

LOS DEPOSITOS DE TALCO Y CLORITA MAGNESIANA DE LA SIERRA DE LAS ESTANCIAS (CORDILLERA BETICA, ALMERIA, ESPAÑA)

E. Lupiani *, J. Torres-Ruiz **, N. Velilla ** y M. Delgado *

RESUMEN

Los depósitos de talco y clorita magnesiana de la Sierra de las Estancias se enclavan en metapelitas y mármoles, pertenecientes a la cobertera triásica de la Unidad de Granja (Complejo Alpujarride). El metamorfismo de esta Unidad alcanza el grado medio.

Las mineralizaciones están constituidas por tres tipos principales de rocas: talcocitas, clorititas talcosas y clorititas. Los talcos son de composición química muy próxima a la ideal $[\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$. Las clorititas corresponden a clinocloro y se caracterizan por poseer una razón $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ extremadamente alta ($>0,98$).

Se establecen dos grupos principales de mineralizaciones: estratoligadas y filonianas. Las mineralizaciones estratoligadas se localizan en la zona de tránsito entre metapelitas (muro) y mármoles (techo), y en la parte inferior del paquete marmóreo. De muro a techo, las mineralizaciones muestran una variación gradual mineralógica y química, esta última caracterizada por un progresivo aumento en Mg y razón $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$, y una disminución en el contenido en K_2O y razón Al/Mg.

La mayor parte de las mineralizaciones estratoligadas se han formado, durante el metamorfismo alpino, por transformación de sedimentos de composición muy rica en magnesio (probablemente «mudstones» evaporíticos). Una pequeña parte de este tipo de mineralizaciones y las de carácter filoniano se originan por removilización de los depósitos estratoligados.

Palabras clave: *Talco, clorita magnesiana, depósitos estratoligados, depósitos filonianos, metapelitas, mármoles, Cordillera Bética, Sierra de Las Estancias.*

ABSTRACT

The talc and magnesium chlorite deposits of Sierra de Las Estancias occur in metapelites and marbles belonging to the Triassic cover of the Granja Unit (Alpujarride Complex). Metamorphism of this Unit reaches medium grade.

The mineralizations are composed of talcites, talc chloritites and chloritites. The talc has a chemical composition very close to the ideal formula $[\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$. The chlorite correspond to clinocloro and is characterized by an extremely high $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ ratio (>0.98).

Two main groups of mineralizations are established: strata-bound and vein deposits. The first one is located in the transition zone between metapelites (bottom) and marbles (top) and in the lower part of the marble member. From bottom to top, the mineralizations show a gradual mineralogical and chemical variation, the latter characterized by a progressive increase in Mg and in the $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ ratio, and by a decrease in K_2O content and in the Al/Mg ratio.

Most of the strata-bound mineralizations were formed during the Alpine metamorphism by the transformation of sediments very rich in magnesium (probably evaporite mudstones). A small part of this type of mineralizations and those of vein character originate by remobilization of the strata-bound deposits.

Key words: *Talc, magnesium chlorite, strata-bound deposits, vein deposits, metapelites, marbles, Betic Cordillera, Sierra de Las Estancias.*

* INGENISA. Virgen de las Angustias, 16. Córdoba.

** Departamento de Mineralogía y Petrología (Universidad de Granada) e Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (CSIC-Universidad de Granada). Avda. Fuentenueva, s/n. 18002 Granada.

Introducción

Los indicios de talco y clorita magnesiana objeto de estudio se localizan en una estrecha franja de unos 5 km de longitud de la vertiente sur occidental de la Sierra de Las Estancias (Cordillera Bética), dentro de los términos municipales de Lúcar, Somontín, Urracal y Purchena, en la provincia de Almería (España).

Su existencia es conocida desde muy antiguo, probablemente desde época romana. El período de mayor actividad minera se extendió desde finales del siglo pasado hasta los años 50, conociéndose más de 200 labores mineras. En la actualidad sólo continúa en explotación un pozo en la concesión minera de Lúcar.

Las principales referencias de índole geológica acerca de estos depósitos se deben a Hoyos de Castro y Ahumada (1951), Acosta Echeverría (1979) y Acosta Echeverría *et al.* (1974, 1983). En dichos trabajos se concluye que el talco procede de la reacción entre rocas dolomíticas y soluciones hidrotermales metamórficas ricas en sílice.

En el presente trabajo se sintetizan los principales resultados obtenidos en recientes investigaciones, de las que se deduce que las actuales concentraciones de talco y clorita magnesiana corresponden a varias tipologías diferentes. Las dos principales tipologías son: a) mineralizaciones estratoligadas, formadas durante el metamorfismo alpino por transformación de sedimentos magnesianos y b) mineralizaciones filonianas, formadas por removilización de las estratoligadas.

Métodos de estudio

Se ha realizado una cartografía geológica, a escala 1:5.000, y se ha efectuado el estudio morfológico y estructural de todos los indicios mineros. En laboratorio, las muestras han sido estudiadas utilizando las siguientes técnicas: microscopía óptica, difracción y fluorescencia de rayos X y microsonda electrónica.

El análisis semicuantitativo por difracción de rayos X se ha realizado con un difractor Philips PW-1710. Los poderes reflectantes de talco y clorita magnesiana han sido determinados experimentalmente a partir de concentrados puros obtenidos de las muestras de este estudio. Los poderes reflectantes obtenidos son los siguientes: reflexión (002) del talco = 2 y reflexión (003) de la clorita magnesiana = 2,2. Para el resto de minerales se han usado los poderes reflectantes de Schultz (1964) y Barahona (1974).

Los análisis de fluorescencia de rayos X se han realizado con un espectrómetro secuencial Philips PW-1404. Las muestras fueron preparadas como pastillas prensadas y perlas. Como patrones se han utilizado rocas y silicatos naturales (granito, diorita, biotita y serpentina).

Los análisis de las fases minerales se han efectuado con una microsonda electrónica Camebax SX-50 en el modo de dispersión de longitud de onda, con las siguientes condiciones: tensión de aceleración de 20 kv; corriente de sonda de 20 nA; diámetro de haz de 5 μ . Se han utilizado como patrones: albita, ortoclasa, periclasa, andradita y óxidos sintéticos (MnTiO₂, Cr₂O₃, NiO₂).

Todos los análisis químicos se han realizado en los laboratorios de los Servicios Técnicos de la Universidad de Granada.

Contexto geológico y rocas encajantes

Los materiales aflorantes en el sector estudiado corresponden al Complejo Alpujárride, perteneciente a las Zonas Internas de la Cordillera Bética (fig. 1). Como el conjunto de las zonas internas, el Complejo Alpujárride muestra una complicada evolución tectono-metamórfica, desarrollada durante la orogenia alpina. Desde el punto de vista estructural, se caracteriza por una superposición de mantos de corrimiento, cada uno de ellos compuesto por un número variable de unidades tectónicas según los sectores. El metamorfismo alpino, polifásico y plurifacial, ha afectado a estos materiales en grado muy variable, desde grado muy bajo hasta grado medio.

Las distintas unidades alpujárrides suelen mostrar secuencias estratigráficas similares. En síntesis, una secuencia tipo consta de tres formaciones netamente diferenciadas. La formación inferior es de naturaleza metapelítica y está constituida por micaesquistos, generalmente muy grafitosos, y cuarcitas. Estos materiales pertenecen a un zócalo Bético prealpino, de edad atribuible al Paleozoico. A ellos se superpone una cobertera Mesozoica integrada por dos formaciones. La formación basal está compuesta por filitas y cuarcitas (en algunos mantos son micaesquistos de grano fino y cuarcitas) de edad Permo-Trías. La formación superior, a la que se pasa gradualmente a través de niveles calcoesquistosos, está constituida por rocas carbonatadas (calizas y dolomías), con algunas intercalaciones metapelíticas, la cual ha sido datada como Trías medio-superior. En la zona W de la Sierra de Las Estancias, estas tres formaciones se corresponderían, respectivamente, con las denominadas Formación Morenos-Montesinos, Formación Tonosa y Formación Estancias (De Vries y Zwaan, 1967; Akkerman *et al.*, 1980).

En el área de estudio, perteneciente a la hoja 1:50.000 de Cantoria, Voezmans *et al.* (1979) han distinguido dos unidades principales, atendiendo a criterios litoestratigráficos y tectono-metamórficos. Dichas unidades son denominadas de abajo a arriba: Partalóa y Campillo. A su vez, la unidad de Campillo ha sido dividida por estos autores en otras tres unidades tectónicas menores, denominadas de abajo a arriba: Granja, Blanquizares-Oria y Hernán Valle-Montroy. Cada una de estas unidades tectónicas incluyen, con desigual desarrollo, las tres Formaciones descritas en el párrafo anterior.

Las manifestaciones de talco y clorita magnesiana están enclavadas en materiales de la cobertera permo-triásica de la unidad de Granja (fig. 2). Esta unidad tiene escasa extensión y aparece sólo en la parte central de la hoja de Cantoria, sobre todo al norte de Somontín y Urracal. Sus afloramientos se superponen tectónicamente a la Unidad de Partalóa y son

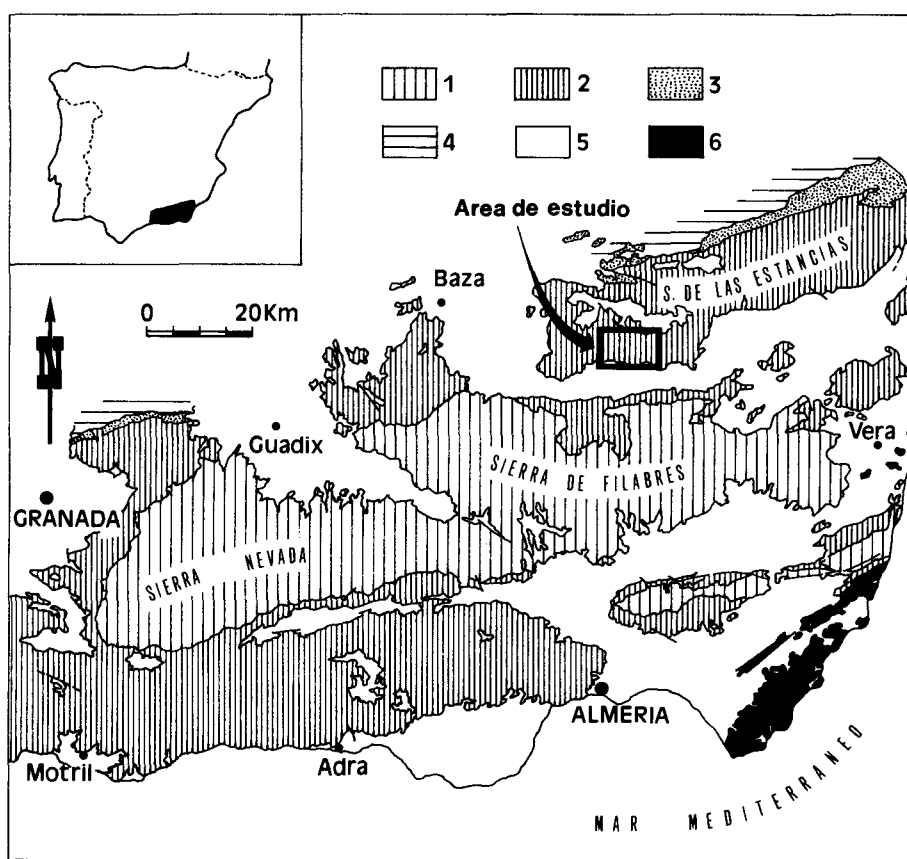


Fig. 1.—Contexto geológico general y localización del área de estudio. 1: Complejo Nevado-Filábride; 2: Complejo Alpujarride; 3: Complejo Maláguide; 4: Zonas Externas; 5: Materiales post-montanos; 6: Rocas volcánicas (modificado de Aldaya *et al.*, 1979).

cabalgados por los materiales de la unidad de Blanquizaes-Oria.

La serie estratigráfica de la Unidad de Granja sólo es visible en continuidad en muy escasos puntos, debido a la existencia de abundantes niveles de despeque entre materiales de muy distinta competencia, y a la presencia de superficies de fallas extensionales de bajo ángulo que, como en muchas otras zonas de los dominios béticos internos, laminan y adelgazan fuertemente las secuencias litoestratigráficas (García Dueñas y Martínez Martínez, 1988). En la figura 3 se sintetiza la secuencia estratigráfica (con las potencias máximas observadas), la cual consta de los siguientes tramos de abajo a arriba:

A. 40 m de micaesquistos grafitosos, de color gris oscuro a negro, que alternan con niveles centimétricos de cuarcitas de la misma tonalidad y que se hacen más frecuentes hacia el techo. Los micaesquistos presentan niveles ricos en granates y lechos discontinuos de cuarzo de exudación. La asociación mineral está constituida por cuarzo, moscovita, granate almandino, estauroлита, plagioclasa, biotita, clorita y grafito, y por muy pequeñas cantidades de turmalina, rutilo, menas opacas, calcita y zircón.

B. 10 m de esquistos cuarcíticos de color ocre, que presentan

la siguiente asociación mineral: cuarzo, moscovita, clorita, biotita, epidota y plagioclasa. Entre ellos se intercalan niveles centimétricos de micaesquistos plateados con granate y de micaesquistos con cloritoide, granate y estauroлита.

C. 50 m de micaesquistos grises plateados con frecuentes lechos milimétricos ricos en actinolita y, más raramente, con intercalaciones centimétricas de carbonatos con tremolita. La asociación mineral de estos esquistos está constituida por cuarzo, moscovita, epidota, biotita, clorita, plagioclasa y hornblenda/actinolita. Dentro de este paquete, localmente, se intercalan niveles de micaesquistos verdosos a dorados con andalucita y biotita.

D. 5 m de micaesquistos de tonalidades claras, verdosos a dorados, con intercalaciones de cuarcitas. Algunos niveles de micaesquistos contienen andalucita. En ocasiones, también hay finas intercalaciones de cloritoesquistos, clorititas y/o micacitas con distena.

E. 100 m de mármoles esencialmente dolomíticos. Los 15 a 20 m inferiores están compuestos por mármoles de tonos pardos con finas intercalaciones milimétricas de filosilicatos (moscovita, clorita y/o talco). Los mármoles superiores son de tonos blanco, amarillento o grisáceo y son más puros. Estas rocas muestran textura granoblástica heterogranular, con tamaños más frecuentes de cristales de dolomita comprendidos entre 100 y 300 μm , si bien, en algunas muestras pueden superar el milímetro. Los contenidos en dolomita suelen superar el 90 % de la roca. El resto de la roca está constituido por pequeñas cantidades de calcita, cuarzo, moscovita, clorita magnésiana, talco, tremolita, rutilo y menas metálicas opacas. La calcita es tardía y, en general, se presenta con carácter intergranular o rellenando pequeñas fracturas, así como sustituyendo parcialmente a la dolomita.

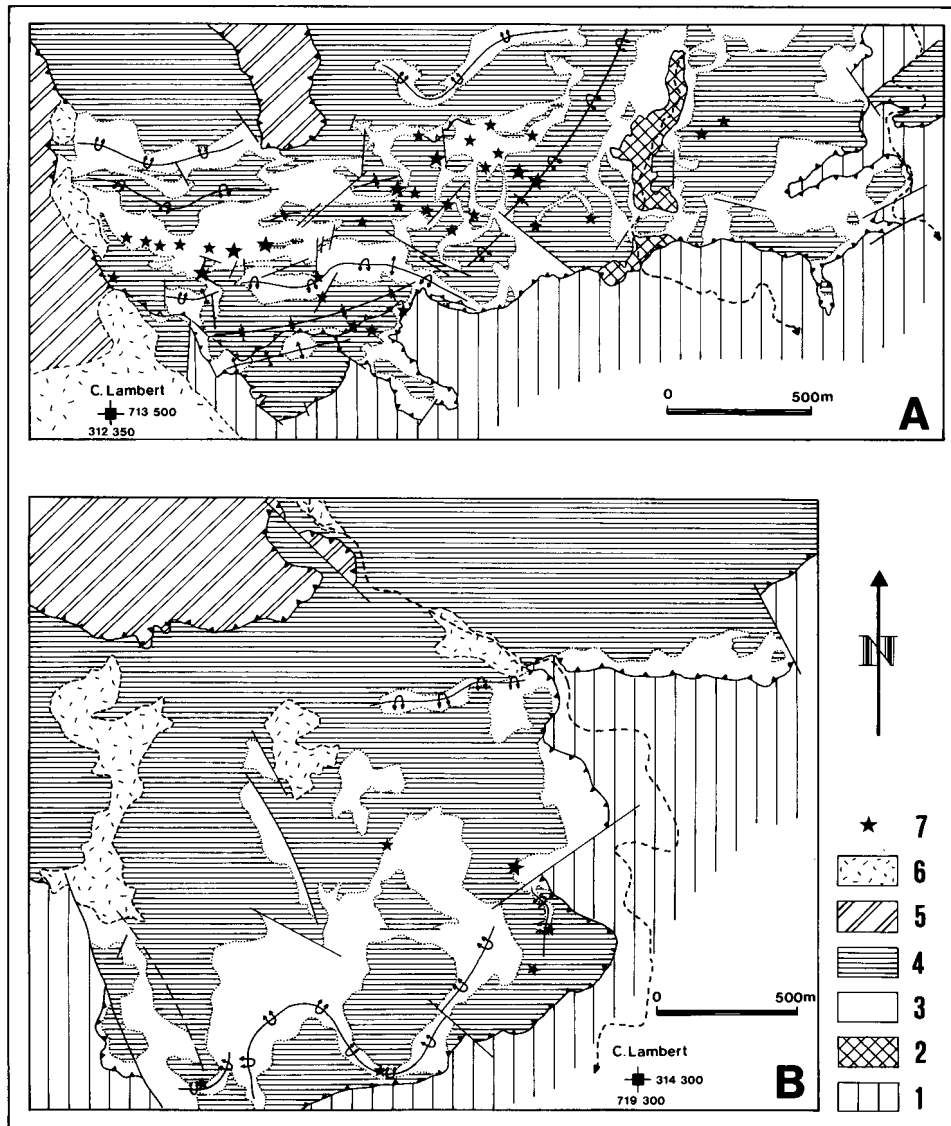


Fig. 2.—Cartografías geológicas de las áreas de Somontín (A) y de Campillo de Purchena (B), con la localización de los principales indicios y labores mineras. 1: Dolomías (Trías medio-superior, Unidad de Partalao); 2: Micaesquistos grafitosos (Paleozoico, U. de Granja); 3: Micaesquistos y cuarcitas (Pérmico-Trías inferior, U. de Granja); 4: Mármoles (Trías medio-superior, U. de Granja); 5: Micaesquistos (Paleozoico, Unidad de Hernán Valle-Montroy en plano A y Unidad de Blanquiza-Oria en el plano B); 6: Depósitos recientes (aluviales y derrubios); 7: indicios y labores mineras.

La comparación y correlación de esta serie con otras series típicas del complejo Alpujárride permite asignar el tramo inferior de micaesquistos grafitosos (A) a materiales de zócalo de edad Paleozoico. A los tramos metapelíticos y metapsamíticos (B, C y D) se les atribuye una edad Pérmico-Trías inferior y al tramo superior de mármoles (E) una edad Trías medio-superior.

El estudio petrológico y estructural revela la existencia de tres eventos metamórficos principales. Los

efectos del primer evento están casi totalmente borrados en la mayoría de las rocas; sólo se detectan a escala microscópica por la presencia de charnelas transpuestas de tipo intrafolial, definidas por la orientación preferencial de filosilicatos. Durante el segundo evento metamórfico se originan pliegues apretados isoclinales de escala microscópica a mesoscópica, con desarrollo de esquistosidad de crenulación, generalmente de carácter milonítico, que es la estructura penetrativa más patente del área. Las pa-

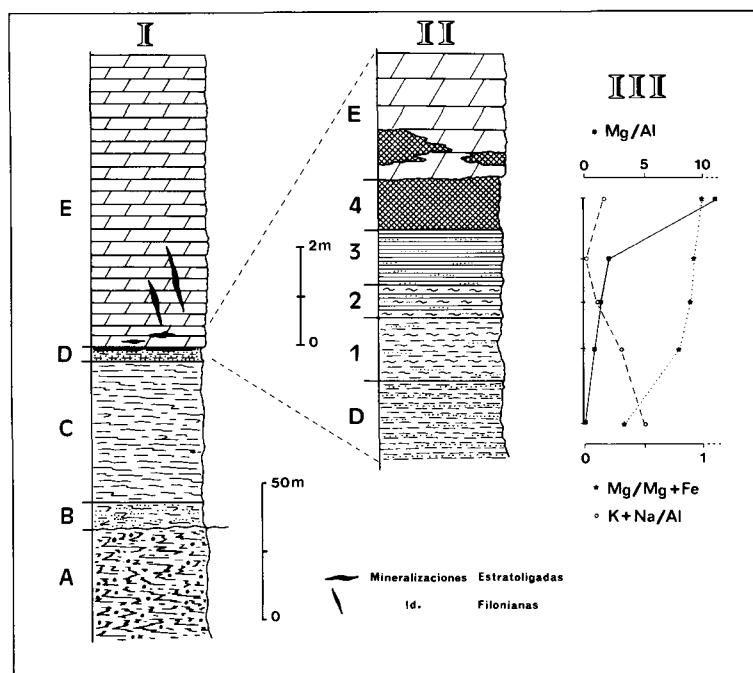


Fig. 3.—I) Secuencia estratigráfica de la Unidad de Granja. A: Micaesquistos grafitosos; B: Esquistos cuarcíticos; C: Micaesquistos; D: Micaesquistos con intercalaciones cuarcíticas; E: Mármoles dolomíticos. II) Intervalo mineralizado. 1: Micaesquistos cloríticos; 2: Clorititas micáceas; 3: Clorititas talcosas; 4: Talcocitas. III) Variaciones químicas en el intervalo mineralizado.

ragénesis minerales de esta fase de metamorfismo indican que se llegan a alcanzar unas condiciones propias de grado medio, en un régimen de presiones intermedias. En este acontecimiento se desarrolla distensa durante una fase postcinemática (post- S_2). El tercer evento metamórfico produce pliegues más abiertos que los anteriores, de vergencia norte, con desarrollo de esquistosidad de crenulación. La blastesis asociada a esta fase de metamorfismo es de grado bajo (facies de esquistos verdes), en condiciones de baja presión. La asociación mineral de este evento incluye andalucita cristalizada en fase post- S_3 . Con posterioridad se registra otra fase de deformación que origina pliegues asimétricos de escala mesoscópica o megascópica, de vergencia sur. Las últimas deformaciones registradas en este área están caracterizadas por fallas subverticales, cuyos principales sistemas tienen direcciones N120-150E y N40-60E. El actual contacto entre las unidades de Granja y Partalooa es de carácter extensional y está afectado por los pliegues de vergencia sur.

Mineralizaciones de talco y clorita

Las mineralizaciones se encuentran enclavadas en la Unidad de Granja. Se localizan, principalmente,

en la zona de tránsito entre el paquete de mármoles dolomíticos y la parte superior de la secuencia metapelítica-metapsamítica infrayacente (fig. 3). De acuerdo con sus características morfológicas y relaciones estructurales se pueden establecer dos grupos: mineralizaciones estratoligadas y mineralizaciones filonianas.

Los depósitos minerales están constituidos esencialmente por talco y clorita magnesiana, en proporciones muy variables. En el conjunto de las mineralizaciones, ambos minerales constituyen alrededor del 90 % o más de la composición mineral, con un predominio absoluto de uno de estos dos minerales en las diferentes rocas, dando así lugar a talcocitas, clorititas y clorititas talcosas, siendo muy raras o inexistentes las rocas con proporciones similares de talco y clorita magnesiana. Ello hace que en el lenguaje minero el producto extraído se clasifique en dos tipos, denominados «talco blanco» y «talco moreno», en función del índice de blancura, y que corresponden, respectivamente, a talcocitas y a clorititas o clorititas talcosas. Con independencia de estos tipos de rocas, talco y clorita magnesiana también forman parte, en proporciones variables, de las rocas encajantes de las mineralizaciones (mármoles, micaesquistos, cloritoesquistos y calcoesquistos).

Mineralizaciones estratoligadas

a) Aspectos morfológicos y estructurales. Relaciones con las rocas de caja

Se localizan en distintas posiciones dentro de la secuencia estratigráfica y muestran morfologías variables.

Un primer tipo (I) constituye niveles centimétricos intercalados entre cuarcitas claras y/o micaesquistos. Dichos niveles son congruentes con el bandeo composicional, paralelo a la foliación principal, y presentan contactos muy netos. El conjunto del tramo con mineralización tiene escasa continuidad lateral, con dimensiones comprendidas entre 50×5 m y 250×15 m, y espesores muy variables, con valores más frecuentes en torno a 2-3 m y un valor máximo de 7 m. La mineralización está afectada por todas las fases de deformación y metamorfismo alpinas detectables en las rocas de caja. La estructura penetrativa más patente es una esquistosidad continua de plano axial de pliegues isoclinales (S_2 alpina), paralela al bandeo composicional. Localmente, esta esquistosidad aparece afectada por un microplegado que desarrolla una esquistosidad de crenulación S_3 más espaciada que la anterior. En la gran mayoría de las rocas, sea mineralización o roca de caja, la esquistosidad S_1 está totalmente obliterada, siendo ésta sólo visible, de forma ocasional, en rocas constituidas por finas alternancias de lechos pelíticos y lechos cuarzosos o marmóreos. A escala de afloramiento, se observa que la mineralización se comporta mecánicamente como niveles incompetentes, engrosándose en las zonas de charnela de pliegues P_2 y P_3 , y adelgazándose rápidamente en los flancos. Este tipo de mineralización ha sido explotado en las áreas de Pozo Falange, Las Laborcillas, en el piso inferior de la mina Virgen del Carmen, en algunos puntos de Campillo de Purchena y en el cerro de Las Golondrinas, lugar este último donde aparece el afloramiento de mayores dimensiones ($200 \times 15 \times 17$ m).

Un segundo tipo de mineralización (II) se presenta en forma de lentes y/o bolsadas arrosariadas, localizadas en la zona de contacto entre mármoles y micaesquistos o, más raramente, entre mármoles y cuarcitas claras. En general, los contactos con las rocas de caja suelen ser netos, en especial los contactos con los mármoles, en los cuales aparecen abundantes estrías indicativas de su naturaleza mecánica, debido a que han actuado como niveles de despegue. No obstante, algunos contactos con los micaesquistos son graduales, observándose una zona de transición, de sólo algunos centímetros de espesor, constituida por finas alternancias de ambos tipos de rocas. En las proximidades del contacto con la mineralización, los mármoles muestran un mayor grado de re-

cristalización y suelen aparecer brechificados. En ocasiones, la mineralización contiene enclaves de mármoles, a modo de nódulos o amígdalas, de dimensiones centimétricas a decimétricas, con contactos netos. Como en el caso de la mineralización tipo I, antes descrito, este segundo tipo también está afectado por todas las fases de deformación y metamorfismo alpinas, y aparece engrosada en las charnelas de pliegues y adelgazada en sus flancos. Ambos tipos de mineralizaciones se localizan en las mismas áreas y, en ocasiones, existe continuidad entre ambos. Las zonas de esta mineralización tienen una extensión del orden de varios centenares de metros y espesores medios que oscilan entre 0,2 y 1,5 m. En Somontín se explotaron en un área de 600×300 m, con espesores superiores a 1 m. También se han explotado en los sectores de El Cerrillo y cerro de La Cruz y en Campillo de Purchena.

Un tercer tipo de mineralización (III) se encuentra enclavado dentro de mármoles dolomíticos, de color gris azulado o amarillento, y generalmente muy fracturados (a los cuales se les denomina «chiscarra» en el lenguaje minero). La mineralización se presenta bajo diferentes aspectos: 1) como masas alargadas de sección irregular, con frecuencia localizadas en charnelas de pliegues; 2) a modo de hiladas y/o como matriz entre cantos angulosos de dolomía en niveles brechificados paralelos o subparalelos a las superficies de esquistosidad S_2 ; y 3) como delgados y esporádicos nivelillos, de espesor milimétrico, interestratificados en los mármoles. En este último caso, de «visu» y al microscopio, los nivelillos de talco son prácticamente indistinguibles de los nivelillos micáceos existentes en estos mármoles cipolínicos (fig. 4). Sólo las masas alargadas constituyen cuerpos de cierta entidad, alcanzando volúmenes de hasta 50 a 100 m³. En su interior suelen aparecer nódulos y amígdalas de mármoles y, en muchos casos, los contactos con la roca de caja están definidos por estructuras «mullions». El mineral muestra una linealidad muy marcada lo que le llega a conferir un aspecto fibroso. En algunas labores mineras se comprueba la existencia de conexión entre estas masas de mineral y las mineralizaciones enclavadas en el contacto entre mármoles y cuarcitas y/o micaesquistos, lo que se realiza a través de una zona muy brechificada con talco como matriz y como hiladas entre los cantos de dolomía. Algunas masas de este tipo de mineralización se han explotado en las zonas de El Cerrillo y cerros de La Cruz y Tetuán.

b) Aspectos mineralógico-petroológicos

En estas rocas, talco y clorita magnésiana constituyen casi la totalidad de la roca. Las proporciones

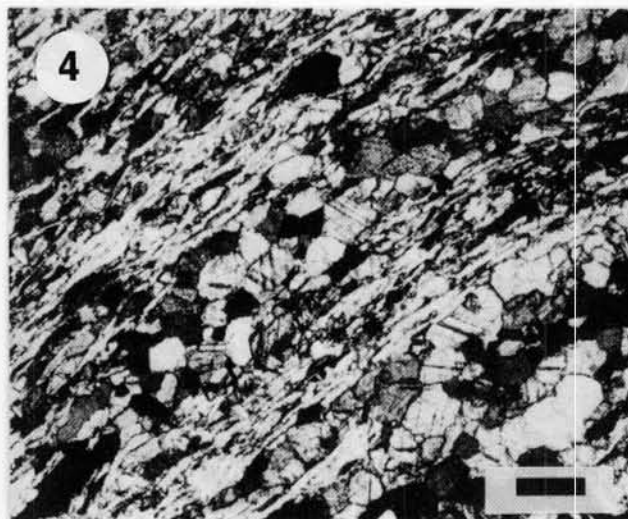


Fig. 4.—Microfotografía de mármol dolomítico con niveles de talco que definen la esquistosidad S_2 (Pol. cruzados. Escala: barra = 0,3 mm).

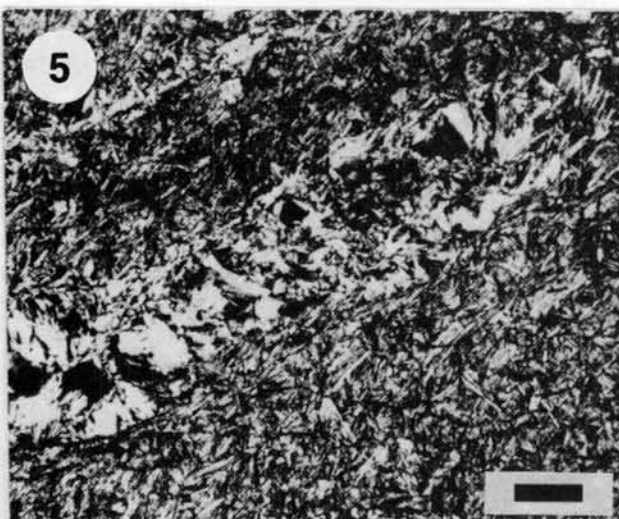


Fig. 5.—Microfotografía de talcocita con un nivel transpuesto y «budinado» de clorita magnesiana (centro de la figura) (Pol. cruzados. Escala: barra = 0,3 mm).

relativas de estos dos minerales permiten diferenciar tres tipos principales de rocas: talcocitas, clorititas talcosas y clorititas (tabla 1).

En las talcocitas el talco representa entre el 70 y 90 %. Este mineral se encuentra como pequeños cristales, con tamaños más frecuentes comprendidos entre 50 y 150 μm (fig. 5). La clorita magnesiana es de tamaño análogo y se concentra preferentemente en lechos muy delgados, dando lugar a un bandeado composicional paralelo a la foliación principal de la roca. El resto de la composición mineral habitual está constituido por escasas cantidades de óxidos de hierro, los cuales corresponden a pseudomorfo de anteriores cristales de pirita, y por esporádicos cristallitos de cuarzo, rutilo y zircón. En algunas muestras también existen cantidades variables de calcita y dolomita. Estos últimos minerales son más abundantes en las talcocitas enclavadas en mármoles.

Las rocas ricas en clorita magnesiana presentan mayor variación mineralógica, pudiendo establecerse diferentes tipos de rocas en función del contenido

en talco, moscovita y cuarzo: clorititas, clorititas talcosas, clorititas micáceas y micaesquistos o cuarzoesquistos cloríticos (tabla 1).

Las clorititas y clorititas talcosas (fig. 6) sólo se diferencian de las talcocitas en las proporciones de las distintas fases minerales presentes, mostrando idénticas texturas y estructuras. Sin embargo, estas rocas tienen un mayor contenido en minerales accesorios como rutilo, turmalina, zircón y apatito. La turmalina muestra una llamativa y marcada zonación composicional, con núcleos xenomorfo de composición rica en hierro y bordes idiomorfo incoloros de composición magnesiana.

En las clorititas micáceas se produce una diferenciación de la moscovita y clorita magnesiana en finos lechos generalmente de espesor milimétrico (fig. 7). En las cuarcitas cloríticas con moscovita no se observa esta diferenciación en lechos, ni diferenciación neta de niveles ricos en cuarzo y niveles ricos en filosilicatos; por el contrario, se detectan con relativa frecuencia intercrecimientos de clorita-moscovita

Tabla 1.—Composición mineralógica media de mineralización y rocas metapelíticas encajantes (%).

	Talco	Clorita	Moscovita	Cuarzo	Calcita	Dolomita
Talcocitas (5)	80	10	0	< 1	3	6
Clorititas talcosas (6)	17	79	< 1	3	< 1	1
Clorititas micáceas (5)	1	76	17	3	< 1	1
Micaesquistos cloríticos (3)	1	13	29	50	2	1
Micaesquistos (5)	0	1	48	50	0	0

Entre paréntesis el número de muestras.
Datos obtenidos mediante difracción de R-X.

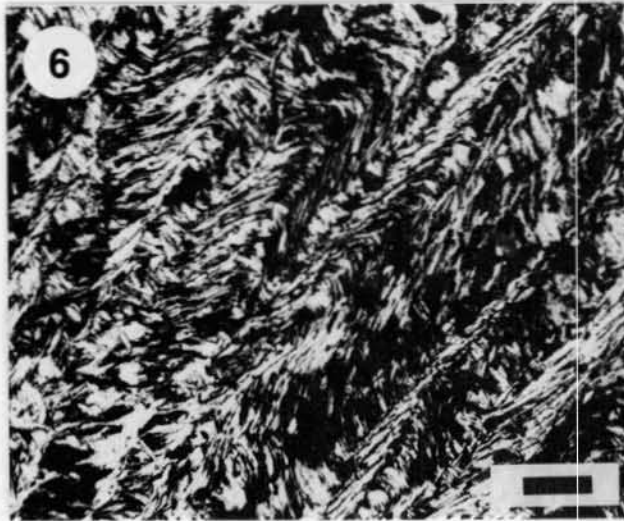


Fig. 6.—Microfotografía de cloritita mostrando la esquistosidad de crenulación S_3 (Pol. cruzados. Escala: barra = 0,3 mm).

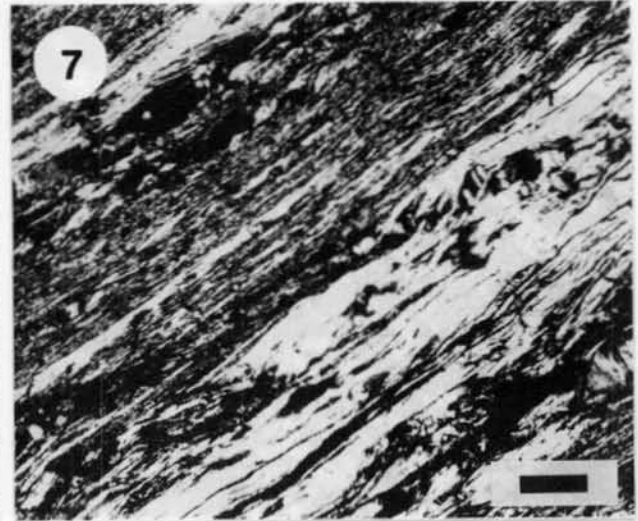


Fig. 7.—Microfotografía de cloritita micácea con diferenciación en niveles de clorita magnesiana (tonos claros) y niveles de moscovita (Pol. cruzados. Escala: barra = 0,3 mm).

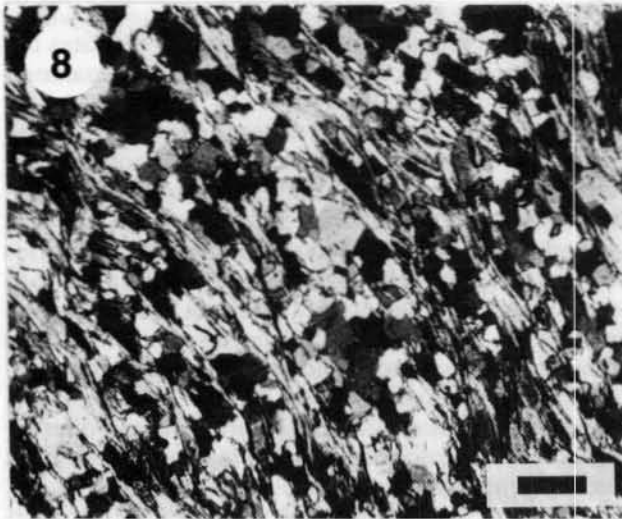


Fig. 8.—Microfotografía de cuarcita rica en clorita magnesiana que define la esquistosidad S_2 (Pol. cruzados. Escala: barra = 0,3 mm).

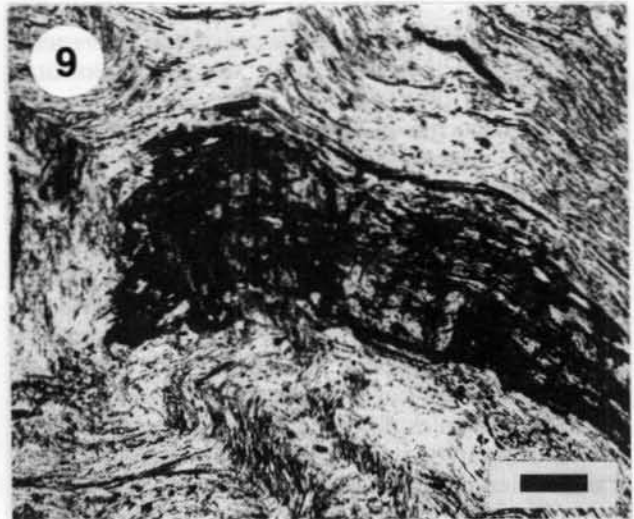


Fig. 9.—Microfotografía de cloritoesquisto con distena post- S_2 afectada por la crenulación de fase 3 (Un polarizador. Escala: barra = 0,3 mm).

(fig. 8). De forma esporádica también se han detectado intercrecimientos submicroscópicos compuestos probablemente por clorita y biotita (analizados cualitativamente mediante microsonda electrónica). En algunos niveles de estos dos últimos tipos de rocas hay pequeñas cantidades de distena, como cristales hipidiomorfos a xenomorfos de 200 a 300 μm de tamaño, que cristaliza durante la fase estática post- S_2 (fig. 9). En estos niveles conviene señalar la coexistencia no paragenética de distena y talco. Por tanto,

estas rocas no pueden ser catalogadas como «whiteschist», en el sentido de Schreyer (1973 y 1974) y Masson y Schreyer (1989), en las que distena + talco es una asociación crítica que indica régimen de altas presiones. En este caso se trata de rocas similares composicionalmente pero formadas en inferiores condiciones de presión.

Las talcocitas se encuentran siempre enclavadas en mármoles o en el contacto de éstos con las metapelitas de muro. Las clorititas se localizan a muro de

las talcocitas, bien marcando el tránsito de los micaesquistos y/o cuarcitas, bien intercaladas entre estos últimos tipos de rocas (fig. 3). En este último caso hay que señalar la existencia de niveles composicionalmente transicionales entre clorititas y micaesquistos «normales», los cuales están constituidos por micaesquistos muy ricos en clorita magnesiánica (tabla 1). Es interesante destacar el hecho de que en las mineralizaciones situadas en el tránsito entre mármoles y micaesquistos, se observa una secuencia general compuesta de muro a techo por: micaesquistos, micaesquistos con intercalaciones de clorititas, clorititas micáceas, clorititas talcosas, talcocitas y mármoles.

c) Aspectos químicos

Los análisis de microsonda electrónica de 12 talcos y 21 clorititas de los diferentes tipos de mineralizaciones (tablas 2 y 3) permiten establecer las siguientes consideraciones:

Todos los talcos analizados son de composición química muy próxima a la ideal $[Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2]$, con muy escasa sustitución de silicio y magnesio por otros cationes. Destaca la extremada pobreza en hierro. Las únicas diferencias significativas que se

pueden establecer entre los talcos de diferentes tipos de rocas radican en los contenidos en alúmina. Los talcos de los mármoles y talcocitas tienen contenidos excepcionalmente bajos en Al_2O_3 , siempre con valores por debajo de 0,2 % en peso; por el contrario, los talcos de las clorititas tienen valores muy superiores, del orden del 1,5 % en peso (tabla 2). En estos últimos talcos se observa que, paralelamente al aumento de las proporciones de Al_2O_3 , aumenta ligeramente la proporción de Na y disminuye la de Mg. A partir de los datos de la fórmula estructural, en estos últimos talcos se deduce la existencia de esquemas de sustitución catiónica de acuerdo con las ecuaciones $AlAl \leftrightarrow MgSi$ y $NaAl \leftrightarrow Si$.

Todas las clorititas analizadas pueden ser clasificadas como clinocloro (tabla 3). En las mineralizaciones se caracterizan por tener un razón $Mg/(Mg + Fe)$ extremadamente alta ($>0,98$), muy similar a la que poseen los talcos. Su composición se aproxima a la de la fórmula $[Mg_5Al(AlSi_3)O_{10}(OH)_8]$, aunque, en general, muestran un ligero déficit de Si y un exceso de cationes trivalentes (Al) en posiciones octaédricas, lo que debe quedar compensado por la existencia de vacancias en estas mismas posiciones. En consecuencia, pueden establecerse los siguientes esquemas de sustitución: $SiR^{2+} \leftrightarrow AlAl$ y $3R^{2+} \leftrightarrow 2Al + \square$. Los demás elementos analizados

Tabla 2.—Análisis de talcos por microsonda electrónica.

	SM-44,1	SM-44,2	SM-50,1	SM-50,2	SM-12,1	SM-12,2	SM-11,1	SM-11,2	SM-15,3	SM-15,4
SiO ₂	62,93	63,34	62,64	63,20	62,81	62,87	63,16	62,01	63,29	63,47
TiO ₂	0,01	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	0,08	0,11	0,49	0,10	0,06	0,09	1,25	1,82	0,22	0,17
FeO*.....	0,14	0,04	0,12	0,18	0,15	0,14	0,17	0,15	0,10	0,13
MnO.....	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
MgO.....	31,27	31,76	31,08	31,10	31,27	31,20	30,80	30,18	30,95	31,26
CaO.....	0,02	0,01	0,04	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,06	0,05
Na ₂ O.....	0,01	0,03	0,09	0,02	0,02	0,02	0,12	0,12	0,05	0,09
K ₂ O.....	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,05	0,01	0,01
Total.....	94,47	95,31	94,52	94,63	94,36	94,34	95,55	94,38	94,71	95,18
Fórmula estructural a 11 oxígenos										
Si.....	4,006	3,997	3,988	4,015	4,004	4,007	3,975	3,953	4,016	4,010
Ti.....	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000
Al.....	0,006	0,008	0,037	0,007	0,005	0,007	0,093	0,137	0,017	0,013
Fe.....	0,008	0,002	0,006	0,010	0,008	0,007	0,009	0,008	0,005	0,007
Mn.....	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Mg.....	2,968	2,988	2,949	2,946	2,972	2,965	2,890	2,868	2,927	2,944
Ca.....	0,001	0,001	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,004	0,003
Na.....	0,001	0,004	0,011	0,002	0,003	0,003	0,014	0,015	0,006	0,011
K.....	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,001	0,001

(*) Fe total expresado como FeO.

Muestras de talcocitas: SM-50.1, SM-50.2, SM-12.1, SM-12.2. Muestras de clorititas: SM-11.1, SM-11.2. Muestras de mármoles: SM-15.3, SM-15.4. Muestras de talco filoniano: SM-44.1, SM-44.2.

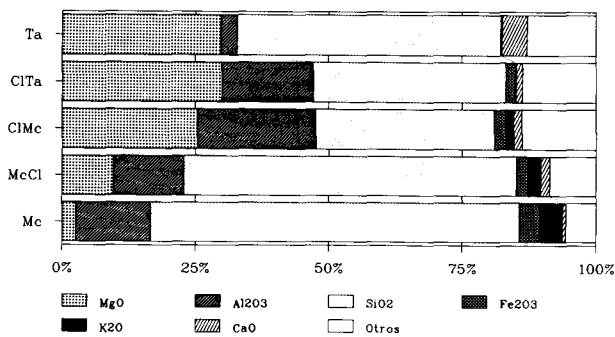


Fig. 10.—Composición química media de las rocas de la mineralización y de los micaesquistos infrayacentes. Ta: Talcocitas; ClTa: Clorititas talcosas; ClMc: Clorititas micáceas; McCl: Micaesquistos cloríticos; Mc: Micaesquistos.

(Mn, Ca, Na y K) se encuentran siempre en proporciones ínfimas, inferiores a 0,05 %, expresado como óxido.

No se han observado diferencias composicionales significativas entre cloritas de los distintos tipos de rocas que constituyen las mineralizaciones (talcocitas, clorititas talcosas y clorititas micáceas). Sin embargo, sí existen diferencias composicionales entre estas cloritas y las de los micaesquistos intercalados

o situados a muro. Las cloritas más comunes de estas últimas rocas se caracterizan por poseer razones $Mg/(Mg + Fe)$ más bajas (inferiores a 0,7), si bien, en algunas muestras existen niveles milimétricos de cloritas de composición similar a la de las mineralizaciones. En rocas transicionales (micaesquistos cloríticos) la clorita tiene una composición más variable, con contenidos en Mg comprendidos entre los que presentan los micaesquistos y las mineralizaciones.

En la tabla 4 y figura 10 se expresan, respectivamente, los análisis químicos correspondientes a las diferentes muestras analizadas y la composición media de los distintos tipos de rocas. En comparación con la composición química promedio de los micaesquistos (Poldervaart, 1955), los micaesquistos encajantes muestran un ligero enriquecimiento en SiO_2 y K_2O , y un empobrecimiento en Al_2O_3 , TiO_2 y, en especial, en Fe_2O_3 , CaO y Na_2O . Los niveles de mineralización (talcocitas y clorititas) presentan unos contenidos en MgO muy altos, comprendidos entre 25 y 30 %, y muy bajas proporciones en Fe_2O_3 y K_2O .

Especialmente llamativa es la variación composicional que existe de muro a techo en el paquete mineralizado situado en el tránsito entre micaesquistos y mármoles (fig. 3). Así, aunque existen pequeñas

Tabla 3.—Análisis de cloritas por microsonda electrónica.

	SM-12	SM-50	SM-14	SM-11	SM-27	CP-4	SM-32	SM-45	SM-53	SM-15	SM-48
SiO_2	31,55	32,57	30,83	31,27	30,05	30,32	30,33	28,74	27,24	33,16	31,83
TiO_2	0,03	0,05	0,05	0,02	0,04	0,04	0,05	0,05	0,12	0,01	0,03
Al_2O_3	20,53	18,60	21,17	21,91	23,47	22,17	23,02	22,68	21,53	18,01	19,81
FeO^*	0,53	0,71	2,37	0,59	0,80	0,66	0,90	5,94	17,36	0,43	1,11
MnO	0,00	0,03	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00	0,32	0,04	0,00
MgO	34,07	33,98	32,20	32,62	32,22	33,04	31,52	28,71	20,35	34,79	33,45
CaO	0,04	0,05	0,03	0,01	0,01	0,02	0,06	0,01	0,05	0,01	0,05
Na_2O	0,02	0,3	0,05	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,01
K_2O	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00
Total	86,79	86,03	86,72	86,45	86,61	86,30	85,94	86,17	87,03	86,48	86,29

Fórmula estructural a 14 oxígenos

Si	2,930	3,051	2,892	2,910	2,798	2,834	2,844	2,766	2,764	3,085	2,979
Ti	0,002	0,004	0,004	0,001	0,003	0,003	0,004	0,004	0,009	0,001	0,002
Al	2,247	2,053	2,341	2,403	2,575	2,443	2,544	2,573	2,575	1,975	2,185
Fe	0,041	0,056	0,186	0,046	0,062	0,052	0,071	0,478	1,473	0,033	0,087
Mn	0,000	0,002	0,002	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,028	0,003	0,000
Mg	4,717	4,745	4,503	4,525	4,472	4,604	4,407	4,119	3,079	4,826	4,667
Ca	0,004	0,005	0,003	0,001	0,001	0,002	0,006	0,001	0,005	0,001	0,005
Na	0,004	0,005	0,009	0,000	0,000	0,004	0,002	0,004	0,006	0,004	0,002
K	0,001	0,001	0,000	0,004	0,001	0,004	0,002	0,001	0,004	0,001	0,000
$Mg/(Mg+Fe)$	0,991	0,988	0,960	0,990	0,986	0,989	0,984	0,896	0,676	0,993	0,982

(*) Fe total expresado como FeO .

Muestras de talcocitas: SM-12, SM-50. Muestras de clorititas: SM-14, SM-11, SM-27, CP-4. Muestras de micaesquistos cloríticos: SM-32, SM-45. Muestra de micaesquistos: SM-53. Muestras de mármoles: SM-15, SM-48.

Tabla 4.—Composición química de mineralizaciones y rocas encajantes.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	P.C.	Total
1 SM-12.....	58,05	1,90	0,31	0,06	0,18	31,58	0,01	0,02	0,34	0,02	5,63	98,10
2 SM-50.....	52,34	2,60	0,28	0,10	2,62	30,84	0,01	0,01	0,44	0,00	9,03	98,27
3 SM-65.....	46,98	6,46	0,24	0,34	3,54	30,37	0,01	0,01	0,36	0,08	9,78	98,17
4 SM-43.....	39,88	4,28	0,44	0,22	9,35	27,97	0,01	0,02	0,36	0,06	16,56	99,15
5 SM-44.....	49,44	0,22	0,11	0,02	8,08	27,91	0,01	0,05	0,37	0,04	12,80	99,05
6 SM-14.....	30,69	19,98	3,04	0,89	0,51	32,19	0,02	0,01	0,23	0,18	12,03	99,77
7 SM-17.....	30,99	18,67	3,18	0,79	0,38	32,40	0,01	0,03	0,25	0,14	12,20	99,04
8 SM-26.....	45,01	17,38	0,48	1,02	0,13	25,77	0,01	0,04	0,32	0,07	9,71	99,94
9 SM-49.....	29,70	16,87	1,66	0,81	4,24	30,11	0,01	0,05	0,43	0,08	15,49	99,45
10 SM-42.....	36,82	14,66	2,04	0,64	1,57	30,93	0,02	0,04	0,33	0,12	11,34	98,51
11 SM-11.....	42,92	16,20	0,57	0,83	0,24	27,75	0,01	0,23	0,25	0,14	9,42	98,56
12 SM-19.....	29,27	21,42	0,50	1,00	0,57	33,45	0,01	0,55	0,38	0,16	12,46	99,77
13 CP-4.....	34,21	23,90	2,48	1,01	1,07	24,25	0,02	1,79	0,44	0,16	10,85	100,18
14 CP-18.....	30,44	18,98	6,06	0,90	3,76	23,42	0,02	1,20	0,48	0,12	14,57	99,95
15 CP-5.....	33,69	24,11	0,71	1,20	1,71	23,75	0,02	2,00	0,44	0,06	11,81	99,50
16 SM-27.....	39,43	22,75	0,89	0,98	0,43	21,92	0,01	2,45	0,44	0,15	9,20	98,65
17 SM-5.....	66,88	9,79	0,78	0,31	0,24	12,77	0,01	1,14	0,30	0,08	5,00	97,30
18 SM-32.....	48,97	18,59	3,90	0,86	4,30	9,32	0,03	4,01	0,52	0,09	8,72	99,31
19 SM-45.....	71,31	11,24	1,67	0,58	0,54	6,70	0,02	2,15	0,45	0,11	3,90	98,67
20 SM-35.....	71,60	12,50	3,23	0,70	0,86	2,39	0,05	3,57	0,53	0,21	3,10	98,74
21 SM-53.....	69,54	12,95	4,39	0,69	0,69	3,40	0,15	3,64	0,51	0,37	3,00	99,33
22 SM-38.....	67,40	14,40	4,65	0,72	0,65	2,40	0,11	4,47	0,48	0,19	4,38	99,85
23 SM-67.....	66,30	17,00	4,00	0,77	0,35	1,70	0,10	5,35	0,48	0,21	3,78	100,04
24 SM-72.....	70,60	13,60	2,72	0,67	0,30	2,75	0,10	4,47	0,41	0,18	3,85	99,65
25 CP-2.....	17,24	0,28	0,20	0,02	35,32	13,05	0,02	0,01	0,22	0,09	34,05	100,50
26 SM-60.....	11,11	0,18	0,08	0,05	29,07	20,19	0,00	0,01	0,38	0,05	38,74	99,86
27 SM-15.....	10,03	1,46	0,25	0,07	26,02	24,34	0,01	0,01	0,23	0,08	37,96	100,46
28 CP-1.....	30,68	0,04	0,33	0,01	27,60	15,98	0,01	0,01	0,29	0,06	25,24	100,25

1 a 4 = talcocitas; 5 = talco filoniano; 6 a 11 = clorititas talcosas; 12 a 16 = clorititas micáceas; 17 a 19 = micaesquistos/cuarzoesquistos cloríticos; 20 a 24 = micaesquistos/cuarzoesquistos; 25 a 28 = mármoles con talco.

recurrencias, desde los micaesquistos de muro hasta las talcocitas situadas a techo de la mineralización se observan variaciones químicas graduales, caracterizadas por un progresivo aumento en Mg y razón Mg/(Mg + Fe), y una disminución en el contenido en K₂O y en la razón Al/Mg.

Mineralizaciones filonianas

Están enclavadas en el tramo marmóreo dolomítico, donde se encuentran rellenando fracturas alpinas tardías (diacclasas y fallas normales de pequeño salto) de buzamiento próximo a la vertical y de direcciones N-90 a N-100 E y N-140 E. Estas fracturas cortan a todas las foliaciones desarrolladas en las rocas. La roca de caja suele estar muy brechificada y presenta tonos grises y amarillentos. Los contactos entre filones y roca de caja son siempre muy netos, los hastiales aparecen suavemente ondulados y con estrías de inclinación próxima a la vertical. Las irregularidades de las paredes de los filones hacen que la mineralización aparezca como masas arrosariadas, con frecuentes engrosamientos y estrechamientos.

Dentro de la mineralización es frecuente encontrar enclaves decimétricos de rocas de caja atravesados por pequeñas fracturas rellenas de talco, así como masas de dolomita espática cristalizada en romboedros y con talco intercrecido. Estas últimas masas predominan en las zonas centrales de los filones. Los cristales de dolomita espática muestran pequeñas fracturas rellenas de talco, agregados de dolomita granoblástica y, ocasionalmente, cuarzo. Los filones tienen potencias medias que oscilan entre 0,5 y 1 m, con máximos de 2 m, y corridas del orden de 40 a 60 m. Las principales áreas de este tipo de mineralización se localizan en el cerro Benedito y cerro de La Cruz. En el cerro Benedito aparecen también pequeñas fracturas tardías de dirección N-40 E rellenas de dolomita espática y tremolita.

Las masas de talco en filones generalmente son de gran pureza, tienen color blanco y aspecto masivo, aunque existen variedades de aspecto muy compacto, algo translúcido y tonalidades ligeramente verdeazulado. Los cristales de talco presentan tamaños de grano variables, comprendidos entre menos de 50 μm y 1 mm, y están desorientados. Los de mayor tamaño tienden, con frecuencia, a formar agregados ra-

diales. El talco presenta idéntica composición química que el de las masas de talcocitas estratoligadas (tabla 2).

Discusión de resultados e hipótesis genética

Los análisis morfológicos y texturales ponen de manifiesto que la mayor parte de las mineralizaciones estratoligadas se han formado durante el metamorfismo alpino, por transformación de rocas preexistentes, de composición inusual, muy ricas en Mg. En efecto, las mineralizaciones descritas como tipos I y II, y las del tipo III.3 muestran una morfología estratiforme, se localizan exclusivamente en un determinado intervalo estratigráfico, presentan alternancias composicionales (incluso a escala de pocos milímetros) congruentes con las de las rocas de caja, y están afectadas por todas las fases de metamorfismo y deformación alpinas.

Dilucidar la procedencia de la particular composición de estas rocas es una cuestión de difícil resolución, sobre todo si se tiene en cuenta que el material o materiales originales han podido sufrir cambios composicionales durante procesos diagenéticos y/o durante el metamorfismo alpino. No obstante, un posible origen epigenético por metasomatismo de Mg sobre niveles pelíticos no parece un mecanismo plausible, habida cuenta de las morfologías y alternancias composicionales que muestran los niveles de mineralización (en especial en lo que respecta a elementos tales como Al y Ti). Para abordar este problema, a continuación, se realizan algunas consideraciones sobre el quimismo de estas rocas, y sobre el ambiente de depósito y medio paleogeográfico de las rocas encajantes de las mineralizaciones.

La comparación de las composiciones de los niveles aquí estudiados con diferentes tipos de rocas sedimentarias y/o metamórficas altamente magnesianas (fig. 11) permite efectuar las siguientes consideraciones:

— los niveles de talcocitas tienen una composición similar a la que presentan los minerales de la arcilla de tipo sepiolita, esmectitas trioctaédricas magnésicas (saponita, estevensita y hectorita) y material kerolítico.

— Los niveles de clorititas también muestran determinadas similitudes composicionales (especialmente en la relación Mg/Al) con sedimentos arcillosos evaporíticos (Moine *et al.*, 1981), así como con los denominados «whiteschist», interpretados generalmente como esquistos derivados de rocas de origen sedimentario (Schreyer, 1973, 1974 y 1977). Aunque se han argumentado diferentes tipos de sedimentos originales ricos en Mg, Schreyer (1977) opina que gran parte de los «whiteschist» probablemente se originan por metamorfismo de «mudstones»

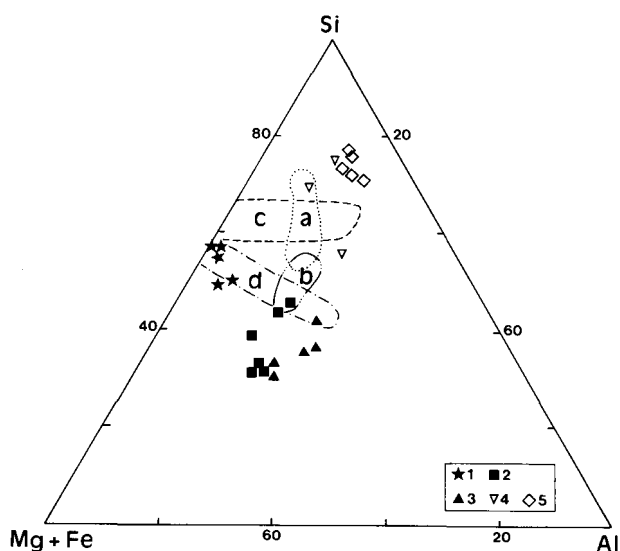


Fig. 11.—Composición química de la mineralización y micaesquistos infrayacentes en el diagrama Si-Al-(Mg+Fe). 1: Talcocitas; 2: Clorititas talcosas; 3: Clorititas micáceas; 4: Micaesquistos cloríticos; 5: Micaesquistos. a) Campo composicional de «whiteschist» (Schreyer, 1977); b) Idem de «mudstones» evaporíticos (Schreyer, 1977; Moine *et al.*, 1981); c) Idem de sepiolita-paligorskita; d) Idem de saponitas.

evaporíticos. En comparación con estas últimas rocas, los niveles de clorititas muestran unas razones Mg/Al similares, pero tienen porcentajes en sílice inferiores. En particular, las razones Mg/Al de las clorititas son similares a los rangos que presentan sedimentos de tipo paligorskita, paligorskita/sepiolita y saponita, si bien los porcentajes en sílice también son inferiores a los de estos sedimentos.

Por lo que respecta a la caracterización de los medios de depósito de las rocas encajantes, diversos estudios sobre las secuencias de cobertera alpujarrides señalan que la transición de las secuencias metapelíticas-metapsamíticas, de edad Pérmico-Trías inferior, a las formaciones carbonáticas, del Trías medio-superior, viene marcada por un episodio de transgresión, el cual da paso de unos medios continentales a medios marinos de plataforma somera (Delgado *et al.*, 1981; Martín y Torres Ruiz, 1982; Martín y Braga, 1987). Las reconstrucciones paleogeográficas sobre secuencias poco o nada metamorfizadas indican que este período está caracterizado por la existencia de frecuentes ambientes de depósito de cuencas restringidas de tipo continental y marino somero (lagoon). Asimismo, en las secuencias triásicas son relativamente comunes los episodios evaporíticos con desarrollo de niveles laminados de yeso y los ambientes con condiciones preevaporíticas, caracterizados por la presencia frecuente en los carbonatos de texturas de desecación y moldes de evaporitas (Delga-

Tabla 5.—Composición química media de mineralizaciones y rocas metapelíticas encajantes (%).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	P.C	Total
Talcocitas	49,34	3,09	0,28	0,15	4,75	29,73	0,01	0,02	0,37	0,04	10,76	98,55
Clorititas talcosas	36,02	17,29	1,83	0,83	1,18	29,86	0,01	0,07	0,30	0,12	11,70	99,21
Clorititas micáceas	33,41	22,23	2,13	1,02	1,51	25,36	0,02	1,60	0,44	0,13	11,78	99,61
Micaesquistos cloríticos ..	62,39	13,21	2,12	0,58	1,69	9,60	0,02	2,43	0,42	0,09	5,87	98,43
Micaesquistos	69,09	14,09	3,80	0,71	0,57	2,53	0,10	4,30	0,48	0,23	3,62	99,52

do, 1978; Martín, 1980; Martín y Torres-Ruiz, 1982). En secuencias metamorfizadas, la presencia de metapelitas y carbonatos ricos en escapolita ha sido también interpretada como indicativa de ambiente evaporítico (Torres-Roldán, 1978).

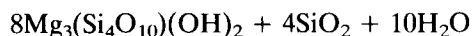
Las consideraciones anteriores sugieren un origen de las mineralizaciones por transformación de arcillas magnesianas, formadas por sedimentación evaporítica alcalina en medios restringidos. Aunque en estos medios se puede encontrar talco autógeno, los minerales típicos más frecuentes son esmectitas (beidellita, saponita), paligorskita, sepiolita y kerolita (Velde, 1985; Jones, 1986; Jones y Galán, 1988; Chamley, 1989). La secuencia general observada en las mineralizaciones de muro a techo (cloritoesquistos → clorititas micáceas → clorititas talcosas → talcocitas), con un decrecimiento progresivo en Al y un aumento en Mg, podría corresponderse así con las típicas secuencias de estos ambientes, caracterizadas por la aparición sucesiva de caolinita, esmectita, paligorskita y sepiolita, desde facies costeras a facies de cuenca, y desde ambiente regresivo a transgresivo (Millot, 1964; Velde, 1985).

La transformación diagenética y, sobre todo, metamórfica de los «mudstones» evaporíticos conduciría a la formación de las mineralizaciones estratiformes, formándose los niveles de talcocitas a expensas de sedimentos de tipo sepiolita, kerolita y/o de esmectitas magnésicas muy pobres en aluminio (estevensita, hectorita), si bien estas últimas son raras en ambientes naturales de este tipo. Por su parte, los niveles de clorititas se formarían a partir de sedimentos más aluminicos (saponita y/o paligorskita).

Las reacciones de deshidratación de los minerales de la arcilla antes mencionados liberan sílice que precipita en forma de cuarzo:



(sepiolita)



(talco)

(cuarzo)

Aunque en nuestro caso la mayor parte de las mineralizaciones son muy pobres en cuarzo, existen abundantes niveles cuarzosos intercalados en ellas, a veces a escala milimétrica y/o centimétrica, los cuales podrían haberse formado por segregación metamórfica.

En la literatura se han descrito diferentes yacimientos estratoligados de talco, enclavados en ambientes diagenéticos y de metamorfismo regional, los cuales han sido interpretados como producidos por transformación de protolitos constituidos por depósitos de sepiolita sedimentaria. A este respecto, Bartholome (1966) y Cailteux (1979) describen secuencias carbonatadas dolomíticas en Shaba-Zaire, con niveles de talco sedimentario/diagenético, con frecuentes texturas oolíticas. En la Depresión de Pingle (sur de China), Yang y Xu (1987) señalan la existencia de talco producido por transformación diagenética (a 120° C) de sepiolita depositada en ambiente de plataforma marina abierta. Asimismo, la mina de talco de Fontane (que es la más importante de Italia), situada en el basamento pre-Carbonífero del macizo de Dora-Maira (Alpes occidentales), ha sido interpretada por Sandrone *et al.* (1987) como transformación de sedimentos sepiolíticos, durante el metamorfismo regional hercínico, en condiciones de facies de esquistos verdes.

Las masas de talco de morfología irregular tardi y postmetamórficas, localizadas en el contacto con los mármoles dolomíticos y en brechas carbonáticas (mineralizaciones III.1 y III.2), y las mineralizaciones filonianas, se han debido formar por removilización de los depósitos estratoligados. En las mineralizaciones filonianas, variaciones de las condiciones de presión parcial de CO₂ y de las actividades de Si, Ca y/o Mg provocarían la precipitación de romboedros de dolomita y la formación puntual de tremolita en las partes centrales de los filones. Sin excluir que hayan jugado un papel subordinado, reacciones entre soluciones hidrotermales ricas en sílice, de derivación metamórfica, y mármoles dolomíticos, no parecen haber sido el mecanismo fundamental para la formación de estos tipos de mineralizaciones ya que estas mineralizaciones están restringidas espacialmente a aquellas áreas del Complejo Alpujarride donde exis-

ten depósitos primarios estratoligados, y hay una característica ausencia, o insignificante presencia, de calcita en las asociaciones minerales, como producto de reacción entre tales soluciones hidrotermales y los mármoles dolomíticos.

De acuerdo con la hipótesis aquí propuesta, las actuales mineralizaciones de talco y niveles de cloritas son, pues, el resultado final de la evolución metamórfica de sedimentos ricos en magnesio y de la posterior removilización de las mineralizaciones primarias de talco y clorita magnesiánica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido subvencionado por el Instituto de Fomento de Andalucía, por el Proyecto n.º PB85-0385 de la CAICYT y los Grupos de Investigación de la Junta de Andalucía n.ºs 4028 y 4065. Agradecemos al Dr. J. M. Martínez Martínez, del Inst. Andaluz de Geología Mediterránea (CSIG-Univ. Granada), la ayuda prestada en los trabajos de campo. Asimismo, agradecemos las útiles sugerencias y comentarios efectuados por el Dr. E. Galán, de la Universidad de Sevilla.

Referencias

- Acosta Echeverría, A. (1979). *Estudio mineralógico y genético de los yacimientos de talco del SE de España (Almería, Granada, Murcia)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada (inérita).
- Acosta Echeverría, A.; García-Cervigón Bellón, A. y Rodríguez Gallego, M. (1983). Estudio mineralógico y genético de los talcos de la Sierra de Las Estancias. *Bol. Geol. y Min.*, XCIV, 150-159.
- Acosta Echeverría, A.; Rodríguez Gallego, M. y García-Cervigón, A. (1974). Estudio mineralógico de los yacimientos de talco de Somontín y Lúcar (Almería). *Estudios Geol.*, XXX, 459-461.
- Akkerman, J. H.; Maier, G. y Simon, O. J. (1980). On the geology of the Alpujarride Complex in the western Sierra de las Estancias (Betic Cordilleras, SE Spain). *Geol. Mijnbouw*, 59, 363-374.
- Aldaya, F.; García-Dueñas, V. y Navarro-Vilá, F. (1979). Los Mantos Alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujarrides. *Acta Geol. Hispánica*, 14, 154-166.
- Barahona, E. (1974). *Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: Evaluación de algunos ensayos de materias primas*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 398 págs.
- Bartholome, P. (1966). Sur l'abondance de la dolomite et de la sepiolite dans les séries sédimentaires. *Chemical Geol.*, 1, 33-48.
- Cailteux, J. (1979). L'origine du talc dans le CMN (OU R.2.3) de Kambove (Shaba-Zaire). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 102, 213-221.
- Chamley, H. (1989). *Clay sedimentology*. Springer-Verlag, Berlín, 623 págs.
- Delgado, F. (1978). *Los Alpujarrides en Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 483 págs. (inérita).
- Delgado, F.; Estévez, A.; Martín, J. M. y Martín Algarra, A. (1981). Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los Mantos Alpujarrides (Cordillera Bética). *Estudios Geol.*, 37, 45-57.
- De Vries, W. C. P. y Zwaan, K. B. (1967). Alpujarride succession in the Central Sierra de las Estancias, province of Almería, SE Spain. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetwensch.*, 70, 443-453.
- García-Dueñas, V. y Martínez Martínez, J. M. (1988). Sobre el adelgazamiento mioceno del dominio cortical de Alborán, el despegue extensional de Filabres (Béticas orientales). *Geogaceta*, 5, 53-55.
- Hoyos de Castro y Ahumada, M. (1951). Génesis de un talco de Lúcar (Almería). *Anal. Edaf.*, 10, 117-124.
- Jones, B. F. (1986). Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments. *U.S. Geol. Survey Bull.*, 1578, 291-300.
- Jones, B. F. y Galán, E. (1988). Sepiolite and palygorskite. En: S. W. Bailey (ed.), *Hydrous phyllosilicates. Reviews in Mineralogy*, 19, 631-674.
- Martín, J. M. (1980). *Las dolomías de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 201 págs.
- Martín, J. M. y Braga, J. C. (1987). Alpujarride carbonate deposits (southern Spain)-Marine sedimentation in a Triassic Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 59, 243-260.
- Martín, J. M. y Torres-Ruiz, J. (1982). Algunas consideraciones sobre la convergencia de medios de depósito de las mineralizaciones de hierro y plomo-zinc-fluorita de origen sedimentario encajadas en rocas triásicas de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujarride del sector central de la Cordillera Bética. *Bol. Geol. y Min.*, XCIII-IV, 314-329.
- Massone, H. J. y Schreyer, W. (1989). Stability field of the high-pressure assemblage talc + phengite and two new phengite barometers. *Eur. Jour. Mineral.*, 1, 391-410.
- Millot, G. (1964). *Geologie des argilles*. Masson et Cie, París, 510 págs.
- Moine, B.; Sauvan, P. y Jarousse, J. (1981). Geochemistry of evaporitic-bearing series: a tentative guide for the identification of metaevaporites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 401-412.
- Poldervaart, A. (1955). Chemistry of the earth's crust. *Geol. Soc. Am. Spc. Paper*, 62, 119-144.
- Sandrone, R.; Trogolo, D.; Respino, D. y Zucchetti, S. (1987). Osservazioni geogiacimentologiche sulla miniera di talco di Fontane (Val Germanasca, Alpi Cozie). *Memorie Scienze Geologiche. Univ. di Padova*, 39, 175-186.
- Schreyer, W. (1973). Whiteschist: A high-pressure rock and its geologic significance. *J. Geology*, 81, 735-739.
- Schreyer, W. (1974). Whiteschist, a new type of metamorphic rock formed at high pressures. *Geol. Rundschau*, 63, 597-609.
- Schreyer, W. (1977). Whiteschist: Their compositions and pressure-temperature regimes based on experimental, field and petrographic evidence. *Tectonophysics*, 43, 127-144.
- Schultz, L. G. (1964). Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre shale. *U.S. Geol. Sur. Prof. Papers*, 391-c, 31 págs.
- Torres-Roldán, R. L. (1978). Scapolite-bearing and related calc-silicate layers from the Alpujarride series (Betic Cordilleras of Southern Spain). A discussion on their origin and some comment. *Geol. Rundschau*, 67, 342-355.
- Velde, B. (1985). *Clay minerals. A physicochemical explanation of their occurrence*. Developments in Sedimentology 40, Elsevier, Amsterdam, 427 págs.

Voezmans, F. M.; Martín García, L. y Gómez Prieto, J. A. (1979). *Mapa geológico de España*. E. 1:50.000. Cantoria. Inst. Geol. y Min. de España, 51 págs.

Yang, Z. y Xu, J. (1987). Diagenetic transformation of Early Permian Sepiolite and its relationship with coal

metamorphism-An example in Pingle Depression in its vicinity, south China. *Geochemistry*, 6, 65-76.

Recibido el 22 de octubre de 1991
Aceptado el 6 de marzo de 1992