

ESTRATIGRAFIA, LITOLOGIA Y MINERALIZACIONES DEL MANTO DE LUJAR (Zona Bética)

K. EWERT*

RESUMEN.—El *Manto de Lújar*, la unidad alpujárride inferior al Sur de Sierra Nevada, aflora en varias ventanas tectónicas entre Motril y Almería (Fig. 1).

Se pueden distinguir en él seis formaciones. Las filitas y cuarcitas permotriásicas constituyen la formación basal L_{T_1} . El resto de la sucesión está constituido por rocas carbonatadas (formaciones $L_{T_{2a}}$ - $L_{T_{3c}}$).

Se describen mineralizaciones concordantes de fluorita y galena en formaciones $L_{T_{2b}}$ y $L_{T_{3a}}$, y se atribuye a aquéllas una edad Ladiniense superior y Carniense inferior.

SUMMARY.—The *Lújar-Nappe*, the deepest alpujarride unit, has many outcrops in form of tectonic windows at the South of the Sierra Nevada, between Motril and Almería.

A subdivision was made in six different formations. The lower formation L_{T_1} is formed by permotriassic phyllites and quartzites, the five formations above it $L_{T_{2a}}$ - $L_{T_{3c}}$ by triassic limestones and dolostones.

Concordant flurspar and galena sources of the groups $L_{T_{2b}}$ and $L_{T_{3a}}$ have been described and dated as upper Ladinian and lower Carnian.

ZUSAMMENFASSUNG.—Die *Lújar-Decke*, die tiefste alpujarridische Einheit, ist suedlich der Sierra Nevada in einer Vielzahl tektonischer Fenster zwischen Motril und Almería aufgeschlossen.

Sie laesst sich stratigraphisch in sechs kartierbare Schichtgruppen untergliedern. Die liegendste Schichtgruppe L_{T_1} wird von Phylliten und Quarziten permotriassischen Alters gebildet, die fuenf hangenden Schichtgruppen $L_{T_{2a}}$ - $L_{T_{3c}}$ von triassischen Karbonatgesteinen.

Konkordante Flusspat und Bleiglanzmineralisationen aus den Schichtgruppen $L_{T_{2b}}$ und $L_{T_{3a}}$ werden beschrieben und altersmaessig in das Oberlading bis Unterkarn gestellt.

INTRODUCCION

A) SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La zona estudiada está situada al Sur de Sierra Nevada y está limitada al Oeste por el Río Guadalfeo, que desemboca al Oeste de Motril y al Este por el Río Andarax, que desemboca al Este de Almería (Fig. 1).

* Lehrstuhl Für Geologie, Technische Universität München.

B) SITUACIÓN GEOLÓGICA Y ANTECEDENTES SOBRE LA GEOLOGÍA DE LA ZONA ESTUDIADA.

El objeto del presente trabajo es el *Manto de Lújar*, la unidad inferior dentro del conjunto alpujárride.

Los alpujárrides forman el conjunto tectónicamente situado entre el complejo Nevado-Filábride y el complejo Malaguide. Los tres constituyen las zonas internas¹ de las Cordilleras Béticas.

F. ALDAYA (1969) distingue entre el Río Guadalfeo y el Río Grande de Adra, cinco mantos alpujárrides. De arriba a abajo, según el actual orden de superposición, son: *Manto de Adra*, *Manto de Murtas*, *Manto de Alcázar*, *Manto de Cástaras* y *Manto de Lújar*.

J. P. JACQUIN (1970) distinguió a su vez al Este del Río Grande de Adra y hasta el Río Andarax, área de la Sierra de Gádor, los siguientes mantos alpujárrides, también de arriba a abajo: *Manto de Félix*, *Manto de Gádor* y *Manto de Lújar*.

Sin embargo, el *Manto de Gádor* de J. P. JACQUIN incluye sin duda elementos pertenecientes a varios mantos diferentes.

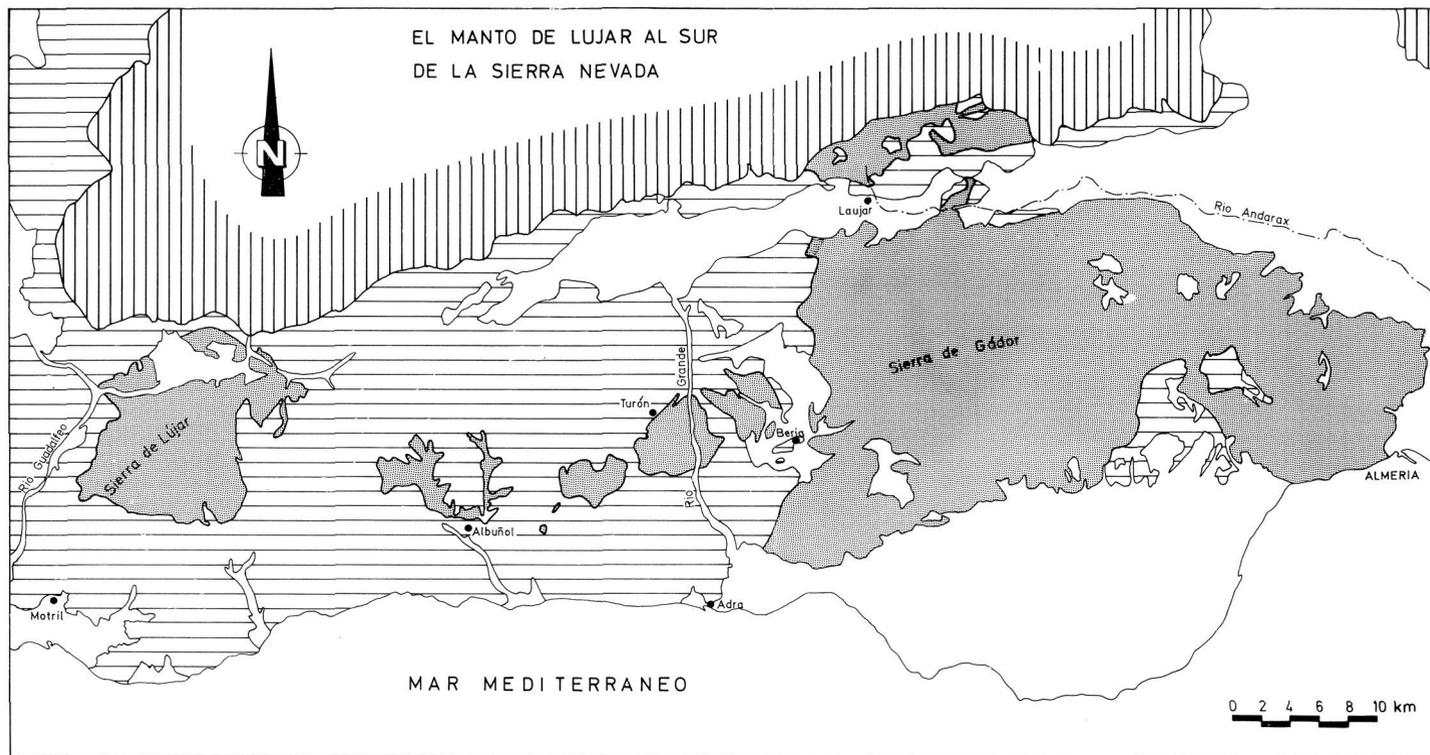
Por otra parte, afloramientos que actualmente se interpretan como pertenecientes al mismo manto, han sido frecuentemente atribuidos por dicho autor a más de uno de sus mantos.

La nomenclatura que utilizó M. OROZCO (1971) en la parte occidental de la Sierra de Gádor coincide con la de F. ALDAYA (1969). M. OROZCO correlacionó el Manto de Gádor (J. P. JACQUIN, 1970) con el Manto de Lújar pero, su interpretación no es válida para el sector NW de la Sierra de Gádor porque, en dicho sector no aflora el Manto de Lújar sino, el de Murtas, y los materiales que allí lo constituyen se siguen en continuidad formal hasta el pueblo de Murtas, el "locus typicus" de este manto según F. ALDAYA. La correlación *Manto de Murtas* (F. ALDAYA) - *Nappe de Félix* (J. P. JACQUIN) está en curso de realización entre F. Aldaya y el autor.

INTRODUCCION A LA COMPOSICION LITOLOGICA DE LOS MANTOS ALPUJARRIDES EN LA ZONA ESTUDIADA

Los tres mantos inferiores —Lújar, Cástaras y Alcázar—, tienen en su base una secuencia de filitas y cuarcitas, con algunas intercalaciones de yeso y calcoesquistos, que se atribuye al Permo-Werfeniense. Encima se sitúan calizas y dolomías triásicas.

¹ Zona Bética según FALLOT (1948).



Según Mapa Geológico 1:200 000 modificado

FIG. 1

El *Manto de Murtas* comienza por una base de micaesquistos y cuarcitas de edad infrapérmica, seguida de una secuencia de filitas y cuarcitas del Permo-Werfeniense. La parte superior está constituida por una serie de rocas carbonatadas de edad triásica. El manto más alto —*Manto de Adra*— está compuesto por micaesquistos y cuarcitas paleozoicas en la base y filitas con cuarcitas del Permo-Werfeniense. No contiene rocas carbonatadas de edad triásica.

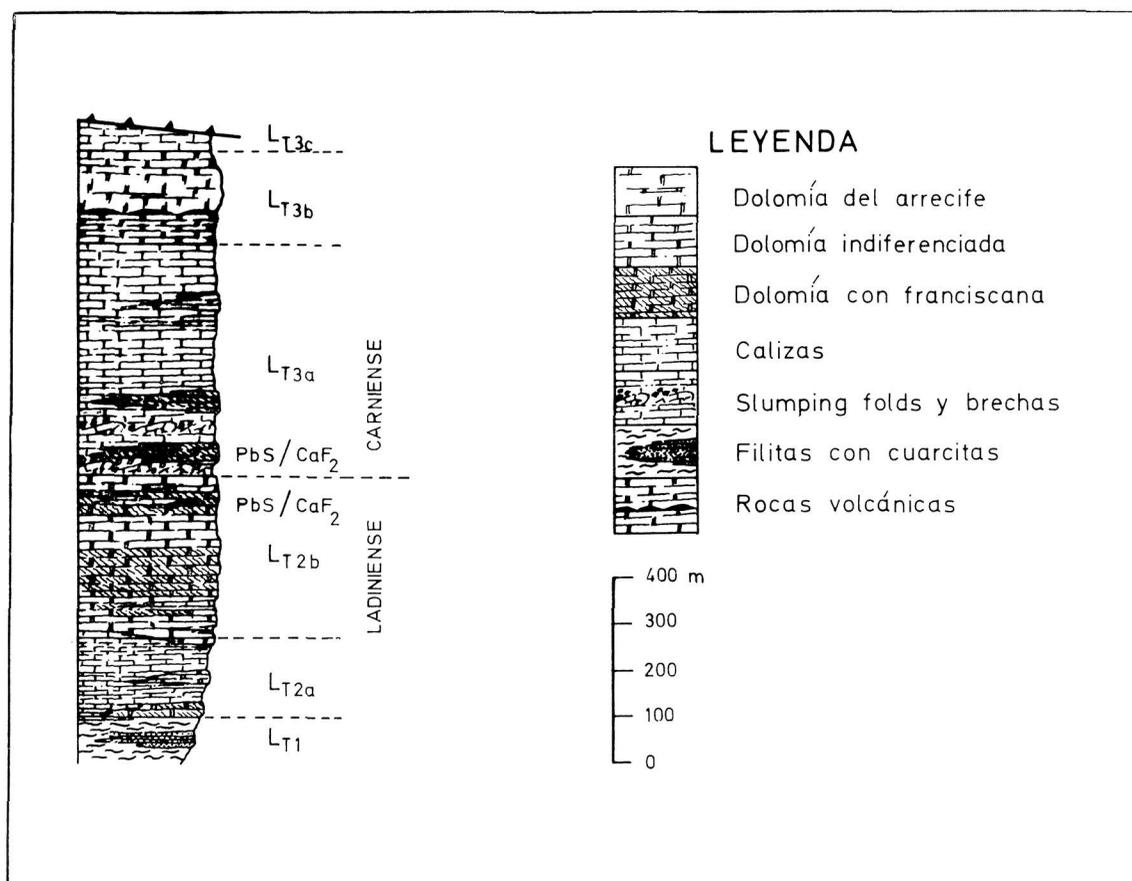


FIG. 2

ESTRATIGRAFIA Y LITOLOGIA DEL MANTO DE LUJAR

I. SERIE BASAL L_{T1}

La base está constituida por una formación de filitas, cuarcitas y calcoesquistos, con algunas intercalaciones de yeso (Fig. 2). Hacia el techo, los calcoesquistos se hacen progresivamente más abundantes y dan lugar a una facies alternante de filitas y calcoesquistos. En el límite entre la formación basal y la formación de calizas inferiores se encuentran esporádicamente rocas volcá-

nicas, cuya posición es imposible de determinar dada la intensa tectonización de los afloramientos.

De acuerdo con todos los investigadores de los Alpujárrides, se puede atribuir a esta serie una edad permotriásica.

Es imposible determinar el espesor real de la serie basal porque, el contacto entre los Nevado-Filábrides y el *Manto de Lújar* es tectónico. Esta serie se encuentra en los afloramientos al Norte de la Sierra de Lújar y al Norte de la Sierra de Gádor, con un espesor del orden de 100 metros.

2. CALIZAS INFERIORES L_{T2a}

La formación calizodolomítica del *Manto de Lújar* empieza con una serie de calcoesquistos con sericita, con intercalaciones de algunos bancos de dolomía y lentejones de yeso. Además, se presenta un nivel con rocas volcánicas que alcanza a una potencia de varios metros.

Este conjunto litológico —las calizas inferiores— alcanza en total una potencia máxima de aproximadamente 170 metros (Fig. 2).

La facies de las calizas inferiores es muy variable. Se trata sobre todo de calizas de lagunas poco profundas. La presencia de calizas margosas indica épocas de mayor influencia terrígena. Las dolomías intercaladas, conteniendo a veces “pellets” y clastos, restos de fósiles y laminaciones por algas, representan un medio intermareal.

El yeso es primario, formado por evaporación en partes poco profundas, separadas de la cuenca sedimentaria.

El clima debía ser cálido y seco.

3. DOLOMÍAS CON FRANCISCANA L_{T2b}

Una formación dolomítica constituye el próximo conjunto litológico. Son las llamadas dolomías con franciscana.

La franciscana es una estructura que se presenta con cierta frecuencia en estas dolomías. Son bandas dolomíticas blancas en alternancia con dolomía negra (Fig. 3).

Según las observaciones en láminas delgadas, se puede imaginar la génesis de la estructura franciscana como sigue:

El sedimento original debía ser un barro carbonatado con láminas de materia orgánica, de algas por ejemplo.

En el curso de la diagénesis, durante la compactación y dolomitización del sedimento, tuvieron lugar los procesos de recristalización de dolomía y de crecimiento de doloespátita blanca, procesos que se localizaron en la parte superior de las láminas orgánicas. El resto de la roca sólo sufrió una recrista-

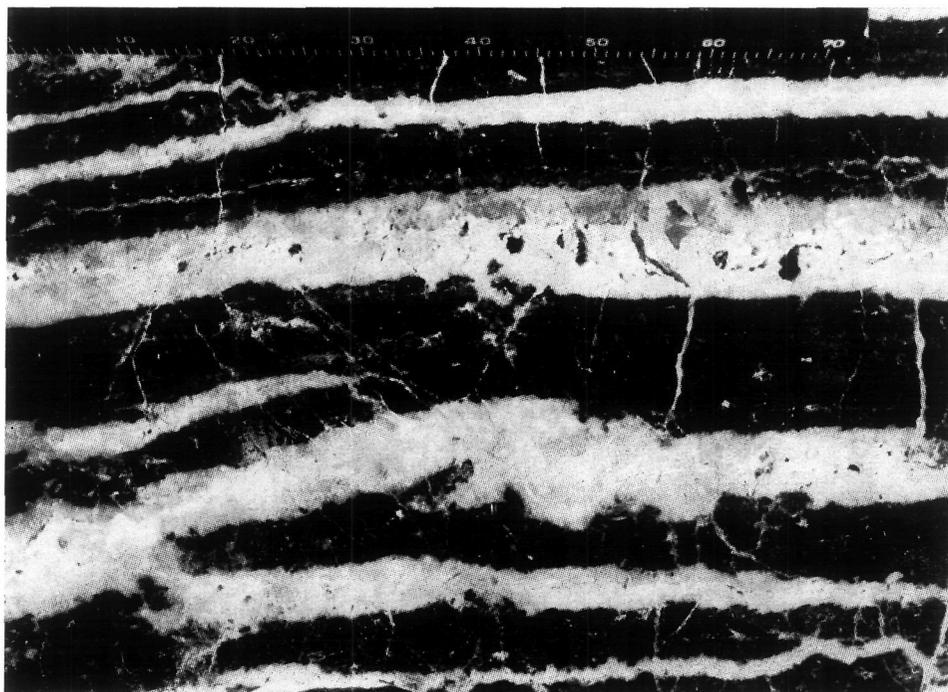


FIG. 3

lización y actualmente aparece como doloespárita grisácea o negruzca. Resulta así una estructura geopetal cíclica que empieza en cada ciclo, en el muro, con doloespárita gris; encima, una banda de doloespárita negra, y termina el ciclo con la doloespárita blanca.

La doloespárita es el resultado de una cristalización centrípeta simétrica. El desarrollo de la espárita se efectuó simétricamente hacia el centro de las bandas blancas.

Otra observación muy importante es que no existen calizas con franciscana. Por eso parece que, en parte, la génesis debió estar dirigida por la dolomitización. Además, hay que tener en cuenta que la dolomitización puede suponer una merma del volumen de aproximadamente un 10 %. De este proceso pudieron resultar espacios para la recristalización de la doloespárita blanca. La explicación de la génesis de la estructura franciscana y estructuras semejantes en rocas de diferentes composiciones químicas, es objeto de una colaboración entre A. ARRIBAS² y el autor.

Pero no se presenta la franciscana en toda esta serie dolomítica, sino solamente en algunos niveles. La mayor parte está constituida por dolomías grises, a veces con "pellets", clastos, crinoides, restos de fósiles y laminaciones de algas. Hay también intercalaciones de calizas tableadas y margosas.

² Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Facultad de Ciencias de Salamanca.

En la Sierra de Lújar, en la ventana de Albuñol, en el Norte de la ventana de Turón y en la Sierra de Gádor, aparecen mineralizaciones concordantes de F_2 Ca/ S Pb en la parte superior de las dolomías con franciscana (Fig. 2).

La potencia máxima de este conjunto litológico es de aproximadamente 350 metros.

La facies de las dolomías con franciscana es bastante variable. Existen varios ámbitos muy diferentes. Estas dolomías representan normalmente sedimentos de un medio intermareal. Intercalaciones de calizas indican partes más profundas. La influencia terrígena ya es más pequeña que durante la época de la sedimentación de las calizas inferiores L_{T2a} , pero sin embargo, también se encuentran influencias terrígenas en algunos puntos. En estos niveles se encuentra algún vestigio de erosión, que se puede interpretar como resultado de un medio supramareal con más influencia terrígena y con inundaciones esporádicas.

Existen dataciones paleontológicas de la parte alta de las dolomías con franciscana, efectuadas por KOZUR y SIMÓN (com. pers.), que indican una edad Longobardiense superior.

4. MÁRMOL NEGRO L_{T3a}

La formación más potente y más variable del *Manto de Lújar* es la que he denominado "Mármol negro", nombre local de los canteros de Berja, si bien, ni es mármol, ni es negro.

La secuencia está constituida por calizas oscuras en bancos a veces muy potentes, calizas tableadas y margosas, calcoesquistos y potentes intercalaciones de dolomías. Además, existen varios niveles de rocas volcánicas, intercalaciones de filitas y cuarcitas, y mineralizaciones de fluorita/galena, en intercalaciones dolomíticas de la parte inferior del Mármol negro.

Las calizas tableadas y margosas y los calcoesquistos, contienen más material detrítico que las calizas oscuras. Las intercalaciones de dolomías son, sobre todo, dolomías grises oscuras con estructuras de franciscana en la parte inferior y dolomías marrones detríticas, a veces dedolomitizadas, en la parte superior.

La formación de "Mármol negro" muestra frecuentemente grandes pliegues de "slumping" y brechas sedimentarias. Los fenómenos de "slumping" tienen su origen en una inestabilidad tectónica anterior a la sedimentación del Mármol negro, que se pudo continuar durante el depósito de los niveles más bajos de dicha formación.

Se presentan pliegues de dirección N 40° E, de un tamaño de varios kilómetros en las dolomías con franciscana (F. ALDAYA, 1970).

La génesis de estos pliegues no está aclarada todavía pero, parece seguro que no se puede imaginar una fase compresiva durante el triásico. Más bien son pliegues, o mejor dicho, "estructuras dobladas" que se pudieron formar a causa de fallas en el basamento. Encima de estas estructuras dobladas aparecen los "slumpings" y las brechas sedimentarias en el Mármol negro, constituyendo un nivel que puede ser continuo en extensiones de varios kilómetros. Este nivel, cuando existe, se sitúa hacia la base de la formación "Mármol negro". Puede alcanzar una potencia algo mayor de cincuenta metros. En el techo de este nivel sigue el Mármol negro con una sedimentación tranquila, sin que aparezcan pliegues de "slumping" ni brechas sedimentarias. Otro rasgo muy característico del Mármol negro son las rocas volcánicas. Se presentan en filones y filones-capa, éstos últimos con ligeras huellas de metamorfismo de contacto en el muro y en el techo. En algún punto aparecen verdaderas corneanas.

La potencia de las rocas volcánicas es muy variable, desde milímetros hasta unos metros. Su color es verde, en ocasiones un poco amarillo. La composición química corresponde más o menos a una andesita, pero las rocas han sufrido en general una alteración muy profunda.

El Mármol negro tiene una potencia máxima de aproximadamente 500 metros.

Dataciones paleontológicas de su parte inferior efectuadas por KOZUR y SIMÓN (com. pers.) indican una edad Carniense inferior. Es decir, que se puede situar el límite Ladiniense-Carniense en el límite dolomías con franciscana L_{T2b} -Mármol negro L_{T3a} (Fig. 2).

La facies del Mármol negro es de un medio inframareal con poca influencia terrígena. Son calizas de laguna de aguas tranquilas y de poca profundidad, pero sin influencia de la marea.

En los estratos muy finos, se presentan granos de cuarzo de tamaño muy pequeño, procedentes —por transporte eólico—, del continente remoto. Las intercalaciones de dolomía indican partes menos profundas, probablemente barreras de laguna de un medio intermareal.

5. DOLOMIAS DEL ALVAREZ L_{T3b}

La quinta formación son las dolomías del Alvarez.

Es una serie de dolomías sin ninguna intercalación calcárea, con filones de rocas volcánicas, localmente con un nivel de lavas almohadilladas (Fig. 2).

En éstas encontré el primer arrecife conocido en el Trías de la Zona Bé-

tica. Es un arrecife pequeño (1 Km.² aproximadamente), pero completo, con su laguna y su "forereef".

Generalmente es una dolomía negra, a veces gris oscura en bancos muy distintos en la laguna y en el ámbito del "forereef". El arrecife está constituido por dolomías compactas.

Los filones de rocas volcánicas se encuentran en la laguna y en la transición de la laguna al arrecife. Son rocas volcánicas con estructuras vesiculares y basaltos casi no alterados. La parte superior de los filones coincide con un nivel de lavas almohadilladas sobre el cual comienza directamente la facies recifal.

La potencia de las dolomías del Alvarez es de 200 metros.

Se distinguen tres tipos de facies: 1. Facies de la laguna; 2. Facies del arrecife, y 3. Facies del "forereef".

No existen otros tipos de facies en esta formación. La facies de la laguna es de un medio tranquilo, poco profundo y cálido. De condiciones deficientes para la vida, a juzgar por los escasos fósiles encontrados. En algunos bancos hay restos de fósiles arrojados por marea y oleaje. Tan sólo han aparecido poríferos como fósiles autóctonos.

Algas y crinoides son los fósiles más abundantes de este arrecife. La facies del arrecife está indentada con la facies de laguna.

Por otra parte se encuentran cuatro niveles superpuestos con facies de arrecife y entre ellos se intercalan dolomías con la facies de laguna. Las intercalaciones tienen potencias muy variables y formas de lentejones.

El "forereef" está constituido por bancos con escombros del arrecife y con lumaquelas, en alternancia con bancos de dolomas estériles y bancos de cefalópodos. Además, existen bancos con estratificación gradada y pequeños pliegues de "slumping".

Se puede pensar en un medio submareal intranquilo, con bastante relieve y con influencias de las mareas en algunas partes. Los cefalópodos no representan fósiles autóctonos sino, fósiles de un medio más profundo.

No existen dataciones todavía, pero las dolomías del Alvarez deben tener una edad Carniense superior o Noriense inferior respecto a las dataciones en L_{T2b} y L_{T3a}.

6. CALIZAS DE LOS CLEMENTES L_{T3c}

La formación más alta está constituida por las calizas de los Clementes. Afloran en el Sur de la ventana tectónica del Cerrón/Alvarez en la zona de la cortijada de "Los Clementes". Son calizas estériles y parecidas al Mármol negro. Su espesor es de aproximadamente 60 metros (Fig. 2).

MINERALIZACIONES

A) FLUORITA

En el *Manto de Lújar* existen mineralizaciones de fluorita y galena que tienen interés económico en algunos yacimientos. Los yacimientos principales están en la Sierra de Lújar, en la ventana tectónica de Albuñol, en el Norte de la ventana tectónica de Turón y en la Sierra de Gádor (Fig. 1).

Existen tres tipos principales de fluorita (Fig. 4).

| MINERAL | TIPO | GENERACION |
|-----------------------------|------|-----------------------------------|
| ESPATO NEGRO | I | 1. ^a |
| PIEDRA INDIANA | II | 1. ^a y 2. ^a |
| PIEDRA INDIANA "BRECHOIDE" | IIa | 2. ^a y 1. ^a |
| FLUORITA REMOVILIZADA | III | 3. ^a |

FIG. 4

I. ESPATO NEGRO

El espato negro es un sedimento de espato fluor, dolomita y cuarzo con un poco de galena y pirita. En algunos afloramientos se encuentran también minerales de cobre en pocas cantidades, sobre todo azurita y malaquita.

El espato negro se presenta en bancos irregulares, en forma de lentejones. Se aprecian muy bien las estructuras sedimentarias, fósiles y horizontes con resedimentos. Muchas veces se reconoce una sedimentación rítmica de fluorita, cuarzo y dolomita.

El espato negro se da preferentemente en calizas. Existen pequeñas intercalaciones de margas tanto en el espato negro como en las calizas situadas en el techo o en el muro de los bancos de espato negro. El espesor de dichos bancos varía mucho y alcanza hasta unos tres metros. El contenido en fluorita es muy variable y llega hasta más del 70 %.

II. PIEDRA INDIANA

La piedra indiana es una fluorita bandeada con bandas oscuras y claras (Fig. 5). Es un equivalente a la dolomía con franciscana. Las bandas oscuras

—muchas veces negras—, representan el sedimento con sus estructuras sedimentarias. Las bandas claras son el resultado de una cristalización centrípeta simétrica como en la franciscana.

Este tipo de fluorita —la piedra indiana— se encuentra sobre todo en dolomías. La potencia es tan variable como la potencia del espato negro y alcanza varios metros. La ley en fluorita es algo más alta que en el espato negro.



FIG. 5

II. a) PIEDRA INDIANA "BRECHOIDE"

Si la relación esparita (bandas oscuras)/espatita (bandas claras) es bastante menor de 1, se desarrollan dentro de la piedra indiana estructuras que parecen brechoides. Si la separación de las bandas oscuras fue más rápida que el crecimiento de la espatita, se colapsaron posiblemente las bandas oscuras y resultó una estructura brechoide. Es el tipo de mineral que describió F. TONA (1973) como "Pseudobrechoide" en la Sierra de Lújar.

III. FLUORITA REMOVILIZADA

El tercer tipo es la fluorita removilizada. Es el mineral más joven y el que se presenta de un modo más irregular. La fluorita removilizada aparece en diaclasas, en las superficies entre los bancos y en brechas tectónicas. Nunca

está muy lejos del mineral primario y por eso se puede decir que es un tipo de mineralización que no es concordante, pero que se encuentra siempre, aproximadamente, en el mismo nivel estratigráfico.

Tenemos, pues, tres tipos de fluorita y podemos distinguir tres generaciones (Fig. 4):

1.^a Generación: Sedimento de fluorita en el espato negro y en las bandas oscuras de la piedra indiana.

2.^a Generación: Cristalizaciones centrípetas simétricas de fluorita en las bandas claras de la piedra indiana.

3.^a Generación: Removilizaciones de fluorita en los niveles mineralizados.

La primera generación se formó durante la sedimentación y la diagénesis temprana; la segunda, en el curso de la diagénesis hasta la diagénesis tardía, y la tercera generación, es epigenética (Fig. 6).

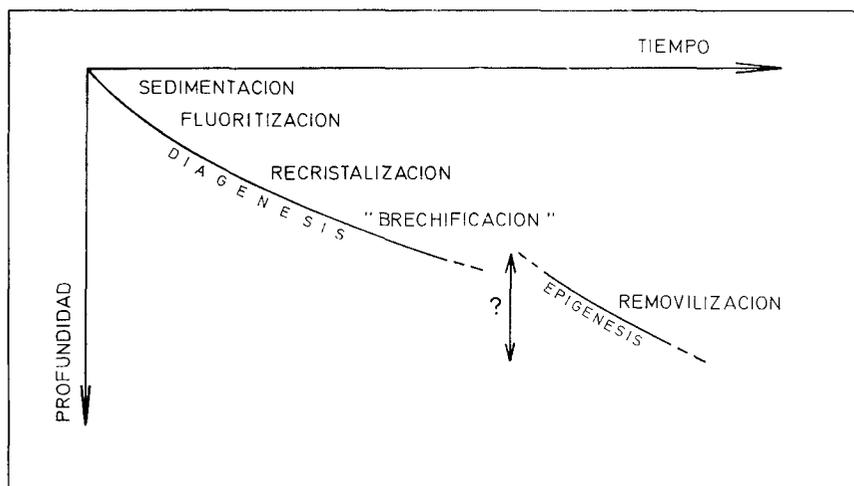


FIG. 6

B) GALENA

El plomo aparece en dos tipos y generaciones principales:

I. Galena diseminada en pequeños puntos en los bancos mineralizados. Es la mineralización primaria.

II. Removilizaciones de galena en diaclasas y también en las suturas de la piedra indiana y dolomía con franciscana.

La galena coexiste con la fluorita en los mismos niveles mineralizados, que son: La parte superior de las dolomías con franciscana y la parte inferior del Mármol negro. Hay algunos niveles insignificantes más. Respecto a la edad,

se puede decir que la mayor parte está situada en el Ladiniense superior (L_{T2b}) y Carniense inferior.

Según las observaciones tanto en el campo como en la lámina delgada, se puede explicar la génesis del siguiente modo:

No queda duda que, los tipos I y II de Fluorita y el tipo I de Galena, representan mineralizaciones sedimentarias.

Sedimentos calcáreos recientes y rocas carbonatadas fósiles tienen un contenido de fluor entre 150 ppm y 350 ppm. El contenido de fluor en el espato negro y en la piedra indiana es hasta dos mil veces más alto.

Por eso creo que no se puede aceptar un transporte exógeno para explicar esta concentración, sino un origen endógeno-exhalativo.

BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F. (1969): *Los mantos alpujárrides al Sur de Sierra Nevada*. Tesis, Granada (Mem. Inéd.).
- (1970): *Pliegues triásicos en la Sierra de Lújar, zona bética, provincia de Granada*. Bol. Geol. Min.; 81; 593-600; Madrid.
- FALLOT, P. (1948): *Les Cordillères Bétiques*. Est. Geol.; 8; 83-173; Madrid.
- JACQUIN, J. P. (1970): *Contribution a l'Étude Géologique et Minière de la Sierra de Gádor (Almería - Espagne)*. Thèse, Nantes.
- OROZCO, M. (1972): *Los Alpujárrides en Sierra de Gádor occidental*. Tesis, Granada.
- SCHWERD, K. (1974): *Stratigraphie, Fazies und Lagerstätten in triassischen Karbonatgesteinen der alpujarridischen Decken in der westlichen Sierra de Gádor (Betische Kordillere, Provinz Almería/Südspanien)*. Tesis, München.
- TONA, F. (1973): *Positions des horizons dolomitiques minéralisés en fluorine et galène au sein des sédiments triasiques de la Sierra de Lújar (Grenade). Evolution et géochimie*. Thèse, Paris.

(Recibido el 14 - X - 76)