- CNR - ICR (1985): *Permeabilità al vapor d'acqua*. Normal, 21/85, Roma, 5.
- CNR - ICR (1982): *Assorbimento d'acqua per capillarità. Coefficiente di assorbimento capillare*. Normal, 11/82. Roma, 6.
- HERNANDEZ, J.; CARABIAS, R.; ALONSO, A.; JIMENEZ, O.; SANCHEZ, E.; CORROCHANO, J., y MARTIN POZAS, J. (1984): *Alteraciones de la arenisca de Villamayor; causas y soluciones*. En Estudio sobre la alteración y tratamiento

de la piedra de Villamayor. Ed. Caja de Ahorros y Monte de Piedad de Salamanca. 177-311.

LEMAIRE, R., y DESCAMPS, F. (1987): *Les effets de la pollution atmosferique sur le patrimoine monumental dans la Communaute Europeenne*. Rapport. XI/726/87, CEE.

MADRUGA, F.; FERNANDEZ CALVO, C., y MEGIAS, J. M. (1989): *Estudio de la aplicación de ensayos normalizados a la roca arenisca de Salamanca. Caracterización de los morteros roca opalina-cal-arena de arenisco*. JCYL. Consejería de Fomento. Inédito.

MARTIN PATINO, M. T.; MADRUGA, F., y SAAVEDRA, J. (1933): *The internal structure of Villamayor sandstone as it affects its use as a construction material*. Applied Clay Science, 8, 61-77.

MARTIN PATINO, M. T.; SAAVEDRA, J.; MADRUGA, F.; SANCHEZ ROJAS, M. I., y LUXAN, M. P. (1991): *Different characteristics of building sandstone from Old Cathedral of Salamanca*. Science Technology and European Cultural Heritage. Bolonia (Italia). N. S. Baer, C. Sabbioni, A. I. Sors (Eds.). Butterword, Oxford, 912-915.

MEGIAS, J. M.; MADRUGA, F., y FERNANDEZ CALVO, C. (1989): *La arenisca de Villamayor; influencia de la humedad en su resistencia*. Geogaceta, 6, 39-40.

ORDAZ, J.; ESBERT, R. M.; MONTOTO, M.; DE CASO, F., y ALONSO, F. J. (1984): *Estado de alteración y alteración futura de la piedra de Villamayor de los monumentos salmantinos; Interpretación petrográfica*. En: *Estudio sobre las alteraciones y tratamiento de la piedra de Villamayor*. Ed. Caja de Ahorros y Monte de Piedad de Salamanca. 321-415.

OTEO MAZO, C.; CUEVA, J.; GARCIA MARCOS, R., y NICOLAS, M. (1984): *Potencial de alterabilidad de la piedra de Villamayor*. En: *Estudio sobre las alteraciones y tratamiento de la piedra de Villamayor*. Ed. Caja de Ahorros y Monte de Piedad de Salamanca, 483-563.

RILEM (1980): *Essais recommandés pour mesurer l'alteration des pierres et calculer l'efficacie des méthodes de traitement. Recommendation PEM-25*. Matériaux et Constructions, 13/75, 176-252.

VALDEON MENENDEZ, L. (1989): *Comportamiento hídrico de dolomías, calizas y areniscas de las catedrales de León, Sevilla y Salamanca. Aplicabilidad a la conservación de rocas monumentales*. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo. 235 pp.

VICENTE, M. A., y BRUFAU, A. (1986): *Weathering of the Villamayor arcose sandstone used in building under a continental semiarid climate*. Applied Clay Science, 1, 265-27.

VICENTE, M. A.; SANCHEZ, M.; LOMBARDIA, F.; VICENTE, I.; SAAVEDRA, J., y BRUFAU, A. (1984): *Contribución al estudio de las causas de alteración de las piedras de Villamayor en edificios salmantinos y de los posibles métodos de corrección*. En Estudios sobre la alteración y tratamiento de la piedra de Villamayor. Ed. Caja de Ahorros y Monte de Piedad de Salamanca. 429-471

Original recibido: Mayo de 1992.
Original aceptado: Junio de 1993.

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Anfibolitas del núcleo de Lora del Río (zona de Ossa-Morena). Petrografía, Geotermobarometría y significado geodinámico.

Por A. APRAIZ (*), L. EGUILUZ (*) y B. ABALOS (*)

RESUMEN

Las anfibolitas del núcleo de Lora del Río forman cuerpos de potencia y continuidad variable intercalados en una serie de materiales pelíticos y cuarzofeldespáticos, de carácter volcanosedimentario, cuyo grado metamórfico varía desde la zona de la biotita hasta la zona cordierita-feldespato potásico ± granate. Esta variación en las condiciones metamórficas, no produce ningún cambio mineralógico importante en la asociación principal formada por hornblenda-plagioclasa-cuarzo-ilmenita. En cambio existe una variación continua, desde las zonas de menor hasta las de mayor grado metamórfico, en otros aspectos como la textura, quimismo mineral, color del anfíbol y aparición o desaparición de ciertos minerales accesorios.

Utilizando el geotermómetro anfíbol-plagioclasa y métodos gráficos de varios autores para los cálculos de presión y temperatura de las asociaciones anfibólicas se han establecido las condiciones de recristalización de las paragénesis anfibólicas de mayor grado en $684 \pm 50^\circ\text{C}$ y $4.5 \pm 0.5\text{kb}$. Se ha deducido la evolución progradada y retrógrada del NLR a partir de la zonación de diversos minerales. Esta evolución concuerda perfectamente con la establecida a partir de las asociaciones pelíticas, y queda enmarcada dentro del metamorfismo de bajas presiones y altas temperaturas predominante en este núcleo metamórfico. Su origen puede relacionarse con un primer proceso de duplicación crustal, durante la fase principal de cabalgamientos hercínicos, responsable de los gradientes de presiones intermedias y una etapa extensional subsiguiente durante la que se produce la migmatización con gradientes de bajas presiones y altas temperaturas.

Palabras clave: Anfibolitas, Metamorfismo de baja presión, Núcleo metamórfico de Lora del Río, Zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico.

ABSTRACT

Amphibolites within the Lora del Río metamorphic core form bodies of variable thickness and continuity, intercalated in a widespread metapelitic and quartz-feldspathic metasandstone succession. Metamorphic grade ranges from the biotite zone through to the cordierite-K feldspar-garnet zone. This variation in the metamorphic conditions was not accompanied by any significant mineralogical change in the main paragenesis of the amphibolites throughout consisting of hornblende-plagioclase-quartz-ilmenite. Nevertheless, a continuous evolution do exist, from the lowest to the highest rank zones, regarding other aspects such as texture, mineral chemistry, amphibole colour, and appearance and disappearance of certain accessory minerals.

An attempt to determine the thermobarometric regime prevailing during crystallization of the highest grade amphibolites of this area has been made. By applying the amphibole-plagioclase geothermometer and graphical methods from various authors we have obtained the following results: $T_{\text{max}} = 684 \pm 50^\circ\text{C}$ and $P_{\text{max}} = 4.5 \pm 0.5\text{kb}$. Both, the prograde and retrograde parts of the metamorphic evolution of these rocks may be deduced from the zonation of certain minerals. This evolution is in good agreement with that of the pelitic rocks, and is characteristic of a low pressure - high temperature metamorphic regime. Its origin may be related to an early stage of crustal thickening, coeval with the main phase of hercynian thrusting. This would be responsible for the recognized medium pressure metamorphic gradients. Subsequent extensional tectonism would have induced migmatization under low-pressure and high-temperature metamorphic field gradients.

Key words: Amphibolites, Low pressure metamorphism, Lora del Río metamorphic core, Ossa-Morena Zone, Iberian Massif.

(*) Dep. de Geodinámica. Universidad del País Vasco.
Apartado 644. 48080 Bilbao.

1. INTRODUCCIÓN

El núcleo de Lora del Río (NLR) se encuentra enclavado al SE de la Zona de la Ossa Morena (fig. 1), habiéndose discutido mucho sobre su origen y el significado de la presencia de una zona metamórfica de alto grado en esta posición.

Su situación, aislada en relación a otras áreas metamórficas, ha llevado a diversos autores (FABRIES, 1963; ARRIOLA y GARROTE, 1984) a estudiar este núcleo de manera individual, fuera de un contexto geodinámico general. En estos trabajos se proponen distintas hipótesis de correlación del NLR, por una parte con la Faja Metamórfica de Aracena (BARD, 1969) y también con la parte central de la Antiforma de Monesterio (ARRIOLA y EGUILUZ, 1983), aunque las diferencias observadas entre estas zonas hacen que la correlación sea problemática y difícil de probar.

El estudio de las metabasitas del NLR se ha realizado con la intención de que los resultados obtenidos sirvan, por una parte para permitir comparaciones con otras rocas similares descritas en la ZOM (BARD, 1969; EGUILUZ, 1987) y también para profundizar en la caracterización del metamorfismo de este núcleo anatético, cuyos rasgos principales han sido ya establecidos a partir del estudio de las asociaciones minerales en rocas pelíticas (APRAIZ et al., 1993).

La amplia variación de las condiciones metamórficas en el NLR, junto a la abundancia de cuerpos anfibólicos, hacen necesaria la realización de un estudio detallado de la petrografía de las metabasitas para controlar los cambios mineralógicos, texturales o de cualquier otro tipo existentes, y poder establecer, a partir de las asociaciones minerales presentes en estas rocas algún tipo de zonación metamórfica. El estudio petrográfico se ha completado con los resultados geotermobarométricos obtenidos a partir del quimismo mineral de varias anfibolitas con distinto grado metamórfico. La reciente publicación de calibraciones geotermobarométricas y refinamientos termodinámicos para las asociaciones minerales propias de las anfibolitas, hace posible la realización de un análisis termobarométrico bastante preciso que complementa el obtenido a partir de las asociaciones pelíticas.

Finalmente se plantea una primera hipótesis de evolución geodinámica congruente con la evolu-

ción metamórfica observada y con los datos geológicos generales disponibles.

2. RASGOS GEOLOGICOS DEL NUCLEO DE LORA DEL RIO

El NLR se sitúa en el borde SE de la Zona de Ossa-Morena (ZOM), y queda cubierto por el S por los depósitos cenozoicos de la depresión del Guadalquivir. Su correlación con otros sectores de la ZOM es problemática, no obstante existen evidencias que permiten decantarse por su equivalencia con el núcleo de Valuengo.

Desde el punto de vista regional el área estudiada se ubica en el flanco meridional de la anti-forma de Monesterio y existe continuidad formal de afloramientos entre la prolongación de los materiales volcanosedimentarios finiprecámbricos del complejo Bodonal-Cala y los afloramientos de vulcanitas de la Sierra de El Pedroso. También se observa una clara correspondencia entre los conjuntos pelíticos con intercalaciones volcánicas correlacionables con las series antedichas, que afloran en el sector septentrional de la hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 de Santa Olalla de Cala (VAZQUEZ GUZMAN, 1968) y su prolongación en el centro y sureste, de la hoja de la misma serie, de Almadén de la Plata (JEREZ MIR y GARCIA MONZON, 1973) y que en el sector estudiado rodean al granito de Ventas Quemadas. En segundo lugar, se ha constatado el carácter volcanosedimentario de la citada serie, habiéndose cartografiado múltiples niveles volcánicos ácidos dentro de la misma en el sector oriental del granito de Ventas Quemadas. En tercer lugar, se ha puesto de manifiesto una estrecha relación entre los materiales citados y los que ocupan el NLR, entre los que parece existir un paso lateral en los sectores más meridionales, pese a que en otras zonas los contactos son claramente mecánicos. En cuarto lugar, podríamos mencionar la abundancia de fragmentos de origen volcánico en los materiales del núcleo, que podrían representar sucesiones más retrabajadas y distales pero con una indudable impronta volcánica y son difícilmente compatibles con el carácter exclusivamente detrítico propuesto por CONTRERAS y PEREZ (1992). Finalmente hay que señalar la coincidencia en tipos de series, litología, intercalaciones anfibólicas,

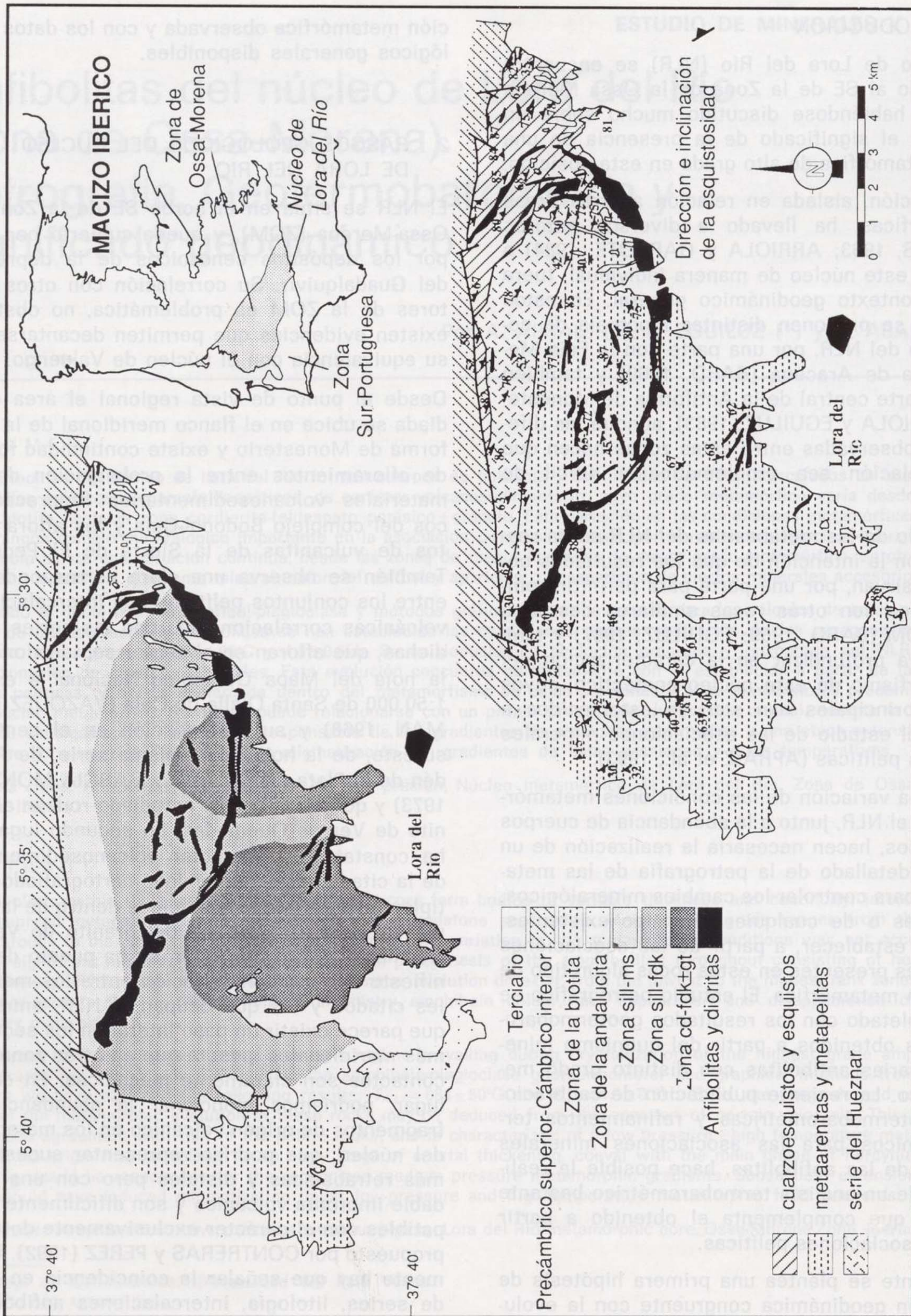


Figura 1.—Mapa geológico y estructural simplificado y mapa de la zonación metamórfica (APRAIZ et al., en prensa) del Núcleo de Lora del Río (Sevilla).

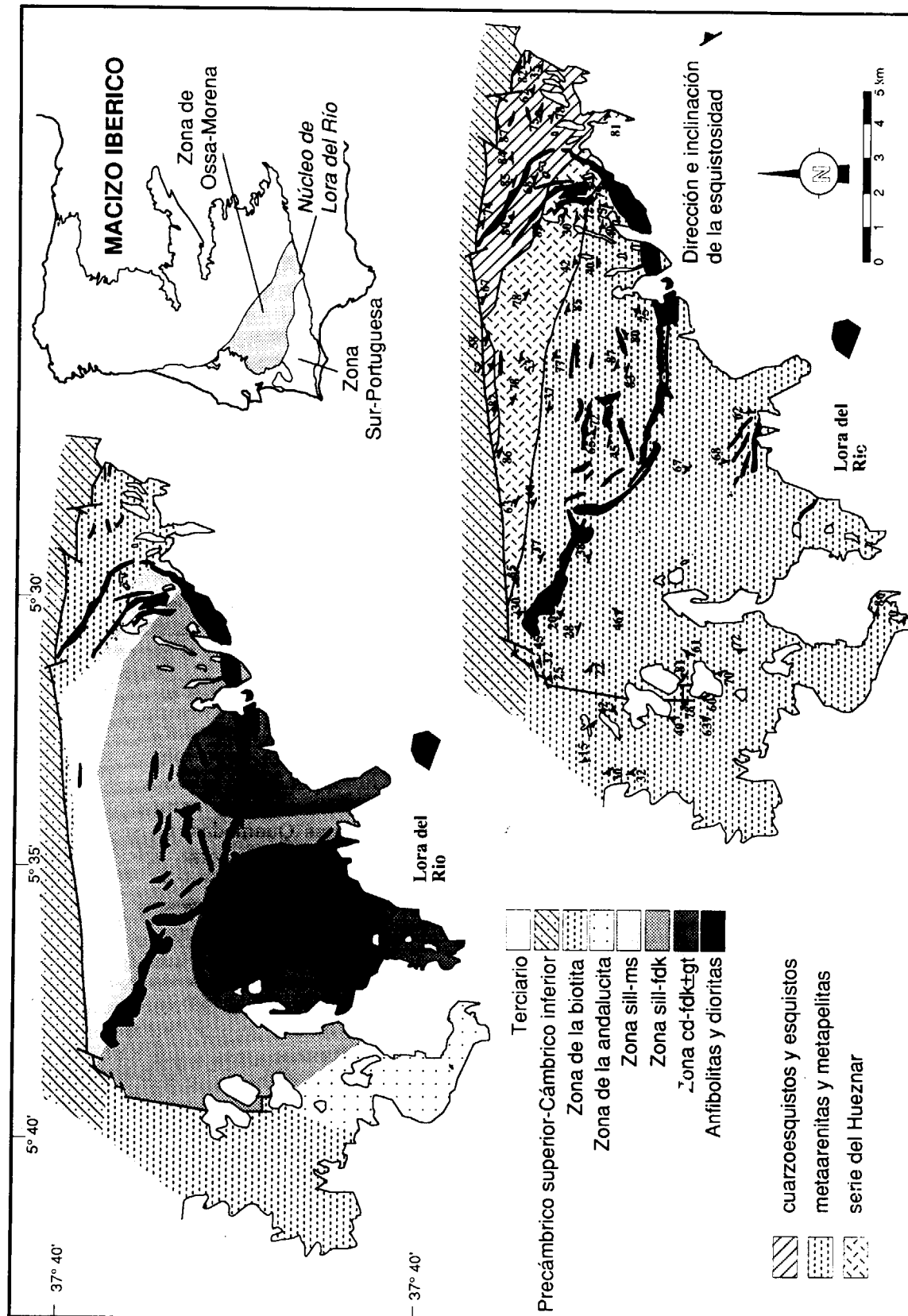


Figura 1.—Mapa geológico y estructural simplificado y mapa de la zonación metamórfica (APRAIZ et al., en prensa) del Núcleo de Lora del Río (Sevilla).

posiciones estructurales, etc., con el núcleo de Valuengo en el que está bien establecido el carácter volcanosedimentario (EGUILUZ et al., 1992).

Todos estos datos nos parecen suficientes para justificar, por una parte la relación de los materiales del NLR con el volcanismo finoproterozoico de la ZOM, y por otra su correlación con el núcleo de Valuengo.

2.1. Litoestratigrafía

En el NLR predominan las litologías de tipo pelítico, semipelítico, grauváquico y cuarcítico, con características volcanosedimentarias indudables. Se trata mayoritariamente de rocas de tipo epiroclástico a partir de cuyo metamorfismo se originan gran parte de las rocas de alto grado metamórfico presentes en el NLR. Entre todos estos materiales aparecen intercaladas las anfibolitas, objeto de este trabajo, y en menor proporción rocas calcosilicatadas. J. FABRIES (1963) ha sido el único que ha realizado estudios previos en relación a estas anfibolitas.

Litoestratigráficamente se pueden diferenciar, desde las zonas más externas hacia el centro del NLR, las siguientes unidades:

- Cuarzoesquistos y esquistos. Son los materiales situados al NE del núcleo, a techo de la serie. Están formados por una alternancia monótona de cuarzoesquistos feldespáticos bandeados con potencias inferiores a un metro y lechos de espesor centimétrico de composición más pelítica. Los cuarzoesquistos tienen una textura bandeda característica, originada por la alternancia de bandas cuarzo-feldespáticas de textura granoblástica y otras más ricas en micas con textura lepidoblástica. En las rocas más pelíticas esta estructura bandeda desaparece, formándose una textura lepidoblástica general en la que las micas y los opacos se orientan marcando una esquistosidad de crenulación S_2 , que puede llegar a ser más penetrativa que la esquistosidad S_1 . La elevada proporción de filosilicatos junto a la presencia de abundantes opacos sugieren que materiales de tipo cinerítico pudieran ser el protolito de estas rocas. También es congruente con esta interpretación la abundancia de fragmentos feldespáticos y

la existencia de apatitos y turmalinas con característicos tonos ahumados. En las rocas granolepidoblásticas bandeadas la primera esquistosidad viene marcada por la orientación de filosilicatos en las bandas micáceas y la esquistosidad S_2 por micas intercaladas en los lechos cuarzo-feldespáticos.

- Metaarenitas y metapelitas. Aparecen inmediatamente debajo de los anteriores y se diferencian de éstos, principalmente en el carácter detrítico más acusado de la serie y en la desaparición del bandedo característico del grupo anterior. Las bandas detríticas son generalmente de tamaño de grano grueso. La primera esquistosidad (S_1) está marcada por pequeñas micas diseminadas en el material cuarzo-feldespático dominante, mientras que la esquistosidad S_2 no es apreciable. Aparecen formando capas potentes de hasta varios metros de espesor entre las que se intercalan bandas de carácter pelítico de potencia centimétrica. La textura varía entre granoblástica equigranular con tendencia poligonal en las capas detríticas, y granolepidoblástica en las rocas más pelíticas. Al igual que en los materiales precedentes son numerosos los indicios de contribución volcánica en la serie (presencia de grandes feldespatos, gran cantidad de opacos, apatitos ahumados, etc.).
- Serie del Hueznar. Es la que ocupa la mayor extensión dentro del núcleo y es a su vez el conjunto que muestra el mayor grado de metamorfismo y origina, según el grado de fusión parcial, todos los tipos de migmatitas y la granodiorita cordierítica heterogénea que aparece en el centro del NLR. Los restos de cualquier posible contribución volcánica en la serie original han sido totalmente borrados por el grado metamórfico alcanzado, siendo la gran cantidad de filosilicatos y de opacos existente el único vestigio de esta posible contribución. La serie está formada por una alternancia de lechos cuarzo-feldespáticos, de grano fino y de potencia siempre inferior al metro, y lechos pelíticos. Estos últimos son mayoritarios y en ellos destaca una crenulación producida por la reorientación de micas. Es en esta serie donde se observa el mayor número de cuerpos anfibólicos, que aparecen normalmente intercalados en forma de sills, aunque también pueden cortar a la estratifi-

cación adquiriendo forma de diques. Las migmatitas muestran una gran variedad de texturas, siendo las más habituales las estromáticas con clara diferenciación en leucosomas y melanosomas (MENHERT, 1968). La evolución de estas rocas con el aumento del grado metamórfico origina un proceso anatético generalizado y la formación de una granodiorita heterogénea, en la que son característicos los nódulos o masas cordieríticas que engloban a todos los demás minerales.

ARRIOLA y GARROTE (1984) y APRAIZ et al. (1992) han diferenciado, a partir del estudio de asociaciones pelíticas, las siguientes zonas metamórficas: zona de la biotita, zona de la andalucita, zona de la sillimanita-moscovita, zona de la sillimanita-feldespató potásico y zona cordierita-feldespató potásico ± granate. Esta zonación corresponde al metamorfismo de baja presión-alta temperatura predominante en el NLR que se desarrolla dentro de la facies de esquistos verdes y facies anfibolíticas mayoritariamente, aunque también se han encontrado asociaciones características de las facies granulíticas de baja presión.

Las anfibolitas aparecen, en cuerpos de potencia y continuidad variables, intercaladas dentro de todos los materiales del NLR, siendo frecuente la aparición de bandas no cartografiadas de espesor métrico o inferior y escasa continuidad. Además de éstas, afloran masas anfibolíticas más importantes con continuidad kilométrica y potencias considerables, a veces superiores al hectómetro. En la zona oriental del NLR es frecuente la aparición de niveles calcosilicatados de potencia y continuidad escasa. Es frecuente que las bandas más finas aparezcan boudinadas y cuando el grado de fusión parcial es suficiente forman pequeños cuerpos elípticos desorientados englobados en material migmatítico.

El metamorfismo reconocido en el NLR está caracterizado por una evolución progradada bajo un régimen de presiones y temperaturas intermedias en la que únicamente la aparición de la asociación mineral Grt-Bt-Ky, y zonas localizadas, y el quimismo que presentan algunos granates en su parte central, proporciona vestigios de las asociaciones originales reequilibradas durante la historia de BP-AT. Posteriormente, tras el clímax bórico el NLR se ve afectado por un importante descenso de la presión, mientras que la temperatura aumenta ligeramente. Este segundo epi-

sodio metamórfico de BP-AT origina el desarrollo de la fusión parcial de los materiales del núcleo y la formación de la granodiorita anatética (ARRIOLA y EGUILUZ, 1983; APRAIZ et al., 1993). La evolución metamórfica finaliza con un descenso continuo e importante de la temperatura y en menor medida de la presión, descenso que origina la gran cantidad de texturas microscópicas de carácter retrógrado que se reconocen en el NLR.

2.2. Rasgos estructurales

En el NLR se reconocen dos fases principales de deformación sinquistosa y sinmetamórfica a las que se asocian dos esquistosidades que cortan a la estratificación formando un ángulo bajo con ésta. La dirección media de la estratificación es de N 120° E con buzamientos predominantes hacia el NE, excepto al sur del NLR donde las capas tienden a buzarse hacia el SO. Estas inclinaciones, además del arco que dibujan las capas anfibolíticas dentro del NLR, sugieren la existencia de una estructura antiformal dentro de éste. Sin embargo, dicha estructura no ha podido ser confirmada a partir del estudio de los afloramientos. En efecto, el alto grado metamórfico, con amplio desarrollo de la fusión parcial, existente al S del núcleo, hace imposible una correlación estratigráfica entre el flanco norte y el posible flanco sur del antiforme. En la figura 1 se observa cómo las isogradas del metamorfismo cortan la estructura definida en la zona NE del núcleo, lo cual indica que el metamorfismo de BP-AT es posterior a la estructuración del NLR.

La esquistosidad (S_1) asociada a la primera fase de deformación, tiene una dirección media aproximada de N 110° E con inclinaciones muy fuertes predominantemente al N. Paralelamente a esta dirección se han reconocido en el campo gran cantidad de bandas de cizalla, a partir de las cuales se deduce un carácter principalmente compresivo para esta fase. Esta primera esquistosidad no ha sido reconocida en los neosomas migmatíticos, lo que indica que los procesos de fusión parcial son posteriores a S_1 . La segunda fase de deformación origina una esquistosidad de crenulación (S_2) oblicua tanto a la esquistosidad S_1 como a las bandas de cizalla reconocidas. Tiene una dirección media aproximada de

N 140° E, con buzamientos altos, pero siempre inferiores a los de la esquistosidad S_1 , e inclinaciones predominantes hacia el NE. Con esta fase se han relacionado las estructuras de boudinage observadas preferentemente en capas calcosilicatadas y las grietas de extensión en sistemas porfiroblásticos. Esto, junto al desarrollo, a pequeña escala, de geometrías características de accidentes normales sugieren un carácter extensivo para la segunda fase de deformación.

En rocas de composición y estructura adecuada se pueden reconocer, sobre la foliación megascópica, dos lineaciones oblicuas. La primera lineación (L_1), de dirección media N 210° E, es esencialmente una lineación de intersección entre la estratificación y esquistosidad S_1 que está relacionada con la primera fase de deformación, mientras que la segunda fase de deformación da origen a una lineación (L_2) mineral y de estiramiento con una dirección media de N 310° E.

Con posterioridad a estas dos fases de deformación se han reconocido otras fases de importancia mucho menor que producen en primer lugar una serie de pliegues suaves y muy abiertos que posteriormente son afectados por una etapa de fracturación frágil.

2.3. Implicaciones geodinámicas

La estructuración precedente tiene una estrecha relación con el metamorfismo que como se ha indicado tiene carácter sintectónico, si bien la migmatización es algo tardía con respecto a las fases principales.

En consecuencia puede postularse que durante la primera fase hercínica se produce una etapa de engrosamiento crustal, análogo al descrito en regiones próximas (cabalgamiento de Monesterio; EGUILUZ, 1987), durante la cual se originaría el metamorfismo con gradientes de presiones intermedias. Con posterioridad, durante la etapa subsecuente de marcado carácter extensional, se originaría una disminución de las presiones y un aumento de temperaturas que da lugar a un cambio hacia gradientes de alta T-baja P, que en las zonas más profundas desencadena un proceso de fusión parcial generalizado, causante último de la aparición de las granodioritas anatéticas. Un episodio análogo ha sido descrito en el sector meridional de la antiforma de Monesterio, con el

que se ha explicado la formación del núcleo de Valuengo (EGUILUZ et al., 1992).

3. PETROGRAFIA DE LAS METABASITAS

La variación de las facies petrográficas de las anfibolitas y esquistos verdes, objeto de este estudio, es muy grande, existiendo toda una serie continua desde términos con una baja proporción de anfíbol e importantes contenidos en minerales félsicos hasta gneises anfibólicos y anfibolitas banales. En general, las asociaciones minerales de estas rocas cambian muy poco diferenciándose entre ellas principalmente, gracias a las variaciones texturales que desarrollan. Al aumentar la proporción de anfíbol en la roca pasamos desde muestras que presentan una textura granoblástica con crecimiento aislado de anfíboles entre los minerales félsicos mayoritarios, hasta la formación de una textura granonematoblástica bandeada característica de los gneises anfibólicos. Este bandeo es debido a la presencia de lechos continuos de grosor variable muy ricos en anfíbol, que alternan con bandas leucocráticas formadas principalmente por plagioclasa y cuarzo, éste último en menor proporción. Los cuerpos anfibolíticos de mayor espesor situados principalmente hacia las zonas de menor metamorfismo están formados por anfibolitas banales que exhiben una textura blastoofítica. En cambio, los bordes de estos cuerpos anfibolíticos, así como las bandas anfibolíticas de menor espesor y todos los afloramientos situados en las zonas de mayor metamorfismo, presentan una textura predominantemente nematoblástica (fig. 2).

En el esquema cartográfico simplificado del NLR (fig. 1) se observa que las anfibolitas aparecen en zonas con una variación importante del metamorfismo. En general, en todo el intervalo de condiciones presión-temperatura en el que aparecen, las variaciones mineralógicas son escasas debido al amplio campo de estabilidad que presenta la asociación común hornblenda-plagioclasa cuarzo-ilmenita (LAIRD y ALBEE, 1981; MERCIER et al., 1992). A pesar de esto, se observan variaciones, sobre todo en la textura y en el quimismo de los minerales, que junto a algunos cambios mineralógicos, permiten definir un aumento del metamorfismo hacia el centro del NLR. Uno de los cambios texturales más significativos es la



Figura 2.—Anfibolita característica del metamorfismo de grado alto con textura granoblástica y tendencia poligonal.

desaparición progresiva de la textura ofítica, presente de forma relictiva en las zonas de menor metamorfismo, que evoluciona hasta una textura granoblástica con tendencia poligonal en las zonas de mayor metamorfismo. Paralelamente, el color del anfíbol varía desde tonos verde-azulados en las zonas de menor metamorfismo hasta colores marrones en las zonas de metamorfismo más alto, debido fundamentalmente al aumento del contenido en Ti en la estructura del anfíbol (MERCIER et al., 1992). La evolución mineralógica observada se resume en las dos asociaciones minerales que se presentan a continuación:

- a) Hornblenda verde - plagioclasa - cuarzo - ilmenita \pm granate \pm epidota \pm esfena \pm biotita \pm actinolita \pm clorita.
- b) Hornblenda marrón - plagioclasa - cuarzo - ilmenita \pm clinopiroxeno \pm biotita \pm esfena.

Hornblenda verde.—En rocas de carácter porfídico aparece formando grandes porfiroblastos rodeados de una matriz de tamaño de grano tanto mayor cuanto mayor es el grado de metamorfismo o bien dentro de la matriz como pequeños cristales intercalados con los minerales félsicos. Es frecuente observar cómo el color verde se

hace más intenso hacia los bordes de los granos (fig. 3), lo que sugiere la existencia de variaciones composicionales desarrolladas durante el crecimiento de este mineral. Toda la gama de colores verdes que presenta, permite adscribir estas anfibolitas a las facies de baja temperatura y temperatura intermedia del metamorfismo definidas por ROBINSON et al. (1982).

Hornblenda marrón.—Con el aumento del grado metamórfico van desapareciendo los porfiroblastos de hornblenda, así como su color verde característico, formándose anfíboles con tendencia al idiomorfismo, equidimensionales y con marcados tonos marrones. En general, exhiben una textura que varía entre nematoblástica con una orientación grosera paralela a la dirección de la foliación y granoblástica con tendencia equigranular. Pueden incluir en sus núcleos pequeños cristales de biotita, plagioclasa e ilmenita, preferentemente. Los bordes de estos anfíboles están afectados por procesos de retrometamorfismo, adquiriendo tonos más claros las zonas más externas de los granos.

Plagioclasa.—Es la fase mineral más frecuente de los niveles leucocráticos de estas rocas. Habitualmente, su tamaño y su contenido en anor-

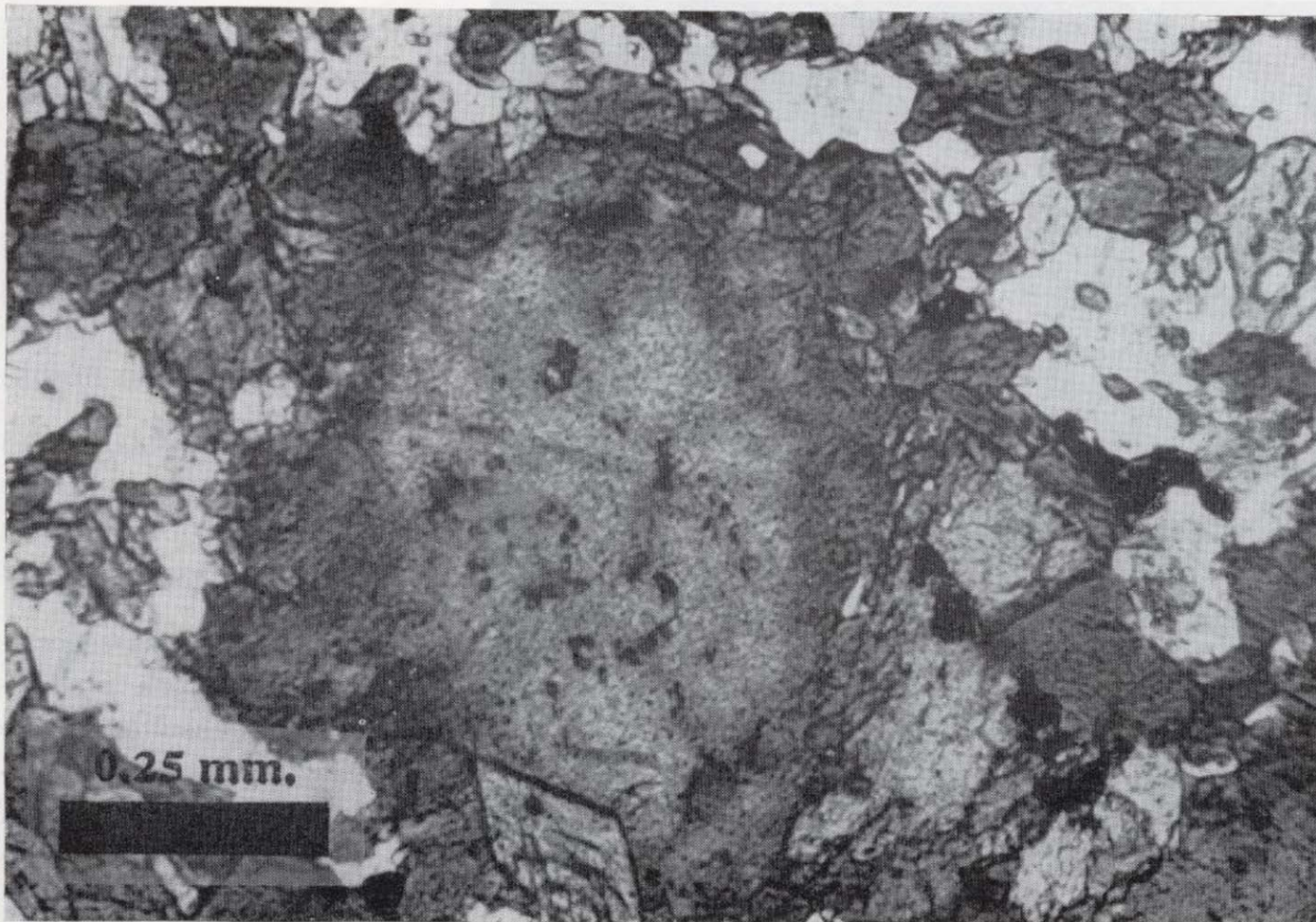


Figura 3.—Zonación característica en los anfíboles de las zonas metamórficas de grado bajo/intermedio.

tita aumentan con el grado metamórfico. Existe una variación continua desde cristales diminutos que forman la matriz en las rocas de menor grado de metamorfismo, hasta cristales hipidiomorfos, con tendencia equidimensional y tamaño apreciable que aparecen en las zonas centrales del NLR. Es frecuente su alteración a sericita y en menor medida a epidota.

Cuarzo.—Aparece en proporciones variables dentro de la matriz leucocrática de estas rocas. En los cuerpos anfibólicos con bordes tectonizados el tamaño del cuarzo disminuye drásticamente originando, junto a la plagioclasa, una matriz de grano muy fino que rodea a los anfíboles, mientras que en rocas menos tectonizadas pueden aparecer cristales relativamente grandes, con bordes lobulados, extinción ondulante y subjuntas, mostrando una clara tendencia a la formación de texturas poligonales.

Ilmenita.—Aparece siempre orientada, marcando la esquistosidad dominante. Su tamaño es variable, pudiendo llegar a formar a escala microscópica un auténtico moteado de pequeños granos, de hábito tabular, repartidos homogéneamente, o formar granos lobulados y xenomorfos de mayor tamaño que se intercalan entre los anfíboles

5.1 Anfíbol

Se han diferenciado dos tipos de zonados relacionados en proporciones y distribuciones o en las bandas leucocráticas. Es habitual la presencia de bordes reaccionales de esfena alrededor de las ilmenitas (fig. 4), siendo ésta una textura retrometamórfica característica (BOHLEN y LIOTTA, 1986).

Entre los minerales accesorios destaca la presencia de granate, que aparece en granos coalescentes de pequeño tamaño, pudiendo ser una fase intermedia en la formación de grandes cristales de granate. La epidota puede presentar hábitos columnares con disposición paralela a la esquistosidad principal y tamaño de grano fino, o bien formarse como producto de la retromorfosis de la plagioclasa, dando como resultado cristales pequeños y xenomorfos incluidos en plagioclasas o intercalados en la matriz. Su ausencia en las asociaciones de grado bajo/intermedio sugiere la existencia de bajas fugacidades de oxígeno (KUNIYOSHI y LIU, 1976). El clinopiroxeno se presenta como una fase relicta en asociaciones de alto grado metamórfico. Aparece en relación a asociaciones, de grano fino y textura poligonizada, con anfíbol marrón y plagioclasa. Es frecuente también la presencia de escapolita rellenando las fracturas existentes en estas rocas.

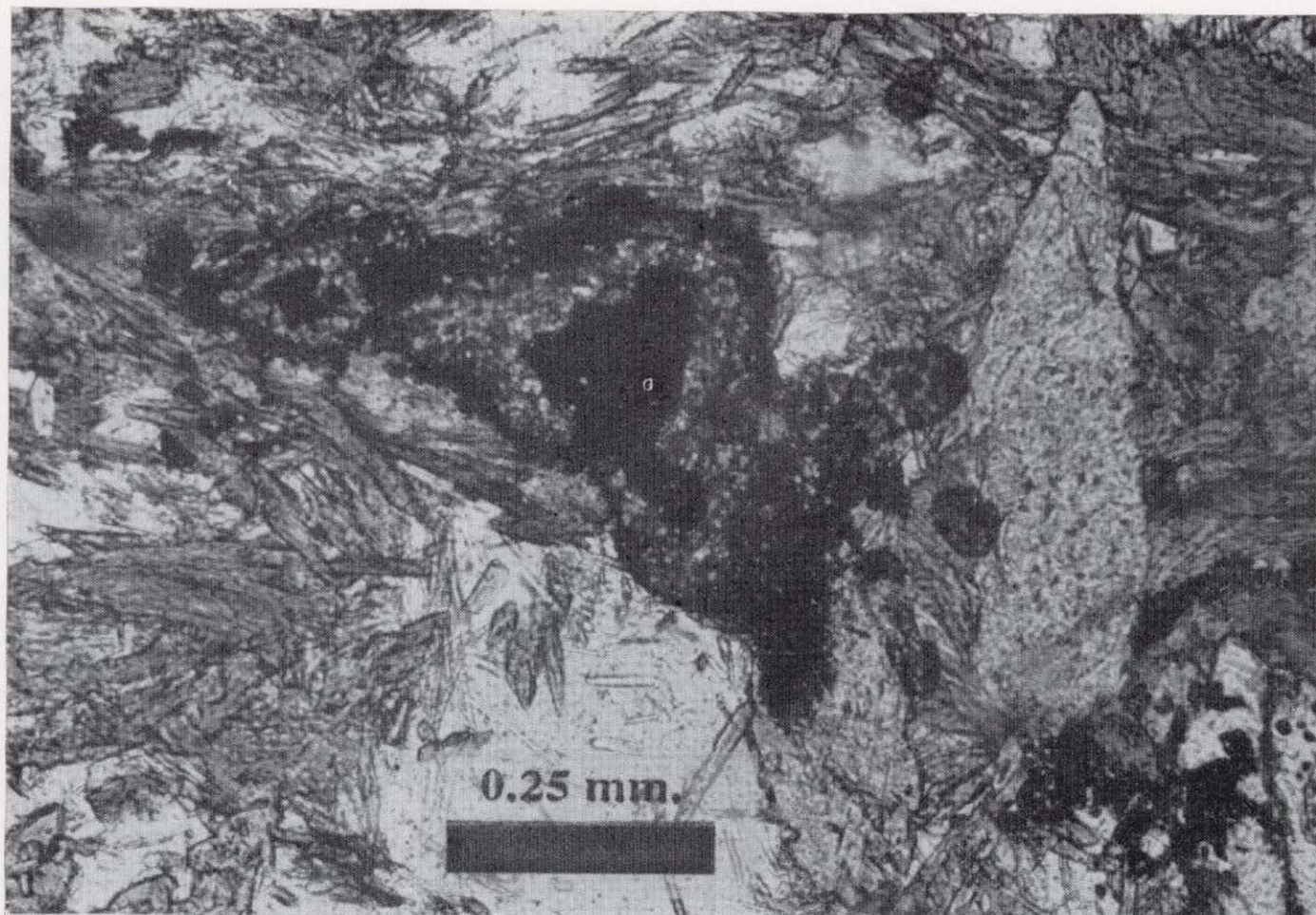
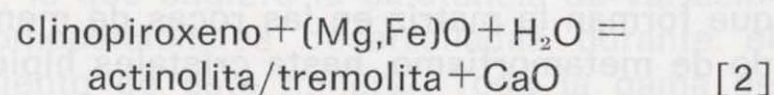
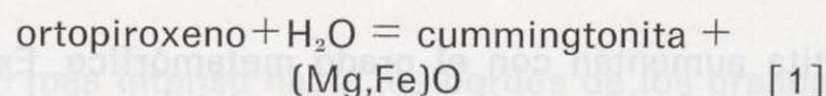


Figura 4.—Bordes reaccionales de esfena producidos como resultado de la desestabilización de la ilmenita durante la acción de procesos retrometamórficos.

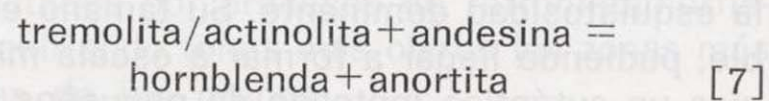
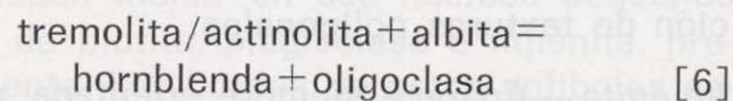
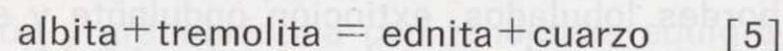
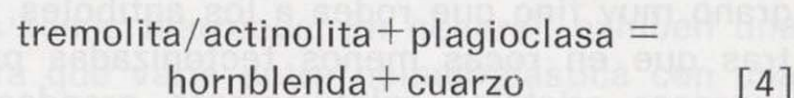
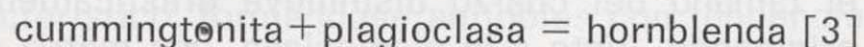
4. REACCIONES Y EVOLUCION METAMORFICA

El protolito más probable de las anfibolitas del NLR corresponde a diabasas, gabros y niveles volcanosedimentarios con mayor o menor carácter detrítico, frecuentes en la Serie del Huezar y en las otras series de la misma edad que rodean al núcleo metamórfico. Las características de este vulcanismo sugieren su relación con los procesos de *rift* del Cámbrico Inferior y Medio, representados por rocas gabroicas y un complejo vulcanismo espilitico y cuarzoqueratófido, muy bien desarrollado en los sectores centrales de la ZOM (sector Alconera, Jerez de los Caballeros). La anfibolitización y la modificación de las asociaciones minerales magmáticas originales produce el desarrollo de las asociaciones metamórficas actualmente presentes.

En un principio el ortopiroxeno y el clinopiroxeno originales sufren reacciones de desestabilización cuyo desarrollo originaría la aparición de los primeros anfíboles metamórficos. Según MONGKOLTIP y ASHWORTH (1986), tales reacciones de desestabilización de los piroxenos, dentro de las condiciones de las facies esquistos verdes y anfibolitas en las que se encuentran estas rocas, serían las siguientes:



Los anfíboles formados a partir de estas reacciones serían sólo productos intermedios que reaccionarían inmediatamente para dar hornblenda, bajo condiciones de grado metamórfico intermedio, de acuerdo con las siguientes reacciones propuestas por SPEAR (1981):



Se formarían así anfíboles composicionalmente complejos.

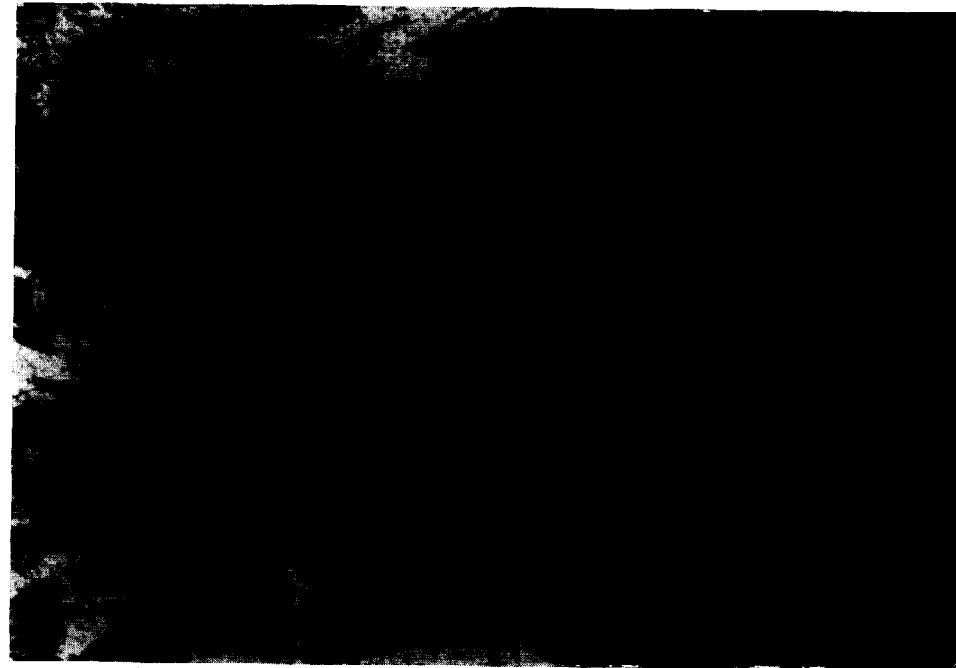
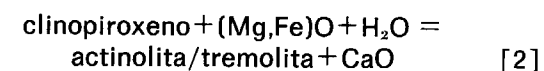
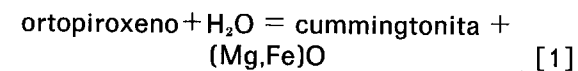


Figura 4.—Bordes reaccionales de esfena producidos como resultado de la desestabilización de la ilmenita durante la acción de procesos retrometamórficos.

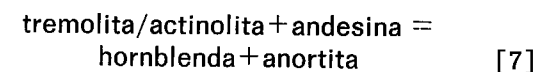
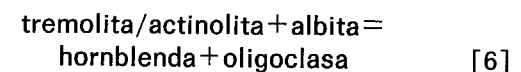
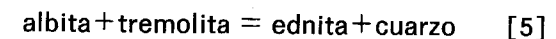
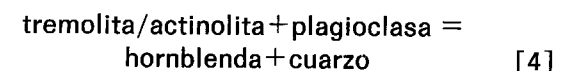
4. REACCIONES Y EVOLUCION METAMORFICA

El protolito más probable de las anfibolitas del NLR corresponde a diabasas, gabros y niveles volcanosedimentarios con mayor o menor carácter detrítico, frecuentes en la Serie del Hueznar y en las otras series de la misma edad que rodean al núcleo metamórfico. Las características de este vulcanismo sugieren su relación con los procesos de *rift* del Cámbrico Inferior y Medio, representados por rocas gabroicas y un complejo vulcanismo espilitico y cuarzoqueratófido, muy bien desarrollado en los sectores centrales de la ZOM (sector Alconera, Jerez de los Caballeros). La anfibolitización y la modificación de las asociaciones minerales magmáticas originales produce el desarrollo de las asociaciones metamórficas actualmente presentes.

En un principio el ortopiroxeno y el clinopiroxeno originales sufren reacciones de desestabilización cuyo desarrollo originaría la aparición de los primeros anfíboles metamórficos. Según MONGKOLTIP y ASHWORTH (1986), tales reacciones de desestabilización de los piroxenos, dentro de las condiciones de las facies esquistos verdes y anfibolitas en las que se encuentran estas rocas, serían las siguientes:



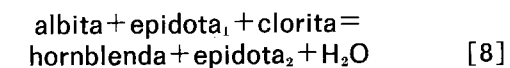
Los anfíboles formados a partir de estas reacciones serían sólo productos intermedios que reaccionarían inmediatamente para dar hornblenda, bajo condiciones de grado metamórfico intermedio, de acuerdo con las siguientes reacciones propuestas por SPEAR (1981):



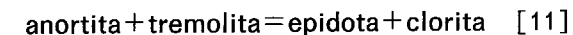
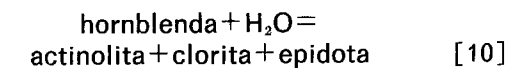
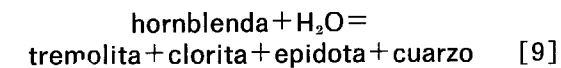
Se formarían así anfíboles composicionalmente complejos.

El alto contenido anortítico de las plagioclasas en muchas muestras sugiere que reacciones del tipo 6 han sido las más frecuentes, a pesar de que las reacciones 4 y 5, debido a la constante aparición de cuarzo junto a la plagioclasa, hayan jugado también un papel relativamente importante. El componente edenítico formado a partir de la reacción 5, se introduciría en la composición de las hornblendas en solución sólida.

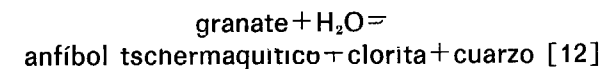
La aparición de la epidota puede tener su origen en la reacción de deshidratación progresiva producida durante la fase progradada del metamorfismo.



La retromorfosis de las asociaciones necesita un aporte de agua desde el exterior del sistema formado por las metabasitas. Este aporte se produciría habitualmente, debido a la poca potencia de los lechos anfibolíticos y la presencia de un encajante pelítico rico en fases hidratadas. Reacciones retrógradas que han podido producir las asociaciones minerales ahora existentes dentro de las facies metamórficas de grado medio, según MOODY et al (1983), son las siguientes:



además de la reacción de desestabilización del granate propuesta por THOMPSON et al. (1982),



5. QUIMISMO MINERAL

Los análisis químicos de los minerales han sido efectuados en la microsonda electrónica CAMEBAX del Centre de Mésures Phisiques de la Universidad de Clermont-Ferrand (Francia), mediante la técnica de la dispersión de la longitud de

onda. Las condiciones de trabajo fueron las habituales para este aparato: un tiempo de integración de 10 s y un potencial de aceleración de 15 kV. En estos análisis se utilizaron los patrones del BRGM francés y se siguió el procedimiento de correcciones ZAF. El error analítico se puede considerar inferior al 2 por 100 para la mayor parte de los elementos mayores (BOIVIN, 1982).

Los análisis se han realizado sobre muestras representativas de distinto grado metamórfico, desde muestras con anfíbol marrón y textura nematoblástica, hasta muestras con anfíboles verde-azulados y textura porfiroblástica. Las muestras están repartidas en las distintas zonas metamórficas reconocidas y diferenciadas a partir de materiales metapelíticos (APRAIZ et al., 1993). En las tablas 1 a 5 se presentan los análisis representativos de los minerales de estas anfibolitas.

5.1. Anfíbol

Se han diferenciado dos tipos de zonados relacionados en general, con los anfíboles verdes y marrones previamente definidos. La zonación de los anfíboles verdes está caracterizada por un aumento en la proporción de Fe, Al y Ti y disminución de Mg y Si hacia el borde de los granos, mientras que los anfíboles marrones (zonas de mayor grado metamórfico), presentan justamente un desarrollo opuesto. SPEAR (1981), MOODY et al. (1983) y GONZALEZ DEL TANAGO y ARENAS (1991), relacionan la primera de estas zonaciones con una evolución de tipo progrado, mientras que la segunda está relacionada con reequilibrios minerales posteriores al máximo metamórfico. Los resultados geotermobarométricos obtenidos confirman este tipo de evolución.

Las relaciones $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+}$ son muy variables, van desde el 0.69 del centro de un anfíbol de bajo grado al 0.18 del centro de un anfíbol marrón de la zona de mayor metamorfismo, existiendo una relación media de alrededor de 0.35. El contenido en Ti aumenta claramente con el grado metamórfico desde 0.00 hasta 0.17 moléculas por fórmula unidad.

El grado de ocupación de la posición estructural A es muy variable. En algún caso llega a estar ocupada hasta el 50 por 100 de su capacidad y otras veces puede estar completamente vacía.

TABLA 1

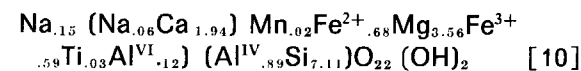
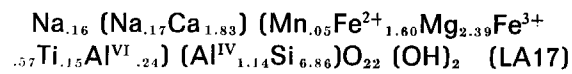
Análisis químicos representativos de anfíboles del NLR. b: borde; c: centro. d.l.d.: por debajo del límite de detección analítico.

Anfibol	LA10	34	LA59c	LA59b	10c	10b	LA17c	LA17b	AA
SiO ₂	44.82	48.88	45.01	46.70	55.01	52.22	44.55	46.84	46.17
TiO ₂	0.77	0.25	0.97	0.81	0.09	0.37	1.44	1.35	0.49
Al ₂ O ₃	10.6	9.70	10.14	8.68	1.87	6.14	8.65	8.15	8.52
Cr ₂ O ₃	0.06	0.05	0.04	0.04	0.08	0.08	0.10	0.03	d.l.d.
FeO	16.71	8.60	7.05	6.65	4.95	5.76	13.90	12.85	14.59
Fe ₂ O ₃	5.95	6.62	9.03	9.41	3.68	5.56	4.45	5.58	6.38
MnO	0.99	0.33	0.50	0.45	0.27	0.18	0.35	0.42	0.98
NiO	d.l.d.	d.l.d.	0.01	0.02	d.l.d.	0.06	0.03	0.01	0.04
MgO	7.08	12.57	12.96	13.68	19.00	16.82	10.46	10.81	8.53
Na ₂ O	0.64	1.49	1.24	1.02	0.23	0.76	1.55	1.16	0.45
K ₂ O	0.91	0.20	0.24	0.19	d.l.d.	0.08	0.24	0.27	0.46
CaO	11.59	10.91	12.01	12.05	12.66	12.44	11.82	11.50	11.53
Total	100.13	99.59	99.19	99.70	97.84	100.5	97.55	98.97	98.14

Fórmulas estructurales en base a 13 cationes (excluidos Ca, Na y K).

Si	6.64	6.93	6.49	6.67	7.71	7.22	6.67	6.85	6.89
Al	1.85	1.62	1.72	1.46	0.31	1.00	1.53	1.40	1.50
Ti	0.09	0.03	0.11	0.09	0.01	0.04	0.16	0.15	0.05
Cr	0.01	0.01	d.l.d.	d.l.d.	0.01	0.01	0.01	d.l.d.	d.l.d.
Fe ³⁺	0.66	0.71	0.98	1.01	0.39	0.58	0.50	0.61	0.72
Fe ²⁺	2.07	1.02	0.85	0.80	0.58	0.67	1.74	1.57	1.82
Mn	0.12	0.04	0.06	0.05	0.03	0.02	0.04	0.05	0.12
Mg	1.56	2.66	2.78	2.91	3.97	3.46	2.33	2.36	1.90
Ni	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.01	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Ca	1.84	1.66	1.86	1.84	1.90	1.84	1.90	1.80	1.84
Na	0.18	0.41	0.34	0.29	0.06	0.21	0.45	0.33	0.13
K	0.17	0.04	0.04	0.03	d.l.d.	0.01	0.05	0.05	0.09

Lo habitual sin embargo, es que la proporción de ocupación oscile entre un 10 y un 25 por 100. La posición M4 aparece normalmente completa. De todos los análisis realizados sólo en tres casos no se llega a completar la cantidad teórica de dos cationes, aunque por muy poco (aparecen 1.94, 1.96 y 1.97 cationes ocupando esta posición). El contenido de Na en la posición M4 varía entre 0.00 y 0.34, siendo habituales proporciones entre 0.10 y 0.20. Las fórmulas medias deducidas a partir de varios análisis para los anfíboles de mayor y menor grado de metamorfismo son las siguientes, respectivamente:



Las diferencias entre estas fórmulas son apreciables. Destaca el alto contenido en Fe(t) del anfíbol de mayor grado metamórfico (LA17) que es compensado con un apreciable descenso en Mg. También es mayor la proporción de Al tanto tetracoordinado como hexacoordinado, como la ya citada de Ti.

En la clasificación de LEAKE (1978), los anfíboles analizados ocupan un amplio abanico de composiciones (fig. 5), siendo las más habituales las correspondientes a las Mg-hornblendas y Fe-hornblendas. Las variaciones existentes respecto a estas composiciones están relacionadas con los anfíboles de menor metamorfismo.

De acuerdo con SPEAR (1981) y ROBINSON et al. (1982), los mecanismos de sustitución de cationes que permiten explicar las variaciones com-

TABLA 2

Análisis químicos representativos de los granates que aparecen en las anfibolitas del NLR. c: centro; cb: centro-borde; b: borde; d.l.d.: por debajo del límite de detección analítico

Granate	LA10	LA10	AAc	AAcb	AAb
SiO ₂	38.08	38.51	36.77	36.86	37.03
TiO ₂	0.27	0.19	0.32	0.10	0.03
Al ₂ O ₃	20.38	20.82	19.60	20.11	20.43
Cr ₂ O ₃	0.02	d.l.d.	0.13	0.01	0.07
FeO _t	20.46	12.73	18.46	20.35	21.48
MnO	9.68	12.07	8.94	8.84	8.70
NiO	0.06	0.08	d.l.d.	0.04	0.04
MgO	0.96	0.86	0.73	0.95	1.04
Na ₂ O	0.03	0.04	0.19	0.04	d.l.d.
K ₂ O	0.03	d.l.d.	0.03	0.01	0.01
CaO	10.62	13.96	12.43	10.52	9.40
Total	101.00	99.30	97.80	97.20	97.84

Número de cationes sobre la base de 12 oxígenos.

Si	3.01	3.07	3.00	3.01	3.02
Al	1.94	1.95	1.89	1.94	1.96
Ti	0.02	0.01	0.02	0.01	d.l.d.
Cr	d.l.d.	d.l.d.	0.01	d.l.d.	d.l.d.
Fe ³⁺	0.01	d.l.d.	0.10	0.04	d.l.d.
Fe ²⁺	1.35	0.84	1.16	1.35	1.46
Mn	0.65	0.81	0.62	0.61	0.60
Mg	0.11	0.10	0.09	0.12	0.13
Ni	d.l.d.	0.01	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Ca	0.90	1.19	1.09	0.92	0.82
Na	d.l.d.	0.01	0.03	0.01	d.l.d.
K	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.

TABLA 4

Análisis químicos representativos de óxidos de Fe-Ti en las anfibolitas del NLR. i: inclusión; m: matriz; d.l.d.: por debajo del límite de detección analítico

Oxidos de Fe-Ti	10i	LA17	LA10	34i	34m	LA59
SiO ₂	0.08	d.l.d.	d.l.d.	0.09	0.06	d.l.d.
TiO ₂	62.62	51.94	51.97	47.53	50.53	14.55
Al ₂ O ₃	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.03	0.03	0.06
Cr ₂ O ₃	0.03	0.10	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.06
FeO _t	32.96	44.61	37.10	45.84	44.33	77.02
MnO	0.29	1.85	9.72	2.53	2.45	0.43
NiO	d.l.d.	d.l.d.	0.02	0.02	0.11	0.02
MgO	0.15	0.16	0.06	0.04	0.73	0.08
Na ₂ O	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.05	0.03	0.02
K ₂ O	0.01	0.01	d.l.d.	0.01	0.06	d.l.d.
CaO	0.55	0.28	0.51	0.41	2.58	0.04
Total	96.7	99.0	99.4	96.6	100.9	92.3

Número de cationes sobre la base de 12 oxígenos.

Si	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Al	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Ti	1.24	0.99	0.99	0.93	0.93	0.29
Cr	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Fe ³⁺	d.l.d.	0.01	0.02	0.14	0.13	1.42
Fe ²⁺	0.67	0.94	0.76	0.86	0.78	0.27
Mn	0.01	0.04	0.21	0.06	0.05	0.01
Mg	0.01	0.01	d.l.d.	d.l.d.	0.03	d.l.d.
Ni	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Ca	0.02	0.01	0.01	0.01	0.07	d.l.d.
Na	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
K	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.

TABLA 3

Análisis químicos representativos de plagioclasas en las anfibolitas del NLR. i: inclusión; m: matriz; d.l.d.: por debajo del límite de detección analítico

Plagioclasa	LA10	AA	34	LA59	10	LA17i	LA17m
SiO ₂	43.97	42.99	57.08	59.56	49.02	65.44	59.86
TiO ₂	0.04	0.02	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.01
Al ₂ O ₃	36.02	34.44	26.08	24.66	31.25	20.62	23.02
Cr ₂ O ₃	0.10	0.06	0.03	0.02	0.16	d.l.d.	0.02
FeO _t	0.04	1.49	0.12	0.21	0.05	0.44	0.71
MnO	d.l.d.	0.09	0.03	d.l.d.	0.02	d.l.d.	0.02
NiO	d.l.d.	0.05	d.l.d.	d.l.d.	0.05	0.06	0.02
MgO	0.01	d.l.d.	0.04	0.09	0.29	0.01	0.08
Na ₂ O	0.33	0.44	6.7	7.41	3.54	10.37	8.21
K ₂ O	0.01	d.l.d.	0.04	0.32	0.01	0.06	0.15
CaO	19.13	19.52	8.28	6.17	14.67	1.54	6.16
Total	99.65	99.10	98.40	98.44	99.06	98.54	98.26

Número de cationes sobre la base de 8 oxígenos.

Si	2.04	2.03	2.60	2.69	2.26	2.92	2.72
Al	1.97	1.91	1.40	1.31	1.70	1.08	1.23
Ti	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Cr	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.01	d.l.d.	d.l.d.
Fe	d.l.d.	0.06	d.l.d.	0.01	d.l.d.	0.02	0.03
Mn	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Mg	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.01	0.02	d.l.d.	0.01
Ni	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Ca	0.95	0.99	0.40	0.30	0.73	0.07	0.30
Na	0.03	0.04	0.59	0.65	0.32	0.90	0.72
K	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.02	d.l.d.	d.l.d.	0.01

TABLA 5

Análisis químicos representativos de piroxenos en las anfibolitas del NLR. d.l.d.: por debajo del límite de detección analítico

Piroxenos	LA17	LA17	LA17	LA17	LA10	LA10
SiO ₂	51.40	51.85	51.35	50.71	50.84	50.46
TiO ₂	0.09	0.12	0.19	0.11	0.10	0.13
Al ₂ O ₃	0.73	1.72	1.27	0.88	1.13	1.03
Cr ₂ O ₃	0.35	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.12	0.03
FeO _t	12.02	12.78	12.99	12.81	12.31	12.92
MnO	0.52	0.39	0.50	0.48	0.57	0.58
NiO	0.02	0.03	0.01	0.01	d.l.d.	d.l.d.
MgO	12.02	12.03	11.34	10.82	11.37	11.91
Na ₂ O	0.16	0.22	0.21	0.14	0.23	0.23
K ₂ O	0.02	0.04	d.l.d.	0.01	d.l.d.	d.l.d.
CaO	22.82	20.80	22.14	23.44	22.48	22.70
Total	100.00	99.98	100.00	99.41	99.15	99.99

Número de cationes sobre la base de 12 oxígenos.

Si	1.95	1.96	1.95	1.94	1.94	1.91
Al ^{IV}	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05
Al ^{VI}	d.l.d.	0.04	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Ti	d.l.d.	d.l.d.	0.01	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Cr	0.01	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Fe ³⁺	0.07	0.01	0.05	0.08	0.07	0.14
Fe ²⁺	0.31	0.39	0.37	0.33	0.33	0.27
Mn	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
Mg	0.67	0.68	0.64	0.62	0.65	0.67
Ni	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Ca	0.93	0.84	0.90	0.96	0.92	0.92
Na	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
K	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.

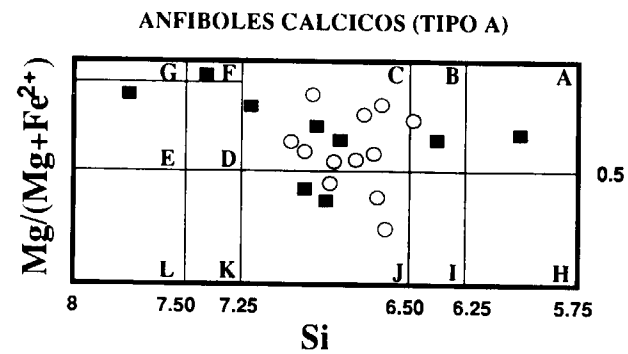


Figura 5.—Representación en el diagrama de LEAKE (1978) para anfíboles cálcicos $[(Ca + NA) > 1.34; Na_m < 0.67; (Na + K)_A < 0.50; Ti < 0.50]$ de los anfíboles analizados. Los campos composicionales correspondientes a las distintas letras son los siguientes: A, tschermakita; B, hornblenda tschermakítica; C, magnesio-hornblenda; D, hornblenda actinolítica; E, actinolita; F, hornblenda tremolítica; G, tremolita; H, ferro-tschermakita; I, hornblenda ferrotschermakítica; J, ferro-hornblenda; K, hornblenda ferroactinolítica; L, ferro-actinolita. Los círculos abiertos corresponden a anfíboles en zonas de medio/alto grado metamórfico y los cuadrados negros y anfíboles en zonas de bajo grado metamórfico.

posicionales observadas, partiendo de la fórmula de la tremolita $Ca_2Mg_3Si_8O_{22}(OH)_2$, son los siguientes:

1. Edenita: $Na(A) + Al^{IV}$
2. Tschermakita: $2Al^{IV} + 2Al^{VI}$
3. Ferritschermakita: $2Al^{IV} + 2Fe^{3+VI}$
4. Glaucofana: $2Na(M4) + 2Al^{VI}$
5. Riebeckita: $2Na(M4) + 2Fe^{3+VI}$
6. Richterita: $Na(A) + Na(M4)$
7. Ti-tschermakita: $2Al^{IV} + Ti^{VI}$
8. Pargasita: $Na(A) + Al^{VI} + 2Al^{IV}$

De la figura 6 se deduce que las sustituciones en las que participa el Al^{IV} deben haber actuado conjuntamente y prácticamente no dan opción a la participación de otras sustituciones debido a la alta aproximación de los puntos con respecto a la línea $Al^{IV} = (Na + K)_A + 2Ti + 2Al^{VI} + Fe^{3+}$. Se puede observar también, que la sustitución en la que interviene el Fe^{3+} ha podido actuar, pero siempre en bajas proporciones (fig. 6). En las sustituciones 4 y 6 (glaucofana y richterita) los

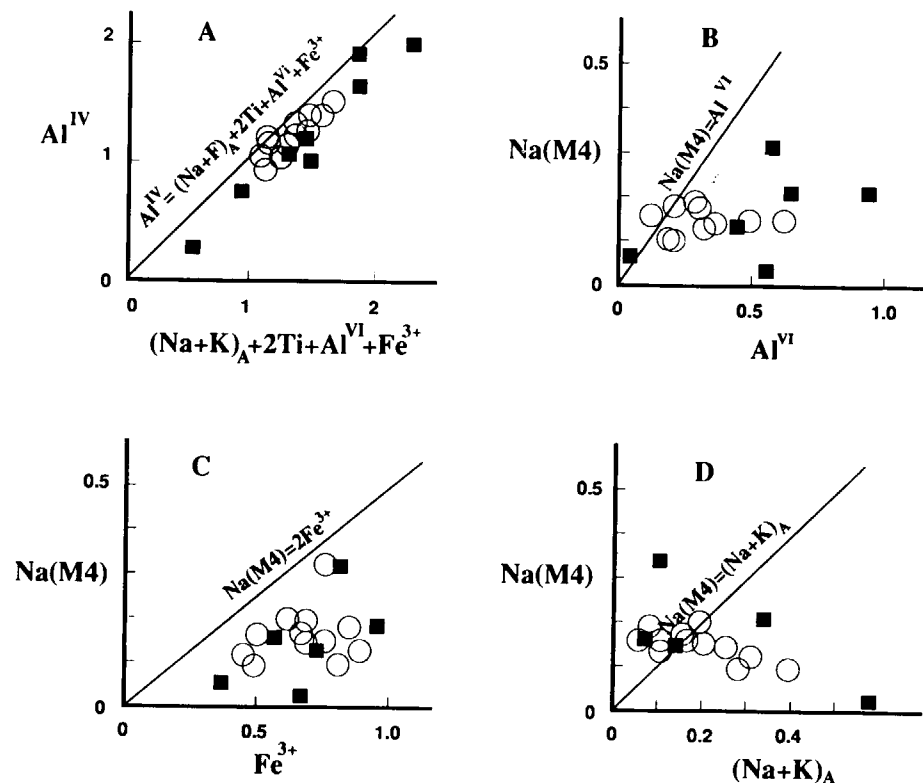


Figura 6.—Diagramas en los que se representan diversos tipos de sustituciones reconocidos en los anfíboles de las metabasitas de grado medio/alto (círculos abiertos) y grado bajo (cuadrados negros) del NLR: a) sustituciones de los tipos edenita, tschermakita, Fe-tschermakita y Ti-tschermakita; b) sustitución del tipo glaucofana; c) sustitución del tipo riebeckita; d) sustitución del tipo richterita.

únicos puntos que se aproximan a la línea de conjugación son los de los anfíboles de menor grado metamórfico, pero es clara la inexistente relación general entre la línea que identifica la sustitución y las composiciones de los anfíboles.

5.2. Granate

El granate aparece en muestras analizadas pertenecientes a las zonas de la Sill-Fdk y a la de la Ms-Sill. La proporción de almandino oscila entre 31 y 48 moles por 100, mientras que las proporciones de piropo son muy bajas (entre 1 y 4 moles por 100). El contenido en calcio de estos granates es elevado, variando entre 27 y 39 moles por 100 la proporción de la molécula grosularia, mientras que la proporción molecular de espeserita se sitúa entre los límites de 20 y 27 moles por 100. De los análisis realizados sobre los granates se obtiene una zonación en la que se aprecia un aumento del contenido en Fe y Mg y una disminución en el de Ca hacia los bordes. Por su parte, la proporción de Mn se mantiene siempre bastante constante. Estas proporciones moleculares sugieren la posibilidad de la existencia de un protolito metacarbonatado que da origen a estas asociaciones minerales con granate. Estas composiciones cuestionan el significado de la utilización del granate en los cálculos geotermobarométricos, por lo que se han evitado geotermobarómetros basados en el quimismo del granate.

5.3. Plagioclasa

La composición de las plagioclasas corresponde a soluciones sólidas albita-anortita prácticamente ideales, con porcentajes moleculares de Fdk siempre inferiores al 1 por 100. La proporción de anortita es muy variable, siendo habituales las concentraciones comprendidas entre An_{25} y An_{41} (oligoclasa-andesina), aunque a veces llega a concentraciones del campo de la labradorita.

Las plagioclasas que aparecen asociadas a granates, tienen en general, un carácter muy cálcico An_{96-97} , asociado a unas proporciones muy bajas en Si que son compensadas con un aumento en el contenido en Al. Estas proporciones moleculares corroboran la idea planteada anteriormente de la existencia de un protolito metacarbonatado para estas rocas.

5.4. Óxidos de Fe y Ti

Los análisis de estos óxidos han sido normalizados a dos cationes, utilizándose para ello la propuesta de DYMEK et al. (1988). Normalmente es la ilmenita el único óxido de Fe-Ti presente en las rocas, apareciendo generalmente relacionada con cristales de esfena que pueden llegar a formar bordes reaccionales completos a su alrededor (fig. 4). La formación de esfena a partir de la ilmenita es una de las evidencias propuestas por MOODY et al. (1983) para establecer la transición desde facies anfibolíticas a la facies de esquistos verdes. SPEAR (1981) ha interpretado la formación de esta textura en relación a una reacción entre la esfena y la ilmenita ocasionada por un descenso de la temperatura. En una muestra, en vez de ilmenita aparece Ti-magnetita con unas proporciones de Ti de hasta 0.29 cationes por fórmula unidad. La aparición de Ti-magnetita en vez de ilmenita ha sido relacionada por SPEAR (1981) a diferencias en las fugacidades de oxígeno, siendo bastante insensible a los cambios de temperatura.

5.5. Piroxeno

Los piroxenos aparecen en muestras pertenecientes a las zonas de mayor grado metamórfico y son soluciones sólidas prácticamente ideales de la serie diopsido-hedenbergita, con proporciones siempre inferiores al 2 por 100 de los componentes jadeítico y actinolítico. No se han encontrado zonaciones en estos minerales, estando su composición comprendida entre $Di_{49}Hd_{51}$ y $Di_{16}Hd_{84}$.

6. GEOTERMOBAROMETRIA

Debido al gran campo de estabilidad que abarca la asociación mineral habitual en las anfibolitas de grado medio-alto (Hbl-Pl-Qtz-Ilm), la utilización de técnicas geotermobarométricas para precisar las condiciones de presión y temperatura que alcanzaron estas rocas es de gran interés y utilidad. A pesar de la inexistencia de granate en anfibolitas banales, lo cual limita mucho los datos termobarométricos que se pueden obtener, la presencia de zonaciones en anfíboles hace posible obtener datos de interés que complementan la trayectoria metamórfica obtenida a partir de rocas pelíticas.

En las muestras procedentes de la zona media y externa del NLR, los minerales guardan vestigios de la evolución prograda sufrida en la región. A partir de los minerales zonados de estas muestras se obtienen normalmente mayores presiones y temperaturas con los análisis de los bordes que con los del centro. Esto sugiere que los minerales no han alcanzado una temperatura suficientemente alta como para lograr la homogeneización, y al mismo tiempo, que la evolución retrógrada no los ha modificado de manera importante. En cambio, las muestras de mayor grado metamórfico poseen una mayor homogeneidad en la composición de los minerales y es habitual también la presencia de zonados minerales retrometamórficos, que marcan una evolución semejante a la obtenida para las rocas pelíticas.

Las temperaturas de equilibrio de las metabasitas han sido calculadas utilizando el método gráfico de SPEAR (1980) y la calibración del geotermómetro anfíbol-plagioclasa propuesta por BLUNDY y HOLLAND (1990). El método gráfico utilizado (fig. 7), proporciona temperaturas superiores a los 500° C para las anfibolitas de las asociaciones metamórficas de alto grado y temperaturas inferiores para los anfíboles verdes de bajo grado metamórfico. Con el uso del geoter-

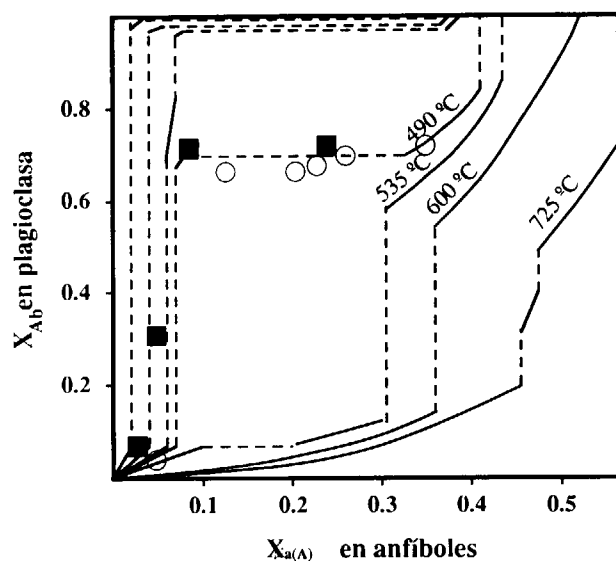


Figura 7.—Estimación de las temperaturas para la estabilidad de los equilibrios de intercambio anfíbol-plagioclasa en anfibolitas de grado bajo (cuadrados negros) y grado intermedio/alto (círculos abiertos) según el método gráfico de Spear (1980).

mómetro anfíbol-plagioclasa se han obtenido para las anfibolitas de mayor grado de metamorfismo temperaturas de $684 \pm 50^\circ \text{C}$ para las presiones obtenidas a partir de asociaciones pelíti-

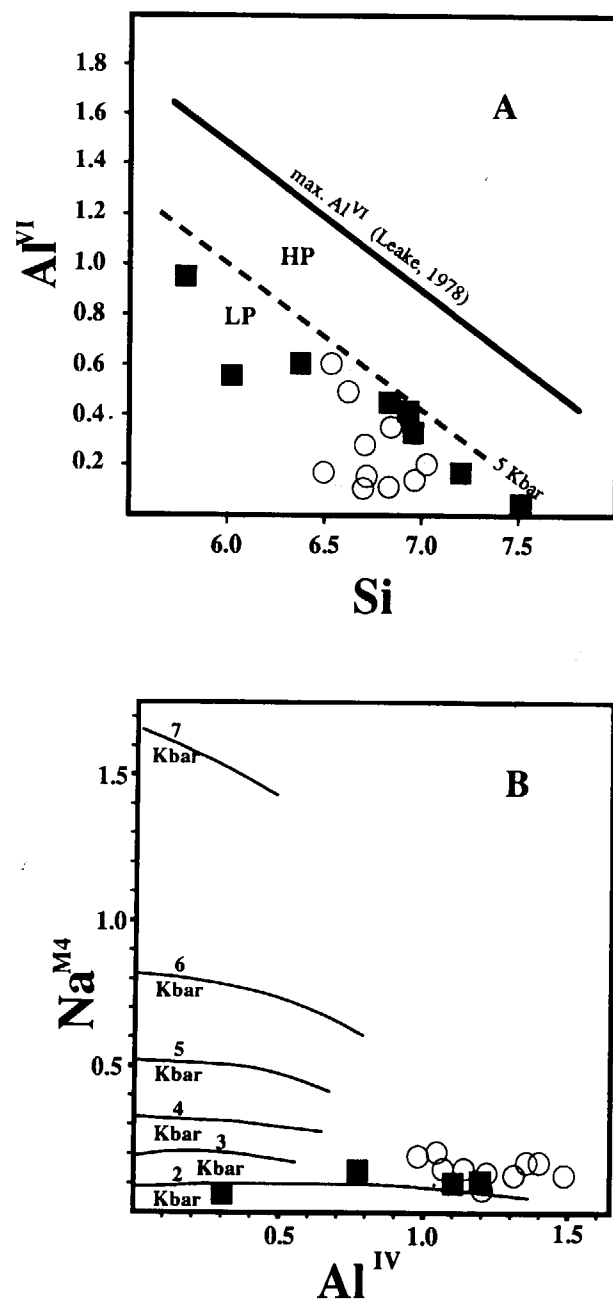


Figura 8.—Estimación de las presiones para la estabilidad de los equilibrios de intercambio y las características composicionales de los anfíboles en anfibolitas de grado bajo (cuadrados negros) e intermedio/alto (círculos abiertos) según los métodos gráficos de (A) RAASE (1974) y (B) BROWN (1974).

cas adyacentes, siendo muy escasas las diferencias originadas con el uso del centro y los bordes de los anfíboles. En zonas de menor grado de metamorfismo, donde la zonación de los anfíboles queda mejor preservada, se aprecian diferencias notables entre las temperaturas calculadas con el uso del centro de los anfíboles $370 \pm 50^\circ \text{C}$ y con el borde de éstos $630 \pm 50^\circ \text{C}$.

Debido al carácter calcosilicatado de las muestras con granate, sólo se han utilizado los métodos gráficos de BROWN (1974) y RAASE (1974) para realizar un cálculo aproximado de las presiones alcanzadas en la zona (fig. 8), quedando clara la tendencia evolutiva de estas anfibolitas dentro de las facies de bajas presiones. La ausencia de rutilo en las muestras estudiadas es también un rasgo indicativo de la evolución a bajas presiones.

7. CONCLUSIONES

A pesar de carecer de pruebas concluyentes so-

bre el origen de las anfibolitas, los estudios de campo y petrográficos realizados sobre las rocas sugieren un origen variado para éstas. Los cuerpos de potencia y extensión mayor, los que forman el arco anfibólico en la figura 1, se relacionaría con un volcanismo bimodal, mientras que la mayoría de las bandas anfibólicas no cartografiadas extendidas por todo el núcleo, corresponderían a sills y diques relacionados con un período extensivo, muy probablemente el rift Cámbrico Inferior-Medio.

Las condiciones de presión y temperatura obtenidas a partir de las asociaciones minerales de las anfibolitas que aparecen en el NLR, complementan el «path» obtenido a partir de las asociaciones pelíticas (APRAIZ et al., 1993). Las zonaciones de los anfíboles de bajo grado metamórfico permiten conocer parte de la evolución prograda del metamorfismo de BP-AT que ha afectado a las rocas de esta zona.

La figura 9 muestra el path metamórfico deducido para el NLR, a partir tanto de asociaciones

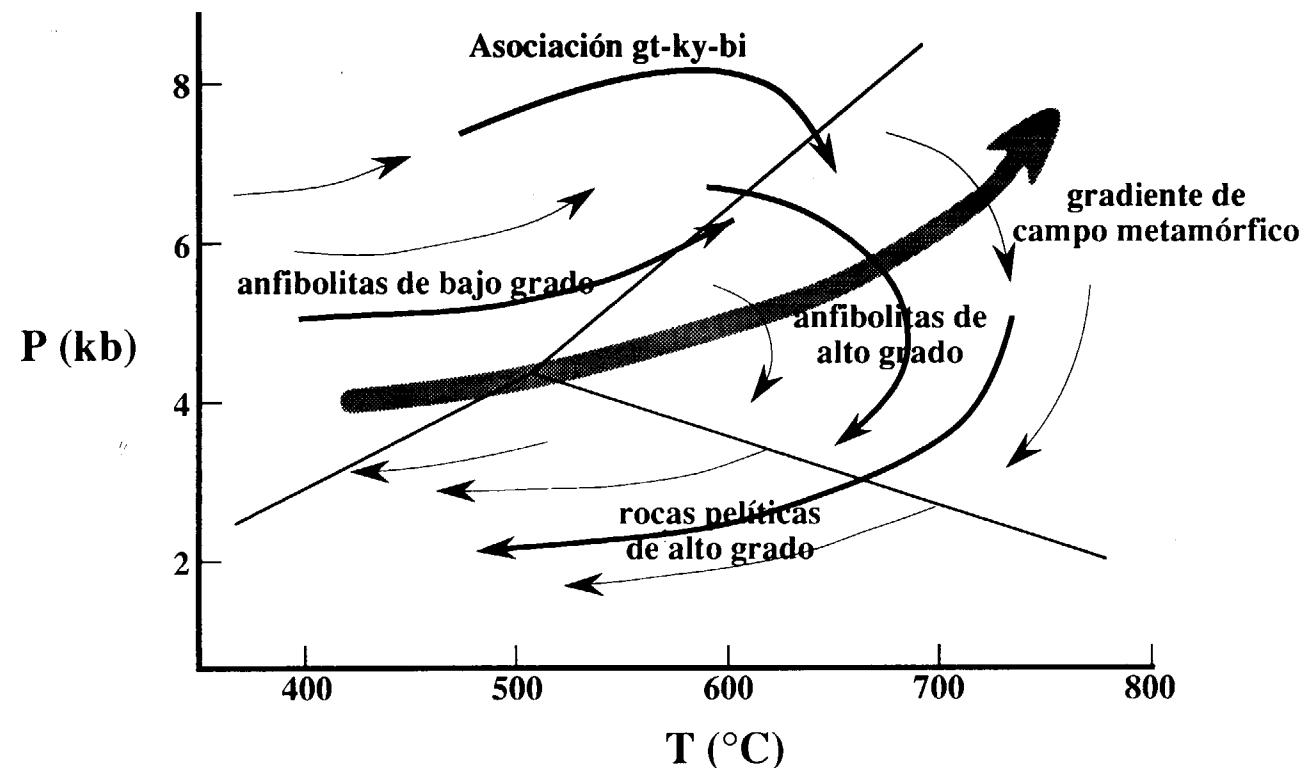


Figura 9.—Evolución del gradiente metamórfico y trayectoria del metamorfismo deducida a partir tanto de asociaciones pelíticas como anfibólicas del NLR. Los trazos gruesos corresponden a evoluciones deducidas a partir de asociaciones minerales individuales mientras que los trazos finos son evoluciones hipotéticas.

pelíticas como anfibólicas. La trayectoria es de tipo horario (*path clockwise*), con una primera fase de presiones y temperaturas intermedias marcadas por la asociación Grt-Ky-Br, a partir de cuyo estudio geotermobarométrico se han deducido presiones aproximadas entre 6 y 8 kb y temperaturas de alrededor de 590° C. Esta fase no ha sido reconocida en asociaciones de metabasitas. Con posterioridad se produce la superposición de una segunda fase de metamorfismo (BP-AT) cuya acción oblitera la mayoría de los rasgos definitorios de la primera fase. La superposición de este segundo evento metamórfico causa un descenso apreciable de la presión que en un primer momento se ve acompañado de un aumento de la temperatura. Es durante este período cuando se produce la fusión que origina el amplio desarrollo de migmatitas y la formación de la granodiorita cordierítica. Durante esta fase se alcanzan temperaturas que oscilan alrededor de 720° C y presiones de aproximadamente 5 kb. La parte final del *path* metamórfico está marcada por una evolución retrógrada importante, con un descenso de la temperatura muy marcado, hasta alcanzar facies de esquistos verdes, mientras que la presión desciende ligeramente. Es en esta parte final cuando se originan la gran cantidad de rasgos de origen retrógrado visibles en estas rocas: formación de bordes reaccionales de esfena alrededor de ilmenita en rocas anfibólicas y bordes reaccionales de cordierita y plagioclasa alrededor de granate en pelitas, zonaciones retrógradas en granates y anfíboles, etc.

De los tramos evolutivos obtenidos a partir de asociaciones minerales individuales se ha deducido el gradiente metamórfico del NLR (fig. 9). Este tipo de gradientes corresponde a zonas de corteza engrosadas en las que el ascenso isostático y la erosión ejercen un control dominante sobre las paragénesis minerales (SPEAR et al., 1984; THOMPSON y ENGLAND, 1984). En el caso del NLR parece ser que el desmantelamiento cortical es además ayudado por la existencia de una tectónica extensional.

REFERENCIAS

- APRAIZ, A.; EGUILUZ, L., y ABALOS, B. (1992): *Evolución metamórfica y anatexia en el núcleo de Lora del Río*. Publ. Mus. Geol. Extremadura, 1, 36.
- APRAIZ, A.; EGUILUZ, L., y ABALOS, B. (1993): *Evolución*

metamórfica y anatexia en el núcleo de Lora del Río (Zona de Ossa Morena). Rev. Soc. Geol. España (en prensa).

ARRIOLA, A., y EGUILUZ, L. (1983): *Migmatitas de Lora del Río (Sevilla): Estructurología y deformación*. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, 69, 259-263.

ARRIOLA, A., y GARROTE, A. (1984): *Nuevos datos sobre la geología del Núcleo Metamórfico de Lora del Río (Sevilla), Sierra Morena*. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 8, 45-51.

BARD, J. P. (1969): *La Metamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie Occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-Ibérique*. Thèse USTL, Univ. Montpellier 397 pp.

BOHLEN, S. R., y LIOTTA, J. J. (1986): *A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites*. Jour. Petrol., 27, 1025-1034.

BOIVIN, P. (1982): *Interactions entre magmas basaltiques et Manteau Supérieur*. Thesis Univ. Clermont-Ferrand, 349 pp.

BROWN, E. H. (1974): *Comparison of the mineralogy and phase relations of blueschists from the northern Cascades, Washington, and the blueschists from Otago, New Zealand*. Geol. Soc. Am. Bull., 85, 333-344.

BLUNDY, J. D., y HOLLAND, T. J. B. (1990): *Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer*. Contrib. Mineral. Petrol., 104, 208-224.

CONTRERAS, F., y PEREZ, H. (1992): *Los macizos de Lora y Ventas Quemadas, entorno geológico-estructural y mecanismo genético común*. Publ. Mus. Geol. Extremadura, 1, 58-59.

DYMEK, R. F.; BROTHERS, S. C., y SCHIFFRIES, C. M. (1988): *Petrogenesis of ultramafic metamorphic rocks from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, west Greenland*. Jour. Petrol., 29, 1353-1397.

EGUILUZ, L. (1987): *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el antiformal Burguillos-Monesterio. Macizo Ibérico Meridional*. Tesis. Univ. del País Vasco, 693 pp.

EGUILUZ, L.; ABALOS, B.; APRAIZ, A., y MARTINEZ-TORRES, L. M. (1992): *El núcleo de Valuengo: correlación e implicaciones en la interpretación geodinámica de la Zona de Ossa-Morena*. Publ. Mus. Geol. Extremadura, 1, 67.

FABRIES, J. (1963): *Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la Province de Seville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques*. Thèse Université de Nancy, 267 pp.

GONZALEZ DEL TANAGO, J., y ARENAS, R. (1991): *Anfibolitas granatíferas de Sierra Albarrana (Córdoba). Termobarometría e implicaciones para el desarrollo del metamorfismo regional*. Rev. Soc. Geol. España, 4, 251-269.

JEREZ MIR, F., y GARCIA MONZON, G. (1974): *Mapa Geológico de España*. E. 1:50.000, hoja n.º 919 (Almadén de la Plata). Memoria explicativa. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

KUNIYOSHI, S., y LIOU, J. G. (1976): *Burial metamorphism of the Karmutsen volcanic rocks, northeastern Vancouver Island, British Columbia*. Am. J. Sci., 276, 1096-1119.

LAIRD, J., y ALBEE, A. L. (1981): *Pressure, temperature and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont*. Amer. Jour. Science, 281, 127-175.

LEAKE, E. B. (1978): *Nomenclature of amphiboles*. Amer. Miner., 63, 1023-1052.

MENHERT, K. R. (1968): *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.

MERCIER, L.; JOHAN, V.; LARDEAUX, J. M., y LEDRU, P. (1992): *Evolutions tectono-metamorphiques des nappes de l'Artesse (Massif central français): nouveaux marqueurs de la collision dans la chaîne varisque*. Bull. Soc. Géol. Fr., 163, 293-308.

MONGKOLTIP, P., y ASHWORTH, J. R. (1986): *Amphibolitization of metagabbros in the Scottish Highlands*. Jour. Met. Geol., 4, 261-283.

MOODY, J. B.; MEYER, O., y JENKINS, J. E. (1983): *Experimental characterization of the greenschist-amphibolite boundary in mafic systems*. Am. J. Sci., 283, 48-92.

RAASE, P. (1974): *Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism*. Contrib. Mineral. Petrol., 45, 231-236.

ROBINSON, P.; SPEAR, F. S.; SCHUMACHER, J. C.; LAIRD, J.; KLEIN, C.; EVANS, B. W., y DOOLAN, B. L. (1982): *Phase relations of metamorphic amphiboles: natural*

occurrences and theory. In: Amphiboles: petrology and experimental phase relations. (D. R. Veblen y P. H. Ribbe, Edts.). Reviews in Mineralogy, 9B: pp. 1-227. Min. Soc. Amer.

SPEAR, F. S. (1980): *NaSi-CaAl exchange equilibria between plagioclase and amphibole: an empirical model*. Contrib. Mineral. Petrol., 72, 33-41.

SPEAR, F. S. (1981): *An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite*. Amer. Jour. Sci., 281, 697-734.

SPEAR, F. S.; SELVERSTONE, J.; HICKMOTT, D.; CROWLEY, P., y HODGES, K. V. (1984): *P-T paths from garnet zoning: a new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes*. Geology., 12, 87-90.

THOMPSON, A. B., y ENGLAND, P. C. (1984): *Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks*. Jour. Petrol., 25, 929-955.

THOMPSON, J. B.; LAIRD, J., y THOMPSON, A. B. (1982): *Reactions in amphibolite, greenschist and blueschist*. J. Petrol., 23, 1-27.

VAZQUEZ GUZMAN, F. (1968): *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja n.º 918 (Santa Olalla de Cala)*. Memoria explicativa. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

Original recibido: Julio de 1993.

Original aceptado: Septiembre de 1993.

INFORMACION

Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIX Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1993»

Por L. M.^a RIOS, J. M. CHARLET, J. M. GALERA, D. BARETTINO y F. BODEGA

INTRODUCCION

Como ya es tradicional desde 1955 (I Campamento «Pueyo de Jaca», J. M.^a Ríos García, 1955), una vez más se celebró el Campamento para Prácticas de Geología en el Pirineo, del 1 al 20 de julio de 1993 en su 39.^a versión, con el patrocinio de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de la Universidad Politécnica de Madrid y especial colaboración del Instituto Tecnológico Geominero de España.

Desde 1989 el Campamento ha tomado la forma de un cursillo itinerante sobre el propio terreno, con dos facetas: 1) explicaciones por los instructores tomando como base algunos de los espléndidos ejemplos que el Pirineo Central ofrece; 2) realización personal de ejercicios por parte de los alumnos con la tutela de los monitores. Una tercera faceta, en la idea de su fundador el Profesor Ríos, viene dada espontáneamente por sí sola: la convivencia de futuros profesionales de diferentes Centros y procedencias.

Se visitan tres segmentos transversales en el flanco sur del Pirineo Central, con bases de alojamiento respectivamente en Hecho, en Torla-Bielsa y en Castejón de Sos. Así se obtiene una visión de la estructura, sedimentología, estratigrafía y petrología de la Cadena, desde su frente meridional y borde del Terciario del valle del Ebro (Riglos) hasta los terrenos metamórficos paleozoicos y las relaciones condicionantes en campo de las diversas facies graníticas del macizo de La Maladeta (Vallibierna), pasando por las superposiciones entre los mantos de corrimiento alpinos del borde occidental de la Unidad Surpirenaica Central.

Este año se introdujeron dos variantes al programa del año anterior: un corte del sinclinorio oligoceno entre el pantano de La Peña y Jaca, y un recorrido por las facies de transición de continentales a marinas del Esera y del Isábena cuya calidad de afloramientos tiene fama internacional.

Hubo 16 alumnos inscritos conforme a las plazas previstas pero a tres de ellos no les fue posible asistir

El montante de gastos de este Campamento (mencionados en anexo aparte) ha sido de 1.729.508 pesetas que repartido entre los 13 alumnos participantes resulta 133.039 pesetas por alumno, viniendo a ser el importe de la matrícula de este año (cuota de inscripción de 50.000 pesetas) un 38 por 100 de dicha cantidad.

A excepción del primer día de salida que fue frío y amenazante de lluvia, en el resto del tiempo gozamos de una climatología buena de modo que todas las actividades programadas se cumplieron regularmente. Bien es sabido que el mes de menor pluviometría en esta región es precisamente julio.

También este año contamos con el apoyo logístico de un vehículo todoterreno del ITGE, así como de su conductor Manuel Illán.

También merece nuestra especial mención y agradecimiento la labor callada de D. Julián Vega Esteban, Maestro de Laboratorio, que como cada año desde 1963 viene realizando las tareas de secretario: convocatorias, correspondencia, contabilidad, equipamiento, etc.; ayudando así eficazmente a tener a punto el laboratorio natural de la Geología que es en primer lugar el campo; a donde, evidentemente, hay que desplazarse y estar, para recorrerlo y poder estudiar los resultados finales de experimentos que ocurrieron durante centenares (si no miles) de millones de años y que, a diferencia con otras ciencias, son irreproducibles.

En la comida final nos vimos honrados con la presencia de M.^a Teresa González, Profesora y Directora del Departamento de Ingeniería Geológica en la Escuela. Mucho agradecemos su visita y sus palabras de aliento, poniendo en efecto el énfasis, ante los alumnos, en la importancia que el campo tiene como marco referencial en los problemas geológicos, y aconsejando, por lo tanto, el amor al campo. Tuvo a gala recordarnos que fue participante en el XXII Campamento «Bielsa-Benasque 1976» cuando era alumna de primer curso, ya con afición por la Geología.

AGRADECIMIENTOS

El entusiasmo, interés y opiniones favorables que los alumnos participantes vienen mostrando en este y en anteriores Campamentos nos anima y estimula a los organizadores a proseguir en esta labor didáctica, esperando la benevolencia de las Empresas y Organismos que vienen cada año prestando su apoyo. Vaya hacia ellos nuestro más profundo agradecimiento, así como el de los alumnos participantes, y también especialmente: a la dirección de la Escuela por su patronazgo y subvención, y al Instituto Tecnológico Geominero de España por su subvención e importante ayuda en personal como en medios de locomoción.

También sea nuestro agradecimiento para los naturales y otros visitantes de cada comarca recorrida, por su cordialidad y acogedora simpatía.

DESARROLLO DEL CAMPAMENTO

Día 1. Recepción en Hecho (Huesca).

Día 2. Recorrido de la serie estratigráfica y estructuras del valle del río Aragón Subordán: Carbonífero, Permiano de Aguas Tuertas, calizas del Cretáceo y Paleoceno de la Boca del Infierno; serie turbidítica del Eoceno de San Pedro de Siresa hasta la primera megacapa olistostrómica en esta serie.

Día 3. Recorrido desde las facies transicionales de Puente La Reina y Ates, por el Eoceno en margas y flysch de la transversal de Jaca hasta los olistolitos del flanco sur del macizo del Aspe. Panorámica sobre las estructuras tectónicas del Cretáceo y Paleoceno. Estudio de la secuencia elemental de las capas de turbidita.

Día 4. Estancia en la base. Planteamiento de los objetivos del Campamento. Recomendaciones. Instrucciones sobre la visión estereoscópica sobre fotogramas aéreos. Tarde libre.

Día 5. Travesía desde el borde meridional de las Sierras Marginales en Riglos hasta Jaca. Realización de un corte tectónico en el Oligoceno continental del sinclinorio del Guarga por dicha transversal. Construcción del corte por la tarde en gabinete.

Día 6. Estudio y levantamiento de un corte en la serie turbidítica en un tramo al Norte de Aragüés del Puerto. Dibujo de la estructura por la tarde.

Día 7. Desde el refugio de Lizara subida a un cerro dominante sobre las Sierras de Visaurín y Bernera. Prácticas de cartografía de los contactos entre formaciones, visibles en panorámica, y su traslado a la foto aérea en el propio terreno.

Día 8. Despedida de Hecho. Entrada al valle de Tena. Sierras de Paleoceno/Cretáceo discordante sobre el Devoniano de las partes bajas del valle. Panorámicas sobre las

partes altas del valle, Devoniano de Las Ferreturas en la cresta fronteriza con Francia, y sobre las cumbres graníticas del macizo de Panticosa. Ida al valle del río Ara y alojamiento en Torla.

Día 9. Ascenso desde el aparcamiento del Parque Nacional de Ordesa hasta lo alto del techo del Cretáceo en el mirador de Las Proas. Vista, hacia el Norte, de las partes altas del circo de Cotatuero y cresterías del pico del Casco, etc. Vista hacia el fondo del valle y hacia el oeste, confluencia entre los ríos Arazas y Ara, de las relaciones de superposición del manto de Monte Perdido sobre la Unidad de Gavarnie. Por la tarde traslado a Bielsa por Boltaña y Ainsa. Travesía del anticlinal de Boltaña prolongación meridional del manto de Monte Perdido.

Día 10. Visita al valle de Pineta subiendo al circo de Lalarri. Relaciones de superposición de mantos de corrimiento: Unidad de Monte Perdido sobre la Unidad de Gavarnie y de ésta sobre el autóctono relativo de la ventana tectónica de Lalarri homóloga de la de Gavarnie en el lado francés.

Día 11. Descanso.

Día 12. Recorrido por la Unidad de Monte Perdido y su estructuración interna, hasta la cabecera del cañón de Añisclo. Unidades más occidentales del manto del Cotiella sobre la Unidad de Monte Perdido.

Día 13. Traslado a Castejón de Sos, en el río Esera, por el collado de Sahún. Vista sobre las partes traseras de los mantos de los materiales mesozoicos. Vista sobre la Alta Cadena con Paleozoico y macizos graníticos.

Día 14. Recorrido por la serie del Cretáceo del río Esera y Eoceno deltaico con regreso por Roda y el corte del Jurásico de Bonansa, análogo al productor de gas en la cuenca de la Aquitania francesa.

Día 15. Recorrido estratigráfico por el Eoceno fluvial y el Cretáceo del río Noguera Ribagorzana. Por la tarde charla sobre el ciclo alpino en el Pirineo.

Día 16. Recorrido por el Devoniano del valle del Esera y hasta el Siluriano de la Sierra Negra. Por la tarde charla introductoria al Paleozoico. Evolución geodinámica durante el Devoniano y el Carbonífero. Planteamiento del ejercicio del día siguiente.

Día 17. Levantamiento estructural por la cuerda al N del collado de Gelada y, por la tarde, construcción del corte.

Día 18. Recorrido por el Devoniano del río Isábena (serie tipo Baliera). Interferencia de pliegues a escala 1/50.000. Control de las miniestructuras en campo. Por la tarde: charla introductoria a la salida del día siguiente.

Día 19. Reconocimiento de las facies graníticas del macizo de La Maladeta y de su aureola metamórfica, entre la presa de Prado Nuevo y los lagos de Vallibierna.

Día 20. Entrega del material y comida final.

Noticias

EXPOSICION «LA GEOLOGIA A TRAVES DE LOS SELLOS» EN EL MUSEO GEOMINERO, PARA CONMEMORAR LA EMISION DE LA PRIMERA SERIE DE SELLOS DE MINERALES ESPAÑOLES

La Comisión de Programación de Emisiones de Sellos y demás Signos de Franqueo, a instancias del Instituto Tecnológico Geominero de España, acordó incluir en su programación de 1994 la emisión de una serie de sellos de minerales españoles, que constituirá la primera en su tema que se realiza en España. Con ella se pretende testimoniar la gran tradición minera española, a la vez que se divulgará, con fines educativos y culturales, esta parte tan notable de nuestro patrimonio geológico.

La serie, que se pondrá a la circulación el día 25 de febrero de 1994, se compondrá de cuatro sellos de idéntico valor (29 pesetas), presentados en grupos de cuatro efectos separados por una viñeta central, sin valor facial, que reproduce la gran sala del Museo Geominero. Los motivos seleccionados para esta primera emisión pertenecen al grupo de los sulfuros, y están constituidos por un cristal de *cinabrio*, procedente de Almadén (Ciudad Real); una macla de cuatro cristales cúbicos de *pirita*, de Navajún (La Rioja); una cristalización de *esfalerita* acaramelada sobre calcita, de Picos de Europa (Santander); y, finalmente, una asociación de cristales de *galena* del distrito minero de Linares-La Carolina (Jaén).

Con motivo de este importante acontecimiento filatélico, el Instituto Tecnológico Geominero de España y su Museo Geominero traerán a Madrid la exposición itinerante titulada *La Geología a través de los Sellos*, que estará abierta al público entre los días 26 de febrero y 31 de marzo de 1994, tras su paso por Oviedo y Córdoba.

La exposición refleja, con un planteamiento divulgativo, el desarrollo histórico de la Geología y de las actividades en torno a ella, a partir de diversos documentos de valor filatélico: sellos de correos, tarjetas entero-postales, sobres y matasellos alusivos a estos temas. Esta colección ha sido reunida por el paleontólogo holandés Dr. C. F. Winkler Prins, del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Leiden, quien aporta una visión muy personal sobre la filatelia geológica.

En primer lugar, la colección trata el tema de las raíces históricas de la Geología, partiendo de la versión bíblica de la creación de la Tierra y de la vida, así como las diferentes personalidades pioneras que intervinieron en el desarrollo de la Geología como ciencia, además de algunos coleccionistas singulares de fósiles y minerales.

Las diferentes disciplinas que integran las Ciencias de la Tierra son tratadas en forma separada en diferentes paneles, como la geotectónica, geofísica, cristalografía y mineralogía, petrología, hidrogeología, junto con diverso instrumental y técnicas de exploración geológica. La Paleontología ha quedado también reflejada en muchas series filatélicas de numerosos países, de las que se exponen ejemplos significativos.

Con esta primera emisión de sellos de minerales, España se suma al notable grupo de países que vienen difundiendo su patrimonio geológico a través de la filatelia.

I. R.

PREMIOS A LA INVESTIGACION DE LA REAL ACADEMIA DE DOCTORES

CONCURSO CIENTIFICO PARA 1994 PARA TESIS DOCTORALES

Los temas que pueden interesar a nuestros lectores son:

Premio de la Real Academia (1994) Disciplina Ciencias

Tema: Ciencias Biológicas.
Distinción honorífica de Doctor Académico correspondiente.

Premio de la Real Academia (1994). Disciplina Letras.

Tema: Historia.
Distinción honorífica de Doctor Académico correspondiente.

Premio Juan Manuel López de Azcona (1994)

Tema: Efecto del estado físico-químico sobre los espectros ópticos de emisión.
Dotación: Doscientas mil pesetas.

Premio Martel Hernández-San Gil Méndez (1994)

Tema: Estudio geológico del archipiélago canario
Dotación: Doscientas mil pesetas.

Premio Sociedad Hullera Vasco-Leonesa (1994)

Tema: La minería del carbón.
Dotación: Quinientas mil pesetas.

Premio Fundación Gómez Pardo (1994)

Tema: Libre en el área de Minería, preferentemente con una orientación industrial.
Dotación: Doscientas cincuenta mil pesetas.

Premio Fertilizantes Españoles (FESA) (1989)

Tema: Posible eliminación del mercurio durante el proceso de fabricación del ácido sulfúrico a partir de las piritas de Huelva.
Dotación: Ciento cincuenta mil pesetas.

Premio Juan Abelló Pascual (1986-1989)

Tema: Métodos analíticos en Bioquímica.
Dotación: Doscientas cincuenta mil pesetas.

Premio Club Español de la Minería (1987)

Tema: Aplicación de las técnicas de teledetección a la exploración minera.
Dotación: Cien mil pesetas.

Necrológica

El 25 de agosto pasado ha fallecido en su pueblo natal Sóller (Mallorca), Guillermo Colom Casasnovas, Micropaleontólogo y geólogo de talla internacional, fue un incansable estudioso de la Historia Natural de las Baleares.

Nació el 10 de agosto del año 1900 y a muy temprana edad empezó a sentirse atraído por las Ciencias Naturales. Así, a los 18 años, siguiendo los consejos de Darder y Fallot asiste a los cursos impartidos en el «College de France» en París y a la «Ecole des Mines» de Estrasburgo, en donde estudiará los microfósiles y las rocas sedimentarias.

En 1926, en una excursión científica a las Baleares encuadrada en el XIV Congreso Geológico Internacional que a la sazón se celebraba en Madrid, conoce a los prestigiosos Cailleux y Lapparent. Las enseñanzas recibidas junto a su gran vocación y dedicación le convertirían muy pronto en el precursor de la micropaleontología española.

Entre 1947 y 1948 escribe 18 volúmenes sobre foraminíferos, sedimentología, geomorfología y geología de las Baleares. En total sus publicaciones ascienden a 215.

Respecto al Instituto Tecnológico Geominero de España hay que decir que ha sido un asiduo colaborador contribuyendo a la formación cartográfica de las Islas Baleares, editada por este Organismo en escala 1:25.000 y 1:50.000. Asimismo muchas de sus publicaciones han visto la luz en la Revista Española de Micropaleontología que edita el ITGE y en la que figura como colaborador honorífico y cuyo último número, septiembre-diciembre 1993, se dedica a su memoria. También son innumerables sus colaboraciones en este Boletín Geológico y Minero, desde el que enviamos nuestro pésame a su familia y compartimos la tristeza de tantos amigos que en el mundo entero lamentan su pérdida.

L. A.

INDICE DE MATERIAS

Tomo 104

Libros

LOS DELHUYAR

Biografía

José Palacios Redondo

Logroño, 1992. 482 pp.

Esta interesante y completa biografía de los hermanos Elhuyar, patrocinada por el Gobierno de la Rioja, aparecida a finales de 1993, representa una importante aportación al conocimiento de las vidas de estos dos destacados ingenieros de minas riojanos. Fue presentada en Logroño, a finales de 1993, por el académico riojano Angel Martín Municio, y en Almadén por el propio autor, el día 4 de diciembre, festividad de Santa Bárbara. Patrona de los mineros.

Comienza la obra con la biografía de sus padres, emigrantes (1752) del país vasco-francés, en busca de mejora de su difícil situación económica. El padre Juan logra, como médico latino, una plaza en el Hospital Municipal de Logroño. Además de su actividad profesional, montó varias industrias, entre ellas una de destilación de alcoholes. Su mujer, siempre delicada, y su espíritu caritativo, que en muchas ocasiones en lugar de cobrar sus honorarios a los pacientes les ayudaba económicamente, incluso hospedándolos en su vivienda, le pusieron en muchas circunstancias comprometidas. Casado en segundas nupcias, tuvo una esposa que le ayudó en el florecimiento de sus negocios industriales.

Entre sus actividades se cita un dato de su descendiente Bernardo Caycedo, donde se le asigna el descubrimiento del célebre manantial de Cestona o Guesalaga, conocido desde 1760 por la evolución favorable de los perros sarnosos del Marqués de San Millán, que en ellos se bañaban. Estas termas las visitó oficialmente (1775) por invitación de su propietario, recomendando la realización de un análisis químico efectuado por Francisco Chavanneau (1782), figurando como el primero de todas las biografías de hidrología médica.

Gracias a la mejora económica de la familia, decide Juan enviar sus hijos a París para ampliar su formación científica. Describe los laboratorios científicos de la Real Sociedad de los Amigos del País Vasco, la creación en Vergara de las cátedras de mineralogía (hoy minería), química y metalurgia. Logra colocar a los dos hijos al servicio de la Academia Metalúrgica, uno como profesor y otro como agente secreto en el campo de la metalurgia. Dentro del nuevo programa de ampliación de estudios en Europa figura su incorporación en Freiberg como alumnos oficiales de la Bergacademie. Después de pasar por Viena, regresa

Fausto a Vergara y Juan José continúa a Uppsala. Como profesor de la Real Escuela Metalúrgica de Vergara orienta acertadamente Fausto a Chavanneau en las investigaciones sobre la purificación y maleabilidad de la platina. Regresado Juan José de Uppsala y Koping, trabajan ambos hermanos en el aislamiento del elemento muy denso contenido en el mineral volfram, al que pusieron el mismo nombre por no pertenecer en aquella época la letra W al alfabeto español. Este descubrimiento les dio fama mundial entre los científicos de los países europeos.

Llegó el momento de separarse los hermanos. Juan José como director de mina de Nueva Granada y su cuñado Angel Díaz Castell como adjunto. Tras múltiples dificultades y pérdida de tiempo, zarpan de Cádiz rumbo a Cartagena de Indias, donde tuvo la suerte de encontrar un buen amigo y protector, José Celestino Mutis y Bossio, sacerdote, médico y eminente naturalista, quien le consoló en muchos momentos de depresión. Alguno de los temas interesantes de la actividad de Juan José en Nueva Granada podían haberse ampliado con la información del archivo de Mutis depositado en el Real Jardín Botánico, como es el proyecto de creación del Cuerpo Militar de Ingenieros Mineralógicos del Nuevo Reino de Granada. En la obra se cita una errata mía, la fecha de llegada a Madrid del matrimonio Elhuyar como 6 de marzo de 1788, cuando la realidad es el 6 de febrero. Trata de la estancia en Nueva España, la magnífica labor desarrollada como Director General de Minas, la construcción del Palacio de la Minería, su relación con su discípulo predilecto Andrés Manuel del Río y Fernández, descubridor del eritronio, hoy vanadio, por la desacertada intervención de Humboldt, para quien su paso por América fue en favor propio. Trata de la despedida de Nueva España de su hija y yerno, de sus compañeros y discípulos. Relata la magnífica actuación en Madrid como Director General de Minas.

Con claros antecedentes masónicos, se puede asegurar que tanto los padres de estos dos sabios y ambos hermanos, siempre actuaron como fervientes católicos.

Como promotor de los dos actos científicos celebrados en Madrid con motivo del segundo centenario del descubrimiento del volframio, en la Escuela de Ingenieros de Minas y en el Instituto de España, con sus correspondientes discursos, recomiendo a quien le interesen estas biografías, consulten la obra del Dr. Palacios, por su mayor información gráfica y amplia aportación bibliográfica, resultado de un minucioso estudio de los antecedentes disponibles.

L. de A.

Páginas

GEOLOGIA

- F. SANCHEZ SERRANO, J. M. GONZALEZ CASADO y G. DE VICENTE MUÑOZ: Evolución de las deformaciones alpinas en el borde suroriental del Sistema Central Español (Zona de Tamajón, Guadalajara) 3
- A. RIAZA GARCIA: Reflectancia en rocas en función de su litología y fábrica interna. III. El Complejo Esquisto-grauváquico. Estudio de estructuras menores y microestructuras como base para la comprobación del significado estructural de diferencias espectrales en imágenes 13
- D. GOMEZ-GRAS: El Permotrias de la Cordillera Costero Catalana: Facies y Petrología Sedimentaria (Parte I) 115
- F. J. PALERO: Tectónica pre-hercínica de las series infraordovícicas del anticlinal de Alcuñá y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector meridional de la Zona Centroibérica) 227
- A. BENGOCHEA, L. A. IZQUIERDO, J. M. MARTINEZ, J. L. MOLINERO, D. MONTERO, F. TORCIDA y V. URIEN: Icnitas de Dinosaurios en el sureste de la provincia de Burgos 243
- E. SANZ PEREZ: Icnitas de Dinosaurios en Matasejún (Soria) 359
- A. RIAZA GARCIA: Reflectancia en rocas en función de su litología y fábrica interna. IV. Reflectancia en relación con los elementos de la fábrica interna de las rocas y distintos tipos de metamorfismo en el CEG. Su expresión en imágenes Thematic Mapper y análisis espacial de datos estructurales y microestructurales... .. 370
- D. GOMEZ-GRAS: El Permotrias de las Baleares y de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica y del Maestrat: Facies y Petrología Sedimentaria (Parte II) 466
- X. MARTINEZ-DELCLOS: Blátidos (Insecta, Blattodea) del Cretácico Inferior de España. Familias Mesoblattinidae, Blattulidae y Poliphagidae 516
- J. C. GUTIERREZ MARCO: Aspectos Paleocológicos de una comunidad de Calyx del Ordovícico de los Montes de Toledo (España). Discusión 539
- D. GIL CID y G. M. BERNAL BARREIRO: Aspectos Paleocológicos de una comunidad de Calyx del Ordovícico de los Montes de Toledo (España). Réplica 546
- C. ARIAS, J. P. MASSE y L. VILAS: Caracterización secuencial y bioestratigráfica del Aptiense-Albiense p.p. en la Sierra de Sopalmo, Prebético Interno (provincia de Murcia) 603
- F. L. CLAUSS: Estructuras indicadoras de paleosismicidad en el Neógeno de Arcos de la Frontera (SO de la depresión del Guadalquivir) 613

MINERIA

- J. GOMEZ DE LAS HERAS, A. OCHOA BRETON y S. FALCON DE ANDRES: El programa DHH como apoyo a los estudios de subsidencia minera 33
- S. MAROTO ARANDA, J. RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR y F. ROSALES CALVO: Los sondeos mecánicos en la investigación de la masa Valverde. Testificación geofísica de los mismos. Faja Piritica de Huelva 259

M. SUAREZ, J. NAVARRETE y J. M. MARTIN-POZAS: Estudio mineralógico del yacimiento de paligorskita de Bercimuel (Segovia) y de su entorno	407
J. M. MOLINA y F. J. HERNANDEZ-MOLINA: Concreciones de Barita en el Cretácico (Aptiense-Albiense) del Subbético (Cordilleras Béticas)	548
A. MOLINA-MOLINA y M. RUIZ-MONTES: Las mineralizaciones filonianas del Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas, España)	621
AGUAS SUBTERRANEAS	
A. NAVARRO ALVARGONZALEZ: Miniprogramas (IV). Acuíferos Costeros	41
A. NAVARRO ALVARGONZALEZ: Miniprogramas (V). Modelos hidroquímicos y/o de transporte de masas	162
A. NAVARRO ALVARGONZALEZ: Miniprogramas (VI) Variogramas y Kriging en hidrogeología	280
P. NIETO LOPEZ-GUERRERO: Posible contribución de la infraestructura hidrogeológica al Programa Nacional de ARU	416
M. GOMEZ MARTOS y F. BUYO HERNANDEZ: La eutrofización y su incidencia en la calidad de las aguas subterráneas. I: Bases teóricas	572
M. GOMEZ MARTOS y F. BUYO HERNANDEZ: La eutrofización y su incidencia en la calidad de las aguas subterráneas. II: Aplicación experimental a la balsa «Isla del Herrero» (Madrid)	640
GEOFISICA	
J. L. GARCIA LOBON y A. GRANDA: Reprocesado e interpretación de varias campañas de geofísica aeroportada en el Macizo Hespérico	177
GEOQUIMICA	
S. DEL BARRIO MARTIN, R. BENITO GARCIA y F. J. VALLE FUENTES: Efecto del reactivo de ataque sobre la determinación de boro en materiales geológicos por ICP-AES	52
M. VIDAL BARDAN: Mineralogía de los óxidos de hierro de los suelos rojos de la cuenca del Ebro	192
INGENIERIA GEOAMBIENTAL	
B. MARISCAL: Fluctuación climática y actividad antrópica durante el Subboreal. Estudio polínico de Almizaraque, Herrerías (Cuevas de Almazora) Almería	58
J. SIRVENT, G. DESIR, M. GUTIERREZ y C. SANCHO: Datos preliminares de tasas de erosión hídrica en cárcavas del área experimental de Lanaja (Depresión del Ebro).	301
J. C. ARRANZ, J. ALMOROX ALONSO y R. ANTONIO GARCIA: Análisis crítico de modelos de predicción de la erosión hídrica en minería y obra civil	422

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

A. VERGARA PARDEIRO: Contribución al estudio del color del granito «Rosa Porriño»	65
D. GOMEZ-LIMON, R. ALVAREZ y C. RUIZ: Identificación y caracterización de un mineral oxidado complejo de Estaño, Hierro y Arsénico en la mina «Santa Elisa» (Zamora)	312
A. APARICIO, J. M. BRELL y R. GARCIA: El metamorfismo hercínico de bajo y muy bajo grado en la Zona Cantábrica (provincias de León, Asturias, Cantabria)... ..	439
A. APRAIZ, L. EGUILUZ y B. ABALOS: Anfibolitas del núcleo de Lora del Río (zona de Ossa-Morena). Petrografía, Geotermobarometría y significado geodinámico	664

ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES

F. J. ALONSO, J. S. CHINCHON, J. ORDAZ, E. HERNANDEZ, A. ALASTUEY y R. M. ESBERT: Las piedras de construcción de la Seu Vella de Lérida: Tipos, petrografía y propiedades físicas	431
R. M.ª MARCO, R. M.ª ESBERT, F. J. ALONSO y F. DIAZ-PACHE: Características que condicionan el comportamiento de la caliza de Hontoria (Burgos) como piedra de edificación	586
J. SAAVEDRA, F. MADRUGA y M. T. MARTIN PATINO: Clasificación de la arenisca de Villamayor (Salamanca) por sus características tecnológicas y estructura interna	655

INFORMACION

O. PUCHE RIART y F. J. AYALA CARCEDO: La «Orythología» de Juan José Elhúyar (1754-1796) y la «Oritognosia» de Andrés Manuel del Río (1764-1849), primeros tratados geológicos escritos por españoles en América	72
Noticias y Notas bibliográficas (Número 1)	109
J. A. JIMENEZ SALAS: El método científico y la Geotecnia	205
F. J. AYALA CARCEDO: Bicentenario de Joaquín Ezquerro del Bayo (1793-1859), eminente ingeniero de minas-geólogo	211
L. M.ª RIOS, J. M. CHARLET, J. M. GALERA, D. BARETTINO y F. BODEGA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXVIII Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1992»	220
O. PUCHE RIART: La contribución de los ingenieros de minas y naturalistas a la Arqueología española: Los inicios de los estudios prehistóricos en España	318
Noticias y Libros (Número 3)	353
Libros (Número 4)	462
Libros (Número 5)	598
L. M.ª RIOS, J. M. CHARLET, J. M. GALERA, D. BARETTINO y F. BODEGA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIX Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1993»	681
Noticias, Necrológica y libros (Número 6)	683

INDICE DE AUTORES

Tomo 104

	Páginas
ABALOS, B.; APRAIZ, A., y EGUILUZ, L.: Anfibolitas del núcleo de Lora del Río (zona de Ossa-Morena). Petrografía, Geotermobarometría y significado geodinámico ...	664
ALASTUEY, A.; ALONSO, F. J.; CHINCHON, J. S.; ORDAZ, J.; HERNANDEZ, E., y ESBERT, R. M. ^a : Las piedras de construcción de la Seu Vella de Lérida: Tipos, petrografía y propiedades físicas ...	431
ALONSO, F. J.; CHINCHON, J. S.; ORDAZ, J.; HERNANDEZ, E.; ALASTUEY, A., y ESBERT, R. M. ^a : Las piedras de construcción de la Seu Vella de Lérida: Tipos, petrografía y propiedades físicas ...	431
ALONSO, F. J.; MARCO, R. M. ^a ; ESBERT, R. M. ^a , y DIAZ-PACHE, F.: Características que condicionan el comportamiento de la caliza de Hontoria (Burgos) como piedra de edificación ...	586
ALMOROX ALONSO, J.; ARRANZ, J. C., y ANTONIO GARCIA, R.: Análisis crítico de modelos de predicción de la erosión hídrica en minería y obra civil ...	422
ALVAREZ, R.; GOMEZ-LIMON, D., y RUIZ, C.: Identificación y caracterización de un mineral oxidado complejo de estaño, hierro y arsénico en la mina «Santa Elisa» (Zamora) ...	312
ANTONIO GARCIA, R.; ARRANZ, J. C., y ALMOROX ALONSO, J.: Análisis crítico de modelos de predicción de la erosión hídrica en minería y obra civil ...	422
APARICIO, A.; BRELL, J. M., y GARCIA, R.: El metamorfismo hercínico de bajo y muy bajo grado en la Zona Cantábrica (provincias de León, Asturias, Cantabria) ...	439
APRAIZ, A.; ABALOS, B., y EGUILUZ, L.: Anfibolitas del núcleo de Lora del Río (zona de Ossa-Morena). Petrografía, Geotermobarometría y significado geodinámico ...	664
ARIAS, C.; MASSE, J. P., y VILAS, L.: Caracterización secuencial y bioestratigráfica del Aptiense p.p. en la Sierra de Sopalmo, Prebético Interno (Prov. de Murcia) ...	603
ARRANZ, J. C.; ALMOROX ALONSO, J., y ANTONIO GARCIA, R.: Análisis crítico de modelos de predicción de la erosión hídrica en minería y obra civil ...	422
AYALA CARCEDO, F. J., y PUCHE RIART, O.: La «Orygthología» de Juan José Elhúyar (1754-1796) y la «Oritognosia» de Andrés Manuel del Río (1764-1849), primeros tratados geológicos escritos por españoles en América ...	72
AYALA CARCEDO, F. J.: Bicentenario de Joaquín Ezquerro del Bayo (1793-1859), eminente ingeniero de minas-geólogo ...	211
BARETTINO, D.; GALERA, J. M.; RIOS, L. M.; BODEGA, F., y CHARLET, J. M.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXVIII Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1992» ...	220
BARETTINO, D.; BODEGA, F.; CHARLET, J. M.; GALERA, J. M., y RIOS, L. M.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIX Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1993» ...	681
BARRIO MARTIN, S. DEL; BENITO GARCIA, R., y VALLE FUENTES, F. J.: Efecto del reactivo de ataque sobre la determinación de boro en materiales geológicos por ICP-AES ...	52

	Páginas
BENGOECHEA, A.; IZQUIERDO, L. A.; MARTINEZ, J. M.; MOLINERO, J. L.; MONTERO, D.; TORCIDA, F., y URIEN, V.: Icnitas de Dinosaurios en el sureste de la provincia de Burgos ...	243
BENITO GARCIA, R.; VALLE FUENTES, F. J., y DEL BARRIO MARTIN, S.: Efecto del reactivo de ataque sobre la determinación de boro en materiales geológicos por ICP-AES ...	52
BERNAL BARREIRO, G. M., y GIL CID, D.: Aspectos paleoecológicos de una comunidad de Calyx del Ordovícico de los Montes de Toledo (España). Réplica ...	546
BODEGA, F.; BARETTINO, D.; GALERA, J. M.; RIOS, L. M., y CHARLET, J. M.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXVIII Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1992» ...	220
BODEGA, F.; BARETTINO, D.; CHARLET, J. M.; GALERA, J. M., y RIOS, L. M.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIX Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1993» ...	681
BRELL, J. M.; APARICIO, A., y GARCIA, R.: El metamorfismo hercínico de bajo y muy bajo grado en la Zona Cantábrica (provincias de León, Asturias, Cantabria) ...	439
BUYO HERNANDEZ, F., y GOMEZ MARTOS, M.: La eutrofización y su incidencia en la calidad de las aguas subterráneas. I: Bases teóricas ...	572
BUYO HERNANDEZ, F., y GOMEZ MARTOS, M.: La eutrofización y su incidencia en la calidad de las aguas subterráneas. II: Aplicación experimental a la balsa «Isla del Herrero» (Madrid) ...	640
CHARLET, J. M.; RIOS, L. M.; GALERA, J. M.; BARETTINO, D., y BODEGA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXVIII Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1992» ...	220
CHARLET, J. M.; BARETTINO, D.; BODEGA, F.; GALERA, J. M., y RIOS, L. M.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIX Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1993» ...	681
CHINCHON, J. S.; ALONSO, F. J.; ORDAZ, J.; HERNANDEZ, E.; ALASTUEY, A., y ESBERT, R. M. ^a : Las piedras de construcción de la Seu Vella de Lérida: Tipos, petrografía y propiedades físicas ...	431
CLAUSS, F. L.: Estructuras indicadoras de paleosismicidad en el Neógeno de Arcos de la Frontera (SO de la depresión del Guadalquivir) ...	613
DESIR, G.; SIRVENT, J.; GUTIERREZ, M., y SANCHO, C.: Datos preliminares de tasas de erosión hídrica en cárcavas del área experimental de Lanaja (Depresión del Ebro) ...	301
DIAZ-PACHE, F.; MARCO, R. M. ^a ; ESBERT, R. M. ^a , y ALONSO, F. J.: Características que condicionan el comportamiento de la caliza de Hontoria (Burgos) como piedra de edificación ...	586
EGUILUZ, L.; ABALOS, B., y APRAIZ, A.: Anfibolitas del núcleo de Lora del Río (zona de Ossa-Morena). Petrografía, Geotermobarometría y significado geodinámico ...	664
ESBERT, R. M. ^a ; ALONSO, F. J.; CHINCHON, J. S.; ORDAZ, J.; HERNANDEZ, E., y ALASTUEY, A.: Las piedras de construcción de la Seu Vella de Lérida: Tipos, petrografía y propiedades físicas ...	431

ESBERT, R. M. ^a ; MARCO, R. M. ^a ; ALONSO, F. J., y DIAZ PACHE, F.: Características que condicionan el comportamiento de la caliza de Hontoria (Burgos) como piedra de edificación	586
FALCON DE ANDRES, S.; OCHOA BRETON, A., y GOMEZ DE LAS HERAS, J.: El programa DHH como apoyo a los estudios de subsidencia minera	33
GALERA, J. M.; RIOS, L. M.; CHARLET, J. M.; BARETTINO, D., y BODEGA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXVIII Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1992»	220
GALERA, J. M.; BARETTINO, D.; BODEGA, F.; CHARLET, J. M., y RIOS, L. M.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIX Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1993»	681
GARCIA, R.; APARICIO, A., y BRELL, J. M.: El metamorfismo hercínico de bajo y muy bajo grado en la Zona Cantábrica (provincias de León, Asturias, Cantabria) ...	439
GARCIA LOBON, J. L., y GRANDA, A.: Reprocesado e interpretación de varias campañas de geofísica aeroportada en el Macizo Hespérico	177
GIL CID, D., y BERNAL BARREIRO, G. M.: Aspectos paleoecológicos de una comunidad de Calyx del Ordovícico de los Montes de Toledo (España). Réplica	546
GOMEZ-GRAS, D.: El Permotriás de la Cordillera Costero Catalana: Facies y Petrología Sedimentaria (Parte I)	115
GOMEZ-GRAS, D.: El Permotriás de las Baleares y de la vertiente mediterránea de la Cordillera Ibérica y del Maestrat: Facies y Petrología Sedimentaria (Parte II).	466
GOMEZ DE LAS HERAS, J.; OCHOA BRETON, A., y FALCON DE ANDRES, S.: El programa DHH como apoyo a los estudios de subsistencia minera	33
GOMEZ-LIMON, D.; ALVAREZ, R., y RUIZ, C.: Identificación y caracterización de un mineral oxidado complejo de estaño, hierro y arsénico en la mina «Santa Elisa» (Zamora)	312
GOMEZ MARTOS, M., y BUYO HERNANDEZ, F.: La eutrofización y su incidencia en la calidad de las aguas subterráneas. I: Bases teóricas	572
GOMEZ MARTOS, M., y BUYO HERNANDEZ, F.: La eutrofización y su incidencia en la calidad de las aguas subterráneas. II: Aplicación experimental a la balsa «Isla del Herrero» (Madrid)	640
GONZALEZ CASADO, J. M.; SANCHEZ SERRANO, F., y VICENTE MUÑOZ, G. DE: Evolución de las deformaciones alpinas en el borde suroriental del Sistema Central Español (Zona de Tamajón, Guadalajara)	3
GRANDA, A., y GARCIA LOBON, J. L.: Reprocesado e interpretación de varias campañas de geofísica aeroportada en el Macizo Hespérico	177
GUTIERREZ, M.; SIRVENT, J.; DESIR, G., y SANCHO, C.: Datos preliminares de tasas de erosión hídrica en cárcavas del área experimental de Lanaja (Depresión del Ebro)	301
GUTIERREZ MARCO, J. C.: Aspectos paleoecológicos de una comunidad de Calyx del Ordovícico de los Montes de Toledo (España). Discusión	539

HERNANDEZ, E.; ALONSO, F. J.; CHINCHON, J. S.; ORDAZ, J.; ALASTUEY, A., y ESBERT, R. M. ^a : Las piedras de construcción de la Seu Vella de Lérida: Tipos, petrografía y propiedades físicas	431
HERNANDEZ MOLINA, F. J., y MOLINA, J. M.: Concreciones de Barita en el Cretácico (Aptiense-Albiense) del Subbético (Cordilleras Béticas)	548
IZQUIERDO, L. A.; BENGOCHEA, A.; MARTINEZ, J. M.; MOLINERO, J. L.; MONTERO, D.; TORCIDA, F., y URIEN, V.: Icnitas de Dinosaurios en el sureste de la provincia de Burgos	243
JIMENEZ SALAS, J. A.: El método científico y la Geotecnia	205
MADRUGA, F.; MARTIN PATINO, M. T., y SAAVEDRA, J.: Clasificación de la arenisca de Villamayor (Salamanca) por sus características tecnológicas y estructura interna	655
MARCO, R. M. ^a ; ESBERT, R. M. ^a ; ALONSO, F. J., y DIAZ-PACHE, F.: Características que condicionan el comportamiento de la caliza de Hontoria (Burgos) como piedra de edificación	586
MARISCAL, B.: Fluctuación climática y actividad antrópica durante el Subboreal. Estudio polínico de Almizaraque, Herrerías (Cuevas de Almazora) Almería	58
MAROTO ARANDA, S.; RAMIRO COPEIRO DEL VILLAR, J., y ROSALES CALVO, F.: Los sondeos mecánicos en la investigación de la masa Valverde. Testificación geofísica de los mismos. Faja Pirítica de Huelva	259
MARTIN PATINO, M. T.; MADRUGA, F., y SAAVEDRA, J.: Clasificación de la arenisca de Villamayor (Salamanca) por sus características tecnológicas y estructura interna	655
MARTIN-POZAS, J. M.; SUAREZ, M., y NAVARRETE, J.: Estudio mineralógico del yacimiento de paligorskita de Bercimuel (Segovia) y de su entorno	407
MARTINEZ, J. M.; BENGOCHEA, A.; IZQUIERDO, L. A.; MOLINERO, J. L.; MONTERO, D.; TORCIDA, F., y URIEN, V.: Icnitas de Dinosaurios en el sureste de la provincia de Burgos	243
MARTINEZ-DELCLOS, X.: Blátidos (Insecta, Blattodea) del Cretácico Inferior de España. Familias Mesoblattinidae, Blattulidae y Poliphagidae	516
MASSE, J. P.; ARIAS, C., y VILAS, L.: Caracterización secuencial y bioestratigráfica del Aptiense p.p. en la Sierra de Sopalmo, Prebético Interno (Prov. de Murcia) ...	603
MOLINA-MOLINA, A., y RUIZ-MONTES, M.: Las mineralizaciones filonianas del Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas, España)	621
MOLINA, J. M., y HERNANDEZ-MOLINA, F. J.: Concreciones de Barita en el Cretácico (Aptiense-Albiense) del Subbético (Cordilleras Béticas)	548
MOLINERO, J. L.; BENGOCHEA, A.; IZQUIERDO, L. A.; MARTINEZ, J. M.; MONTERO, D.; TORCIDA, F., y URIEN, V.: Icnitas de Dinosaurios en el sureste de la provincia de Burgos	243
MONTERO, D.; BENGOCHEA, A.; IZQUIERDO, L. A.; MARTINEZ, J. M.; MOLINERO, J. L.; TORCIDA, F., y URIEN, V.: Icnitas de Dinosaurios en el sureste de la provincia de Burgos	243

	Páginas
NAVARRETE, J.; SUAREZ, M., y MARTIN-POZAS, J. M.: Estudio mineralógico del yacimiento de paligorskita de Bercimuel (Segovia) y de su entorno	407
NAVARRO ALVARGONZALEZ, A.: Miniprogramas (IV). Acuíferos Costeros	41
NAVARRO ALVARGONZALEZ, A.: Miniprogramas hidroquímicos y/o de transporte de masas	162
NAVARRO ALVARGONZALEZ, A.: Miniprogramas (VI). Variogramas y Kriging en hidrogeología	280
NIETO LOPEZ-GUERRERO, A.: Posible contribución de la infraestructura hidrogeológica al Programa Nacional de ARU	416
OCHOA BRETON, A.; GOMEZ DE LAS HERAS, J., y FALCON DE ANDRES, S.: El programa DHH como apoyo a los estudios de subsidencia minera	33
ORDAZ, J.; ALONSO, F. J.; CHINCHON, J. S.; HERNANDEZ, E.; ALASTUEY, A., y ESBERT, R. M.: Las piedras de construcción de la Seu Vella de Lérida: Tipos, petrografía y propiedades físicas	431
PALERO, F. J.: Tectónica pre-hercínica de las series infraordovícicas del anticlinal de Alcuñá y la discordancia intraprecámbrica en su parte oriental (Sector meridional de la Zona Centroibérica)	227
PUCHE RIART, O., y AYALA CARCEDO, F. J.: La «Orythología» de Juan José Elhúyar (1754-1796) y la «Oritognosia» de Andrés Manuel del Río (1764-1849), primeros tratados geológicos escritos por españoles en América	72
PUCHE RIART, O.: La contribución de los ingenieros de minas y naturalistas a la Arqueología española: Los inicios de los estudios prehistóricos en España	318
RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J.; MAROTO ARANDA, S., y ROSALES CALVO, F.: Los sondeos mecánicos en la investigación de la masa Valverde. Testificación geofísica de los mismos. Faja Pirítica de Huelva	259
RIAZA GARCIA, A.: Reflectancia en rocas en función de su litología y fábrica interna. III. El Complejo Esquisto-grauváquico. Estudio de estructuras menores y microestructuras como base para la comprobación del significado estructural de diferencias espectrales en imágenes	13
RIAZA GARCIA, A.: Reflectancia en rocas en función de su litología y fábrica interna. IV. Reflectancia en relación con los elementos de la fábrica interna de las rocas y distintos tipos de metamorfismo en el CEG. Su expresión en imágenes Thematic Mapper y análisis espacial de datos estructurales y microestructurales	370
RIOS, L. M.; CHARLET, J. M.; GALERA, J. M.; BARETTINO, D., y BODEGA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXVIII Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1992»	220
RIOS, L. M.; BARETTINO, D.; BODEGA, F.; CHARLET, J. M., y GALERA, J. M.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXIX Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1993»	681

	Páginas
ROSALES CALVO, F.; MAROTO ARANDA, S., y RAMIREZ COPEIRO DEL VILLAR, J.: Los sondeos mecánicos en la investigación de la masa Valverde. Testificación geofísica de los mismos. Faja Pirítica de Huelva	259
RUIZ, C.; ALVAREZ, R., y GOMEZ-LIMON, D.: Identificación y caracterización de un mineral oxidado complejo de estaño, hierro y arsénico en la mina «Santa Elisa» (Zamora)	312
RUIZ-MONTES, M., y MOLINA-MOLINA, A.: Las mineralizaciones filonianas del Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas, España)	621
SAAVEDRA, J.; MADRUGA, F., y MARTIN PATINO, M. T.: Clasificación de la arenisca de Villamayor (Salamanca) por sus características tecnológicas y estructura interna	655
SANCHEZ SERRANO, F.; GONZALEZ CASADO, J. M., y VICENTE MUÑOZ, G. DE: Evolución de las deformaciones alpinas en el borde suroriental del Sistema Central Español (Zona de Tamajón, Guadalajara)	3
SANCHO, C.; SIRVENT, J.; DESIR, G., y GUTIERREZ, M.: Datos preliminares de tasas de erosión hídrica en cárcavas del área experimental de Lanaja (Depresión del Ebro)	301
SANZ PEREZ, E.: Icnitas de Dinosaurios en Matasejún (Soria)	359
SIRVENT, J.; DESIR, G.; GUTIERREZ, M., y SANCHO, C.: Datos preliminares de tasas de erosión hídrica en cárcavas del área experimental de Lanaja (Depresión del Ebro)	301
SUAREZ, M.; NAVARRETE, J., y MARTIN-POZAS, J. M.: Estudio mineralógico del yacimiento de paligorskita de Bercimuel (Segovia) y de su entorno	407
TORCIDA, F.; BENGOCHEA, A.; IZQUIERDO, L. A.; MARTINEZ, J. M.; MOLINERO, J. L.; MONTERO, D., y URIEN, V.: Icnitas de Dinosaurios en el sureste de la provincia de Burgos	243
URIEN, V.; BENGOCHEA, A.; IZQUIERDO, L. A.; MARTINEZ, J. M.; MOLINERO, J. L.; MONTERO, D., y TORCIDA, F.: Icnitas de Dinosaurios en el sureste de la provincia de Burgos	243
VALLE FUENTES, F. J.; BARRIO MARTIN, S. DEL, y BENITO GARCIA, R.: Efecto del reactivo de ataque sobre la determinación de boro en materiales geológicos por ICP-AES	52
VERGARA PARDEIRO, A.: Contribución al estudio del color del granito «Rosa Porrriño»	65
VICENTE MUÑOZ, G. DE; SANCHEZ SERRANO, F., y GONZALEZ CASADO, J. M.: Evolución de las deformaciones alpinas en el borde suroriental del Sistema Central Español (Zona de Tamajón, Guadalajara)	3
VIDAL BARDAN, M.: Mineralogía de los óxidos de hierro de los suelos rojos de la cuenca del Ebro	192
VILAS, L.; ARIAS, C., y MASSE, J. P.: Caracterización secuencial y bioestratigráfica del Aptiense p.p. en la Sierra de Sopalmo, Prebético Interno (Prov. de Murcia) ...	603

NORMAS DE PUBLICACION PARA LOS AUTORES

Los trabajos inéditos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados por un Comité editorial que decidirá si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará paginado y mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él serán marcadas las fechas de recepción y aceptación.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, tablas y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse, si es posible. En los originales de las mismas se reseñará el título del trabajo, así como el nombre de los autores.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español. Al final de los mismos, y en párrafo aparte, se incluirán las palabras clave, reservándose el último lugar para la localización geográfica, si la hubiere.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original y figuras.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Referencias.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

Parte gráfica.

La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras, tablas y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Las figuras serán originales y nunca copiativos, delineadas con tinta china sobre papel vegetal. Las tablas, bien presentadas para su reproducción fotográfica. Las fotografías serán positivos en blanco y negro sobre papel brillo y excepcionalmente en color (positivo en brillo o transparencia).

Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de diez días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

TARJETA DE SUSCRIPCION AL BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas

Precio suscripción anual (6 números). Año 1994:
6.000 ptas. Igual precio para años anteriores.

DIRECCION Y ADMINISTRACION

Instituto Tecnológico Geominero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003-Madrid. España

Telef./Fax (91) 349 57 62

Nombre

Organismo o Empresa

Dirección Teléfono

Ciudad C. P.

País FIRMA

Fecha

BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO
WE HAVE RECEIVED
NOUS AVONS RECU

NOS FALTA
WE ARE IN WANT OF
IL NOUS MANQUE

FECHA FIRMA
DATE SIGNATURE

NOMBRE
NAME
NOM

DIRECCION
ADDRESS
ADRESSE

ROGAMOS DEVUELVAN ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara
Instituto Tecnológico Geominero de España
Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

Finalidad:

Investigación, Desarrollo Tecnológico y Asistencia técnica en Geología, Minería y Disciplinas conexas

GEOLOGIA Y GEOFISICA



MAPA GEOLOGICO NACIONAL (MAGNA)
ESTUDIOS GEOLOGICOS Y CARTOGRAFIA TEMATICA
GEOFISICA Y GEOLOGIA DEL SUBSUELO
GEOLOGIA MARINA (FONDOS MARINOS)
TELEDETECCION APLICADA

RECURSOS MINERALES



METALOGENIA Y CARTOGRAFIA METALOGENETICA
GEOQUIMICA BASICA Y APLICADA
YACIMIENTOS MINERALES
EVALUACION DE RESERVAS E INVENTARIO DE RECURSOS

AGUAS SUBTERRANEAS



CARTOGRAFIA HIDROGEOLOGICA
PROTECCION DE RECURSOS HIDROGEOLOGICOS
EVALUACION Y CONTROL DE ACUIFEROS SUBTERRANEOS
RECURSOS GEOTERMICOS

LABORATORIOS Y ENSAYOS



ANALISIS QUIMICOS Y MINERALOGICOS
ENSAYOS MINERALURGICOS Y GEOTECNICOS
CARACTERIZACION DE ROCAS MINERALES INDUSTRIALES
SONDEOS DE INVESTIGACION HIDROGEOLOGICA Y MINERA
ENSAYOS DE BOMBEO

INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS



FONDOS DOCUMENTALES Y BASES DE DATOS
SISTEMAS DE INFORMACION Y COMUNICACIONES
CATASTRO MINERO
PUBLICACIONES

INGENIERIA GEOAMBIENTAL



RIESGOS GEOLOGICOS
RESTAURACION DEL MEDIO AMBIENTE MINERO
GEOTECNIA Y GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA
MEDIO AMBIENTE Y ORDENACION DEL TERRITORIO

DESARROLLO MINERO



PROCESOS Y TECNOLOGIAS
SEGURIDAD MINERA
NORMATIVA
ESTUDIOS DE ECONOMIA MINERA

MUSEO GEOMINERO

Sede Central:

c/ Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID
Tel.: 441 65 00 – Fax: 442 62 16

Centro de Laboratorios:

c/ La Calera, 1 28760 TRES CANTOS (MADRID)
Tel.: 803 22 00



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MINISTERIO DE INDUSTRIA, COMERCIO Y TURISMO
SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES

