STVDIA GEOLOGICA

XI

UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1976

Toda clase de correspondencia científica debe dirigirse a:

Comité de redacción de STVDIA GEOLOGICA
SECCIÓN DE CIENCIAS GEOLOGICAS
Facultad de Ciencias
Apartaao 207
SALAMANCA (ESPAÑA)

———o———

Correspondence concerning scientific and editorial matters should be addressed to:

Comité de redacción de STVDIA GEOLOGICA
SECCIÓN DE CIENCIAS GEOLOGICAS
Facultad de Ciencias
Apartado 207
SALAMANCA (SPAIN)

———o———

SUSCRIPCIONES E INTERCAMBIO:
SECRETARIADO DE PUBLICACIONES DE LA UNIVERSIDAD
Apartado 20
SALAMANCA (ESPAÑA)

STVDIA GEOLOGICA

XI

A C T A S A L M A N T I C E N S I A

IVSSV SENATVS VNIVERSITATIS EDITA

CIENCIAS

57

STVDIA GEOLOGICA

XI

UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

1976

SECRETARIADO DE PUBLICACIONES E INTERCAMBIO CIENTIFICO
DE LA UNIVERSIDAD DE SALAMANCA

Depósito Legal: S. 355 - 1970 Printed in Spain

GRÁFICAS CERVANTES, S.A.—Ronda Sancti-Spíritus, 9.—Salamanca, 1977



IN MEMORIAM

FELIPE LUCENA CONDE

(1923 — 1976)

El 30 de septiembre de 1976, a los 53 años, falleció el Prof. Dr. Felipe Lucena Conde, Rector Magnífico que fue de la Universidad de Salamanca de 1968 a 1972 y, anteriormente (1963-68), Decano de su Facultad de Ciencias. Y siempre universitario completo, entregado con entusiasmo, fecundidad creadora e inolvidable eficacia al empeño ideal de abrir nuevos horizontes a *su* Universidad de Salamanca y capaz de servirla hasta más allá de la "prudencia" interesada.

Por haber sido durante diez años uno de sus más directos colaboradores, primero en la Facultad y después en el Rectorado, me cabe el honor de ofrecerle, precisamente desde estas páginas, el emocionado recuerdo y la imperecedera gratitud de la Sección de Ciencias Geológicas de Salamanca. Ni la Sección, ni la propia *Stvdia Geológica,* habrían llegado a ser realidad sin el decidido apoyo que prestó siempre a cuantos proyectos de creación y perfeccionamiento de nuestros estudios le propuse a lo largo de estos años.

En estos momentos de profunda tristeza por el definitivo adiós al entrañable amigo y compañero, tristeza que, de algún modo alcanza a todos los geólogos españoles, nuestro mejor reconocimiento a su memoria será, sin duda, mantener vivos los claros ideales universitarios a los que consagró su vida.

Antonio Arribas

STVDIA GEOLOGICA, XI, 1976 (9-24)

ANATEXIA INDUCIDA: PETROGENESIS DE LOS GRANITOS HESPERICOS DE TENDENCIA ALCALINA. PARTE I: LEUCOGRANITOS DEL AREA O DE ZAMORA Y SALAMANCA

F. BEA*
J. M. UGIDOS*

RESUMEN.—De acuerdo con datos geoquímicos, se pone de manifiesto que los leucogranitos de origen mesocortical no han sido producidos en un proceso anatéctico simple, sino que en su génesis han intervenido fluidos y elementos químicos asociados procedentes de magmas calcoalcalinos. Esta interpretación permite explicar la variación de condiciones de P_{H_2O} durante el metamorfismo, las anomalías geoquímicas de estos granitos y su convergencia química con las facies más evolucionadas de la serie calcoalcalina. Los granitos se originan, entonces, en un proceso de anatexia inducida.

SUMMARY.—According to geochemical data now available it is showed that granites interpreted as results of mesocrustal anatexis are not produced in a simple manner. It seems that in their genesis have contributed fluids and associated chemical elements arising from calc-alkaline magmas. This interpretation explains P_{H_2O} variation during metamorphism, geochemical anomalies, and chemical convergence with the more evolutioned facies of the calcalkaline series. Then, considered granites are originated by means of an induced anatexis.

INTRODUCCION

Los granitoides del Macizo Hespérico han sido agrupados en dos series distintas de acuerdo con los criterios adoptados por el grupo de geólogos del NO de la Península Ibérica, en la III reunión (1970) y trabajos posteriores (CORRETGÉ, 1971; CAPDEVILA et. al., 1973; UGIDOS, 1973; MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974; BEA, 1975; UGIDOS y BEA, 1976; CORRETGÉ et al. in litt.). Dichas series están integradas por una parte por granitos calcoalcalinos, granodioritas y rocas asociadas y por otra por granitoides de tendencia alcalina relacionados en mayor o menor grado con fenómenos anatécticos mesocorticales. Por el contrario, los tipos graníticos calcoalcalinos han sido considerados como

* Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Salamanca.

de origen profundo (CAPDEVILA et al. op. cit.) atendiendo a datos diversos, habiéndose precisado recientemente su procedencia genética de niveles basicorticales (BEA, op. cit., y trabajo in litt.).

Algunos autores han puesto de manifiesto que la serie de tendencia alcalina no es una unidad genética sencilla (UGIDOS, 1974 a y b; BEA, 1975; UGIDOS y BEA, 1976), sino que está compuesta por dos tipos de granitoides:

— Aquellos que son miembros diferenciados y/o contaminados de la serie calcoalcalina.

— Los que realmente muestran evidencias de haberse originado por medio de una anatexia mesocortical.

Por otra parte, estos trabajos han hecho sospechar que este último mecanismo únicamente es posible cuando energía térmica y materia (H_2O y componentes asociados) provinientes de los magmas calcoalcalinos contribuyen de una forma decisiva al proceso anatéctico. Es intención del presente trabajo mostrar hasta qué punto ha tenido lugar tal influencia.

El área elegida para realizar este estudio se encuentra situada en las zonas occidentales de las provincias de Salamanca y Zamora consideradas por MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974 a y b), debido a que, de acuerdo con los datos de este autor, se presentan unas condiciones muy favorables para la observación de las relaciones espaciales entre granitos y rocas metamórficas.

TIPOS GRANÍTICOS (Basado en datos de MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, ops. cits.)

Los granitoides considerados constituyen una serie continua gradada de acuerdo con su capacidad de desenraizamiento. Se encuentran desarrollados o intruidos en los materiales infraordovícicos del complejo esquisto-grauváquico. En cuanto a sus relaciones con el metamorfismo puede señalarse que parte de los granitos se encuentran emplazados en los dominios menos metamórficos, próximos a la isograda de la biotita, mientras que otros se encuentran en torno a la isograda de la sillimanita, dándose entre todos ellos y las rocas migmatíticas una marcada afinidad petrográfica y apretadas relaciones espaciales que sugieren un fenómeno genético común.

Han sido clasificados en los siguientes grupos:

Grupo IIa. Diatexitas y granitos inhomogéneos de origen diatexítico. En transición gradual con rocas de tipo migmatítico. Modalmente constituyen granitos o leucogranitos s.s. El contenido en An de las plagioclasas puede llegar hasta el 25 %, si bien son, en general, más ácidas. Presentan minerales alumínicos tales como sillimanita y cordierita y otros "resister" al fenómeno anatéctico.

Grupo IIb. Granito microporfídico subautóctono y productos palingenéticos intrusivos. Se trata de granitos de grano grueso a medio, localmente con megacristales feldespáticos. En general son biotíticos, aunque pueden llegar a tener abundante moscovita secundaria. Las plagioclasas presentan valores máximos de An en torno al 22 %, siendo los más frecuentes entre 12 y 15 %. Minerales accesorios importantes son sillimanita y andalucita.

Grupo IIc. Leucogranitos de dos micas en macizos alóctonos o intrusivos en diques dentro de los grupos anteriores. Se diferencian de éstos por su carácter leucocrático, mayor contenido en moscovita y porcentajes de An en las plagioclasas oscilando en torno al 5 %. Presentan los mismos minerales accesorios que el grupo anterior.

De acuerdo con la interpretación de MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (ops. cits.) estos granitos se han originado en un proceso de anatexia mesocortical, en condiciones de saturación en agua.

Queda por resolver cuál ha sido el mecanismo de esta anatexia y si los tres grupos graníticos son consecuencia de tres estadios diferentes del mismo proceso petrogenético y/o si alguno de los grupos procede de la evolución de otro, interpretaciones que son, aparentemente, las más plausibles.

Si la génesis de los granitos responde a un esquema de estos, cabría esperar:

a) Que el grupo IIc (granitos alóctonos) se hubiese originado por medio de una fusión más intensa que la correspondiente al IIa (autóctonos), dado que no hay ningún dato que permita suponer que el primero es el resultado de la evolución de otro grupo. Por tanto debería presentar un quimismo menos fraccionado con respecto al material metamórfico original, que el grupo IIa.

b) Que la composición química de los tres grupos estuviese relacionada mediante un "trend" de fusión parcial. Según esto, el grupo IIa, originado por una fusión menos intensa, tendría un quimismo típico de una fusión incipiente, es decir, similar al de un pegmatoide metamórfico. Tal carácter pegmatoide desaparecería progresivamente a medida que la fusión se hace más generalizada, generándose el grupo IIb en primer lugar y el IIc subsecuentemente.

Sin embargo, estos enunciados son en gran parte contradictorios con los datos geoquímicos que se poseen en la actualidad (unas 150 muestras) de elementos mayores, menores y ciertos traza, tal como litio, rubidio, estroncio y bario (BEA, 1975 y datos inéditos).

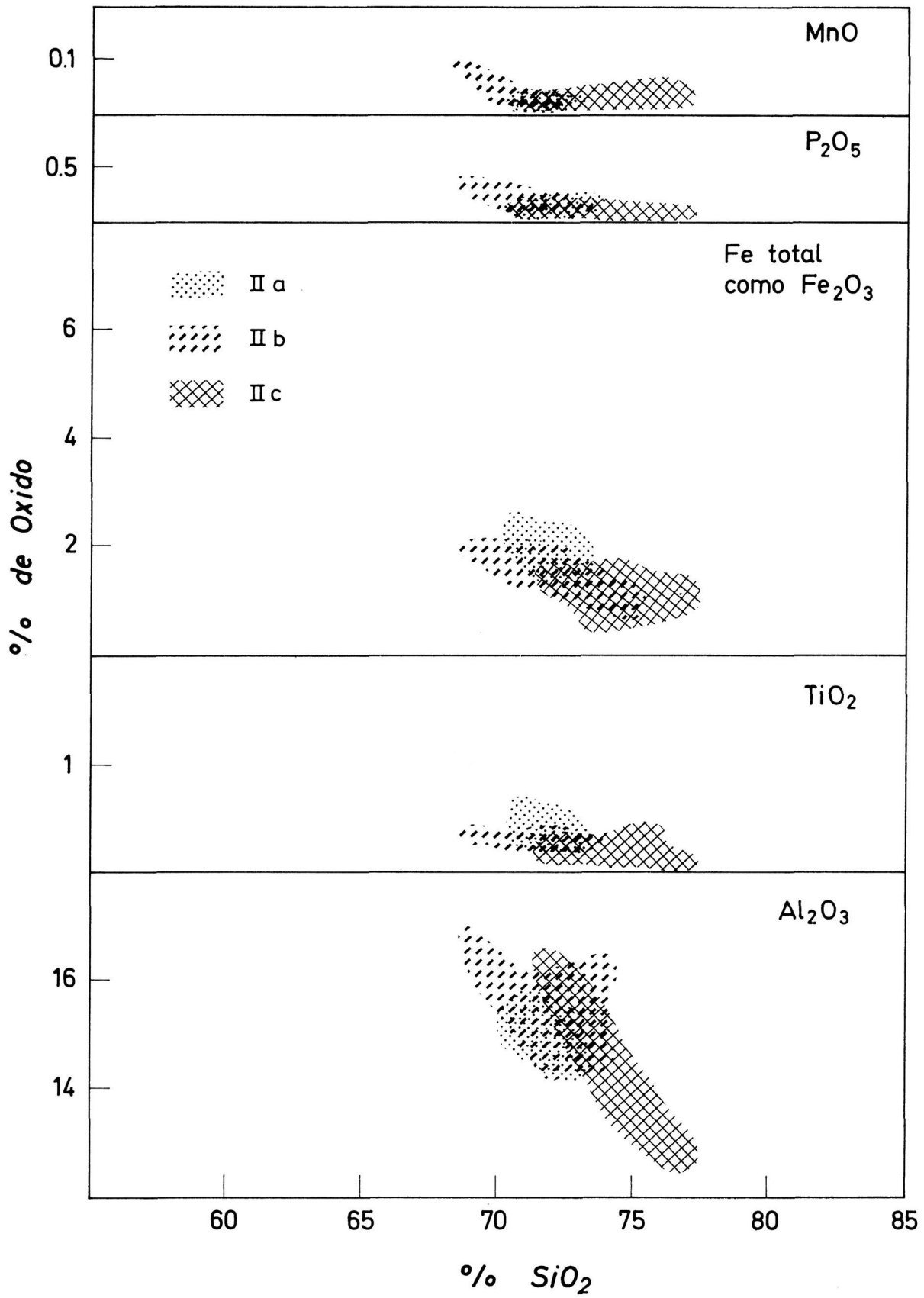

MnO
0.1
P2O5
0.5
Fe total
como Fe2O3
II a
II b
II c
6
4
2
% de Oxido
TiO2
1
Al2O3
16
14
60
65
70
75
80
85
% SiO2

FIG. 1

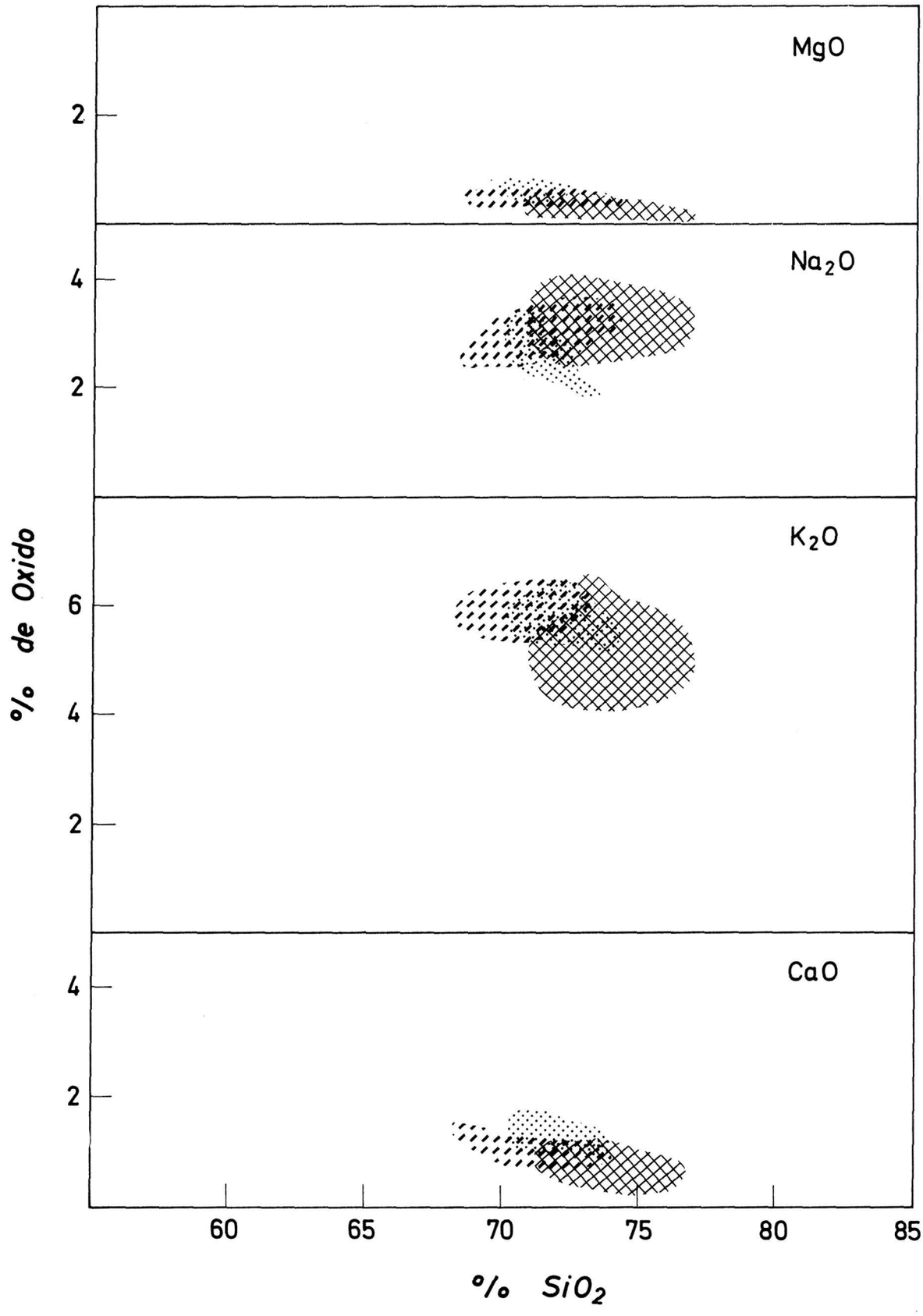


FIG. 2

GEOQUÍMICA

— Elementos mayores y menores.

Los resultados se han sumarizado mediante diagramas compuestos de HARKER (Figs. 1 y 2). Como características más notorias se pueden resaltar las siguientes:

— El grupo IIa es más rico en Ca, Fe, Ti y Mg que el grupo IIc (supuestamente formado por una fusión más intensa), teniendo el grupo IIb una composición intermedia. Podría aducirse que este hecho responde a una mayor eficiencia en la separación sólido/líquido del sistema magmático a medida que aumenta su aloctonía. No obstante, el estudio petrográfico ha revelado que la persistencia de "resister" metamórficos (bien sean minerales aislados o estructuras poliminerales) es prácticamente idéntica en las muestras pertenecientes a los grupos IIb y IIc, siendo la de ambos ligeramente inferior a la del grupo IIa. Parece difícil, por tanto, que el comportamiento químico observado se deba exclusivamente a variaciones en la cantidad de palimpsestos.

— Las áreas representativas de los tres grupos no se encuentran ligadas por un "trend" continuo observándose, incluso, que en algunos casos se dan líneas de evolución individuales más o menos paralelas. Si el esquema petrogenético anteriormente expuesto fuese válido, sería de esperar un único "trend" evolutivo que dependería del mecanismo particular que haya seguido el proceso de fusión parcial (PRESNALL, 1969).

— Elementos traza.

Los valores medios y márgenes de variación se expresan en la Tabla I.

TABLA I

	GRUPO IIa		GRUPO IIb		GRUPO IIc	
	Media	Rango	Media	Rango	Media	Rango
Li	78	34-115	105	56-120	118	32-233
Rb	298	245-385	338	283-413	343	263-449
K/Rb	175	139-249	143	107-181	128	88-172
Ba	478	311-734	343	217-541	218	88-618
Sr	109	73-171	78	38-90	56	34-75

Contenidos en diversos elementos traza (expresados en ppm) de los tres grupos de leucogranitos

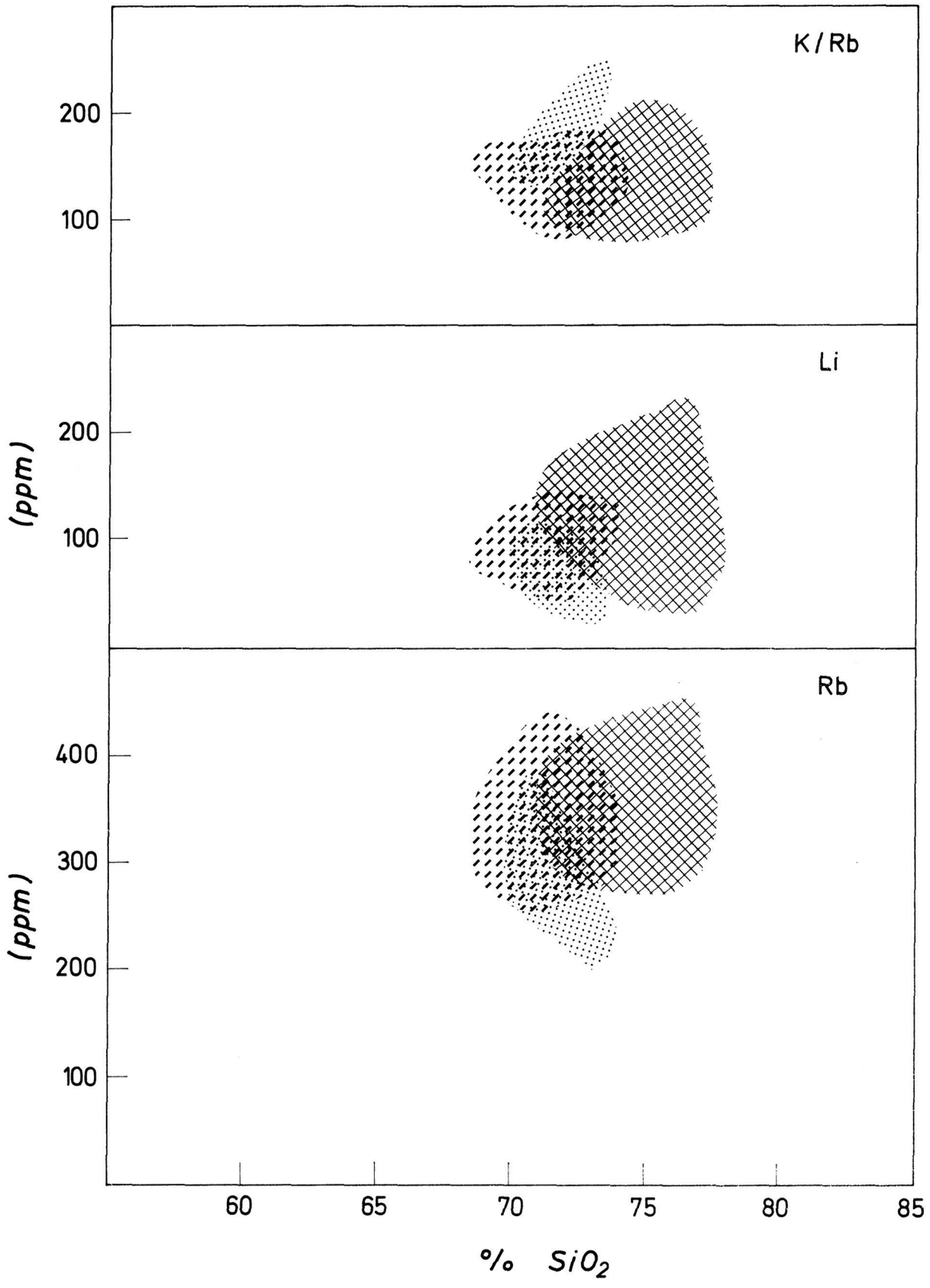

K / Rb
200
100
Li
200
100
(ppm)
Rb
400
300
200
100
(ppm)
60
65
70
75
80
85
% SiO2

FIG. 3

En trabajos anteriores (BEA, ops. cits.) se ha puesto de manifiesto que los altos contenidos de Li constituyen una característica típica de los granitoides calcoalcalinos hespéricos. De la misma forma, los granitos aquí considerados se caracterizan por poseer elevados valores del mismo elemento que, aunque de un orden ligeramente inferior al de las rocas calcoalcalinas, resultan sorprendentemente altos si se comparan con las medias que se han definido para granitos, que oscilan en torno a las 40 ppm (BEUS, 1964; HEIER y ADAMS, 1964). El grupo más rico en Li es el IIc, al que le sigue el IIb y luego el IIa.

En el diagrama de distribución con respecto al SiO_2 (Fig. 3) es muy difícil apreciar tendencias correlativas, tanto en cada grupo concreto como si se considera el conjunto.

Similarmente, los contenidos de Rb de los leucogranitos son muy altos (Tabla I), superiores en 100 ó 150 ppm a los valores considerados como típicos en granitos: 196 ppm según HURLEY et al. (1962) y 190 ppm de acuerdo con HEDGE (1966). Igual que en el caso anterior, la riqueza en Rb aumenta con el grado de aloctonía, no mostrándose evidencias de correlación con el SiO_2 (Fig. 3).

Los valores de la relación K/Rb disminuyen desde el gruo IIa hasta el IIc (Tabla I), de tal forma que los grupos IIb y IIc presentan valores medios inferiores a 160 ppm, cayendo, por tanto, dentro del campo de los granitos

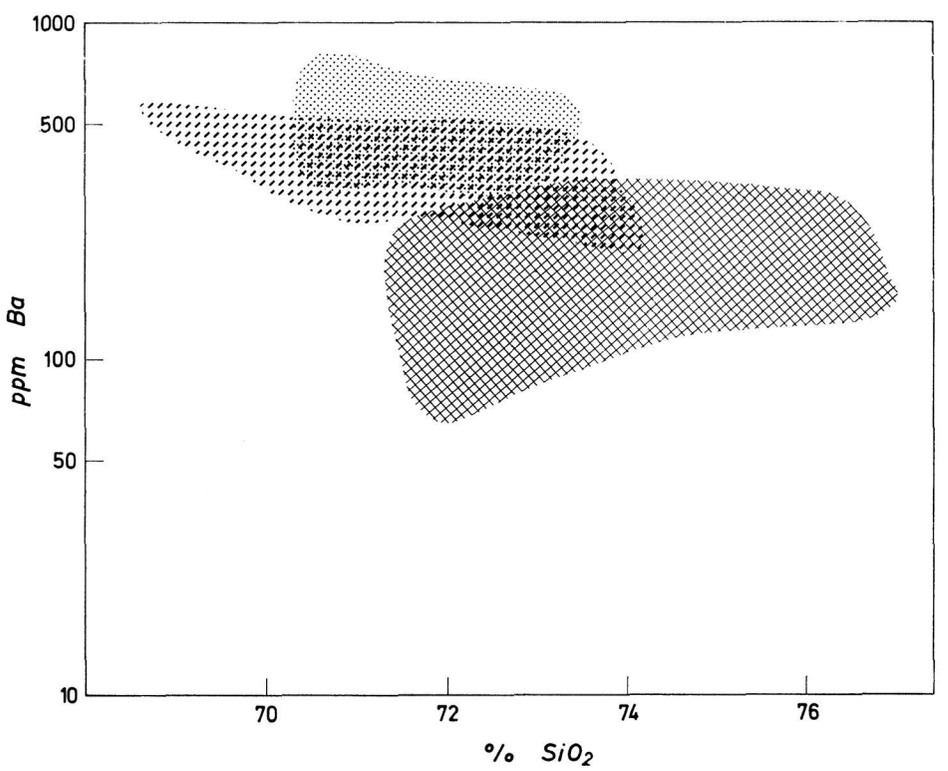


FIG. 4

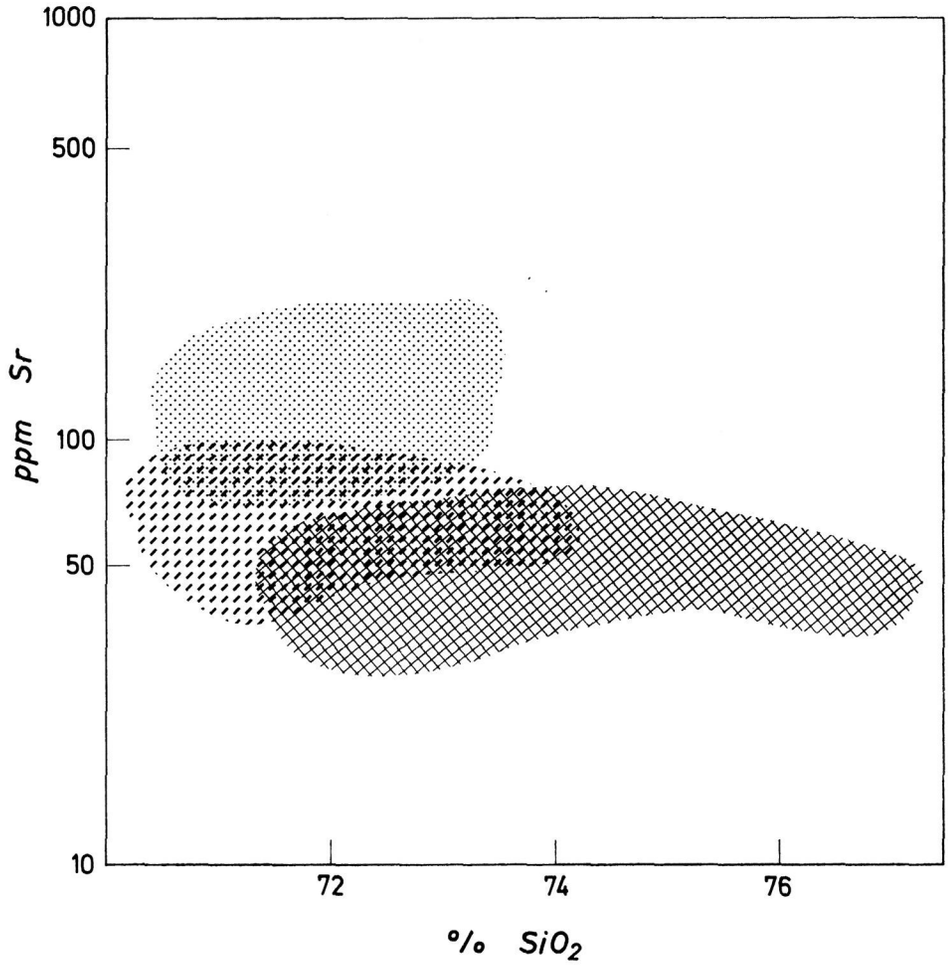


FIG. 5

muy diferenciados o pegmatoides (AHRENS et al. 1952; TAYLOR et al., 1956; HEIER y TAYLOR, 1959).

Sin embargo, los contenidos de Ba del conjunto (Tabla I) son netamente inferiores a los que típicamente presentan las rocas graníticas (del orden de 732 ppm: PUCHELT, 1972), con un modelo de distribución inverso a los vistos anteriormente, siendo el grupo IIa el más rico en Ba con disminución progresiva de los contenidos en dicho elemento hasta el grupo IIc.

En el diagrama SiO_2-Ba (Fig. 4) se pone de manifiesto la falta de correlación entre ambos valores, así como la existencia de una separación total entre los campos representativos de los grupos extremos IIa y IIc.

De la misma forma, los valores de Sr (Tabla I) son mucho más bajos que las medias obtenidas por TUREKIAN (1956): contenidos de Sr en granitos del orden de 282 ppm. El diagrama de distribución con respecto a la sílice (Fig. 5) es muy parecido al del Ba, caracterizándose, igual que éste, por una notoria

ausencia de tendencias correlativas y la separación total entre los campos de los grupos IIa y IIc.

Atendiendo a todo lo expuesto queda claro que el carácter químico del grupo IIa es notablemente diferente del que presenta el IIc.

Asimismo, en los diagramas de variación se observa la dificultad de que tales diferencias hayan sido producidas exclusivamente por un proceso de diferenciación magmática o bien que respondan a diferentes intensidades de un proceso simple de fusión parcial.

A este respecto resulta especialmente significativo el diagrama K/Rb-Rb (Fig. 6), en el cual cada grupo evoluciona según una línea independiente más o menos paralela a los demás. Es necesario tener en cuenta que este diagrama se caracteriza por su capacidad para encuadrar en el mismo "trend" a los miembros de una serie petrogenética originada por variaciones cuantitativas del mismo fenómeno (DUPUY y ALLEGRE, 1972). Dado que no se refleja dicho "trend" y teniendo en cuenta los datos expuestos, se hace patente la necesidad de admitir otra solución.

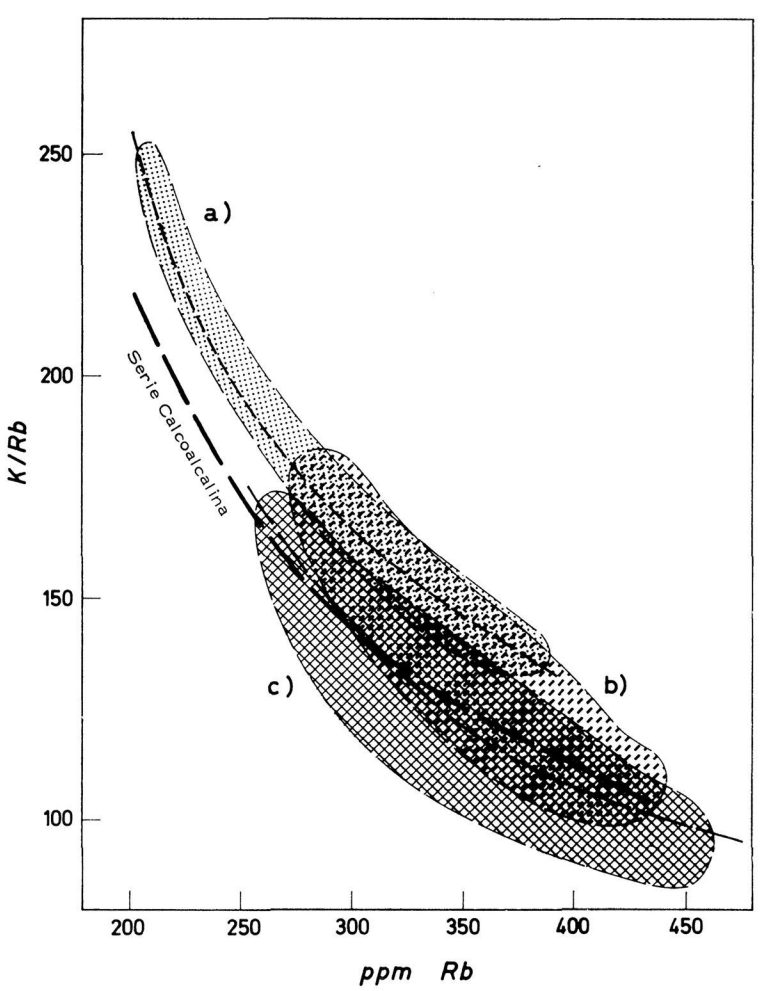


FIG. 6

PETROGENESIS: DISCUSION

El esquema petrogenético según el cual los granitos considerados se originan como consecuencia de un fenómeno metamórfico-anatéctico está basado en modo importante en la admisión de que tal fenómeno se ha desarrollado en condiciones de saturación en agua o al menos muy hidratadas. A este respecto son de considerar dos puntos básicos:

a) Por una parte el planteamiento acerca de la posibilidad de que existan en dominios metamórficos de alto grado tales condiciones hidratadas. De acuerdo con las ideas de FYFE (1970), BROWN y FYFE (1970, 1972), FYFE y BROWN (1972), WYLLIE (1971), LUTH (1969), PIWINSKII y WYLLIE (1968), la cantidad de H_2O existente como "pore fluid" en condiciones de metamorfismo elevado es muy baja o nula por lo que el agua necesaria para la fusión anatéctica debe ser suministrada por minerales hidratados, fundamentalmente filosilicatos, o bien tener un origen exterior al sistema anatéctico.

Por lo que se refiere al agua aportada por la descomposición de los filosilicatos debe exponerse aquí la opinión de WINKLER (1974, p. 295): "Only a small amount of biotite decomposes incongruently at the beginning of melting, and a considerable temperature rise es required to decompose a significant amount of biotite and thus increase the amount of melt. Therefore very high temperatures are necessary to melt appreciable amounts of paragneiss commonly containing about 15 to 25 % biotite. If at most only 2 % water can be supplied by the decomposition of biotite, the temperature of melts must exceed 900°C at pressures greater than 5 kb. These temperatures seem to be unrealistically high for most migmatite areas".

Es difícil, por tanto, admitir que un fenómeno anatéctico sea un proceso simple producido únicamente por aporte térmico.

b) Por otra parte la historia del metamorfismo en la zona que aquí se considera, hasta llegar a asociaciones mineralógicas en relación con la anatexia.

Este aspecto ha sido considerado por MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (ops. cits.), quien ha mostrado cómo el metamorfismo evolucionó de asociaciones mineralógicas de afinidad kinzigítica, desarrolladas en condiciones de P_{H_2O} inferiores a la P_{total}, hacia asociaciones más hidratadas al abrirse el sistema para el agua. Es decir, que en el proceso metamórfico varía la cantidad de H_2O presente aumentando en los estadios finales, momentos en los que "se alcanza el climax en la génesis de movilizados anatécticos y se produce la principal masa de granitos a partir de los materiales favorables para su génesis del complejo neísico" (MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974a).

De acuerdo con esta interpretación es evidente que el H_2O tiene, al menos en parte, un origen exterior a los materiales sobre los que se desarrolla el metamorfismo y anatexia asociada.

Los datos geoquímicos apoyan también la interpretación de que en la génesis de las rocas graníticas consideradas han intervenido fluidos y elementos químicos alóctonos.

En este sentido debe de considerarse:

a) El elevado contenido en Li de los granitoides. HOLLAND y LAMBERT (1972), han puesto de manifiesto que los fundidos graníticos que no impliquen un fenómeno anatéctico con paso total de la biotita a la fase líquida se encuentran empobrecidos en Li, tanto absolutamente como con respecto al material original.

Los diagramas sobre la estabilidad de la biotita (FYFE, op. cit.; BROWN y FYFE, ops. cits.; FYFE y BROWN, ops. cits.; PIWINSKII, 1975) muestran que ésta es estable en condiciones de un orden similar a las que han tenido lugar en el dominio metamórfico considerado (P = 3,5-4 kb; T = 660-680°C, MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, ops. cits.). Por tanto, es de esperar que los procesos anatécticos producidos en tal dominio no hayan sido capaces de hacer pasar la biotita al fundido, *sin dejar residuo,* exceptuando que se hubiesen podido dar unas condiciones térmicas excepcionalmente altas (WINKLER, 1974). Consecuentemente los productos anatécticos resultantes deberían encontrarse empobrecidos en Li, deducción que no concuerda, en absoluto, con los datos geoquímicos.

b) Es un hecho conocido que los magmas originados por una fusión parcial en la que se encuentran implicadas fases micáceas se caracterizan por poseer altos contenidos en K y Rb y valores de K/Rb generalmente bajos, en función de la mineralogía del residuo (JAKES y WHITE, 1969; JAKES y SMITH, 1970; ARTH y HANSON, 1972). Esto, unido al tránsito gradual grupo IIa-migmatitas-neises, explica bastante bien el quimismo del grupo IIa (similar al de una pegmatita metamórfica) con excepción de que los contenidos en Li resultan mucho más elevados de lo que cabría esperar en un principio, tal como se ha señalado.

Sin embargo, las características geoquímicas del grupo IIc no pueden ser explicadas como resultantes de una anatexia de mayor intensidad que la que ha producido el grupo IIa. Tal anatexia no puede tener un carácter muy fraccionante debido, precisamente, a su misma intensidad y los materiales así originados deberían tener una composición química intermedia entre la del material metamórfico original y la del grupo IIa, con pérdida del carácter químico de pegmatoide que presenta éste.

Los datos químicos del grupo IIc se muestran como más alejados del quimismo del material metamórfico que los datos del grupo IIa y revelan también una tendencia pegmatoide mucho más acusada que este grupo. Además, mientras que el quimismo del grupo IIa es similar al de un pegmatoide metamórfico, el del grupo IIc es típicamente magmático caracterizado por valores de Li muy altos y contenidos en Ba muy bajos.

En consecuencia, no cabe admitir el origen del grupo IIc como debido a un proceso anatéctico más intenso que el que ha producido los otros grupos, ni resulta posible tampoco admitir que los tres grupos constituyan diferentes grados de la evolución del mismo proceso de fusión o bien que se deriven unos de otros por diferenciación.

Debe de resolverse, por tanto, cuál sea el posible origen de los fluidos y elementos asociados que han intervenido en la génesis de los granitos.

A este respecto, resulta altamente significativo que se dé un fenómeno de convergencia química muy acusado entre los grupos más alóctonos de los granitos de las zonas aquí consideradas y las facies más evolucionadas de los granitos de la serie calcoalcalina (BEA, 1975) (tal como se muestra en el diagrama K/Rb-Rb de la fig. 6), coincidiendo el "trend" definido por el grupo IIc, con el representativo de las rocas de dicha serie. El grado de convergencia es tal que a pesar de que unos y otros granitos son distinguibles petrográficamente sólo se ha podido encontrar un criterio químico de separación basado en el diagrama Ba/Sr-Sr (Ibid.).

Teniendo en cuenta todo lo expuesto, la explicación de la génesis y geoquímica de los grupos graníticos señalados ha de ser buscada en la contribución de aportes de material externo al sistema anatéctico, que fundamentalmente consistiría en fluidos pegmatoides (H_2O, K, Li, Rb, Cl, F, etc.), proviniente de los magmas calcoalcalinos situados en niveles inferiores a los aquí considerados.

Esta interpretación permite explicar:

— La variación de las condiciones de P_{H_2O} durante el metamorfismo.

— El quimismo global y las interrelaciones entre los tres grupos incluyendo el marcado aumento de carácter de pegmatoide magmático que se observa desde el grupo IIa hasta el IIc.

— La convergencia química con las facies más evolucionadas de la serie calcoalcalina y la presencia de la misma anomalía geoquímica que ha sido descrita en ésta (BEA, 1975 y trabajo in litt.).

A modo de resumen puede indicarse que los tres grupos graníticos han sido originados por el mismo proceso, en el que han participado componentes del magma calcoalcalino en distintas proporciones. Puede hablarse, por tanto, de una anatexia inducida como mecanismo de génesis de estos granitos de origen mesocortical, tal como había sido señalado por UGIDOS y BEA (1976). En trabajos posteriores se expondrán otros casos de similares características e implicaciones petrogenéticas.

BIBLIOGRAFIA

AHRENS, L. H.; PINSON, W. H.; KEARNS, M. M. (1952): *Association of Rubidium and Potassium and their abundances in igneous rocks and meteorites.* Geochim. Cosmochim. Acta, 2, 229-242.

ARTH, J. G.; HANSON, G. N. (1972): *Quartz Diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at Mantle depths.* Contr. Min. Petr., 37, 161-174.

BEA, F. (1975): *Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitos hercínicos del área Salamanca-Cáceres.* Tesis doctoral. Univ. Salamanca.

— (in litt.): *Anomalías geoquímicas de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Salamanca-Cáceres-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas.*

BEUS, A. A. (1964): *Distribution of lithium in igneous rocks.* Geochem. Internat. 808-811.

BROWN, G. C.; FYFE, W. S. (1970): *The production of granitic melts during ultrametamorphism.* Contr. Min. Petr., 28, 310-318.

— (1972): *The transition from metamorphism to melting status of the granulite and eclogite facies.* 24th. Intern. Geol. Cong., 2, 27-35.

CAPDEVILA, R.; CORRETGÉ, L. G.; FLOOR, P. (1973): *Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique.* Bull. Soc. Geol. France, 15, 209-228.

Contribuciones a la III Reunión sobre Geología del NW de la Península Ibérica (1969). Bol. Geol. Min., 81, 1970.

CORRETGÉ, L. G. (1971): *Estudio petrológico del batolito de Cabeza Araya (Cáceres).* Tesis doctoral. Univ. Salamanca.

CORRETGÉ, L. G.; UGIDOS, J. M.; MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. (in litt.): *Les séries granitiques dans le secteur centre occidental espagnol.* C.N.R.S. vol. spécial: Chaînes varisques d'Europe occidentale. Rennes.

DUPUY, C.; ALLEGRE, C. J. (1972): *Fractionnement K/Rb dans les suites ignimbritiques de Toscane. Un exemple de rejuvénation crustale.* Geochim. Cosmochim. Acta, 36, 437-458.

FYFE, W. S. (1970): *Some thoughts on granitic magmas.* In: *"Mechanism of igneous intrusion".* Liverpool. Ed. G. Newall and N. Rast. Gallery Press, 201-216.

FYFE, W. S.; BROWN, G. C. (1972): *Granites past and present.* J. Earth Sc. Leeds., 8.

HEDGE, C. E. (1966): *Variations in radiogenic strontium found in volcanic rocks.* J. Geophys. Res., 71, 6119-6126.

HEIER, K. S.; TAYLOR, S. R. (1959): *Distribution of Li, Na, K. Rb, Cs, Pb, Tl in southern norwegian pre-cambriam alkali feldspars.* Geochim. Cosmochim. Acta, 15, 284-304.

HEIER, K. S.; ADAMS, J. A. S. (1964): *The geochemistry of alkali metals.* Phys. Chem. Earth, 5, 255-380.

HOLLAND, J. G. LAMBERT, R. St. J. (1972): *Geochemistry of Lithium in the Mailand Lewisian of Scottland.* 24 th. Intern. Geol. Cong., 10, 169-178.

HURLEY, P. H.; HUGHES, T. D.; FAURE, H.; FAIRBAIN, H. W.; PINSON, W. H. (1962): *Radiogenic strontium-87 model of continent formation.* J. Geophys. Res., 67, 5315-5334.

JAKES, P.; WHITE, A. R. J. (1969): *Structure of the Melanesian arc and correlation with distribution of magma types.* Tectonophysics, 8, 223-236.

JAKES, P.; SMITH, I. E. (1970): *High potassium calc-alcaline rocks from Cape Nelson, Eastern Papua.* Contr. Min. Petr., 28, 259-271.

LUTH, W. C. (1969): *The systems $NaAlSi_3O_8$-SiO_2 and $KAlSi_3O_8$-SiO_2 to 20 Kb and the relationship between H_2O content P_{H_2O} and P_{total} in granitic magmas.* Am. J. Sc., 267-A, 325-342.

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. (1974): *Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Provincias de Salamanca y Zamora).* Tesis doctoral. Univ. Salamanca.

— (1974a): *Estudio del área metamórGca del NW de Salamanca. (Cordillera Herciniana, España).* Trabajos de Geología, 7, 3-59. Oviedo.

— (1974b): *Petrografía, estructura y geoquímica de los diferentes tipos de granitoides del NW de Salamanca (Cordillera Herciniana, España).* Trabajos de Geología, 7, 61-141. Oviedo.

PIWINSKII, A. J.; WYLLIE, P. J. (1968): *Experimental studies of igneous rocks series: a zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon.* J. Geol., 76, 205-234.

PIWINSKII, A. J. (1975): *Experimental studies of granitoid rocks near the San Andreas fault zone in the Coast and Transverse Ranges and Mohave Desert, California.* Tectonophysics, 25, 217-231.

PRESNALL, D. C. (1969): *The geometrical analysis of partial fusion.* Am. J. Sci., 267, 1178-1194.

PUCHELT, H. (1972): *Barium.* In "*Handbook of Geochemistry*". Berlin. Ed. K. H. Wedepohl. Springer Verlag.

TAYLOR, S. R.; EMELEUS, C. H.; EXLEY, C. S. (1956): *Some anomalous K/Rb ratios in igneous rocks ant their petrological significance.* Geochim. Cosmochim. Acta, 7, 224-229.

TUREKIAN, K. (1956): *The geochemistry of strontium.* Geochim. Cosmochin. Acta, 10, 145-196.

UGIDOS, J. M. (1973): *Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres).* Tesis doctoral. Univ. Salamanca.

— (1974a): *Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes (Avila-Cáceres).* Stvd. Geol., 7, 63-86.

— (1974b): *Metasomatismo y granitización en el complejo metamórfico de Béjar-Barco de Avila-Plasencia. Petrogénesis de los granitos de tendencia alcalina.* Stvd. Geol., 8, 27-44.

UGIDOS, J. M.; BEA, F. (1976): *Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos "younger" centro peninsulares: precisiones sobre la serie mixta.* Stvd. Geol., 10, 45-59.

WINKLER, H. G. F. (1974): *Petrogenesis of Metamorphic Rocks.* Berlin, Springer Verlag.

WYLLIE, P. J. (1971): *The Dynamic Earth.* New York. John Wiley and Sons.

(Recibido el 19 - VII - 76)

STVDIA GEOLOGICA, XI, 1976 (25-73)

ANOMALIA GEOQUIMICA DE LOS GRANITOIDES CALCOALCALINOS HERCINICOS DEL AREA CACERES-SALAMANCA-ZAMORA (ESPAÑA). IMPLICACIONES PETROGENETICAS

F. BEA*

RESUMEN.—Se ha realizado un intenso estudio geoquímico de las rocas calcoalcalinas del sector centro-occidental español del Macizo Hespérico, poniéndose de manifiesto la existencia de una fuerte anomalía composicional, consistente en elevados contenidos de K, Li, y Rb; bajos valores de la relación K/Rb y altos de Ba/Sr.

Se ha deducido que dicha anomalía responde al carácter químico original de los fundidos que han dado lugar a las series calcoalcalinas, por lo cual tiene gran importancia para la caracterización del mecanismo anatéctico. Mediante su interpretación se sitúan las condiciones termodinámicas del proceso de fusión en valores próximos a 900° y 9 Kbs, habiéndose ejercido éste sobre un material inicial con una mineralogía de tipo anfibolítico y una composición química similar a la de una andesita continental. El residuo de fusión tendría afinidades pirigarníticas o de granulita hornbléndica.

SUMMARY.—An exhaustive geochemical study of the calc-alkalic igneous rocks of Western-Central zones of the Hesperian Massif have been carried out, clearing up the existence of a great compositional anomaly, which essentially consists of a high content in K, Li and Rb; low K/Rb ratio and a high Ba/Sr ratio.

It is inferred that such anomaly is really concerned with the chemical character in the original melts, being useful to precise some important aspects of the anatexis mechanism. Its interpretation involves thermodinamical melting conditions about 900°C and 9Kb. Fusion has been developped on a rock with amphibolitic mineralogy and chemical composition similar to a continental andesite, yielding a residue with pyrigarnitic or hornblendic granulite affinities.

INTRODUCCION

Las rocas graníticas del Macizo Hespérico pueden agruparse en dos series litológicas diferentes, una calcoalcalina —compuesta fundamentalmente por

* Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Salamanca.

granodioritas junto con tonalitas y cuarzodioritas en menores cantidades—, y otra de tendencia alcalina —integrada por granitos de dos micas y leucogranitos—, existiendo términos de ambas afectados por la última gran fase de deformación hercínica (OEN, 1970; CAPDEVILA y FLOOR, 1970; CAPDEVILA et al., 1973).

Esta razón lleva a la subdivisión de los granitoides hespéricos desde el punto de vista geocronológico en precoces y tardíos, según se hallen afectados o no por dicha fase, correspondiendo el mayor volumen de material en el área estudiada a los episodios magmáticos tardíos.

A pesar de la diferencia de edad entre las rocas calcoalcalinas precoces y tardías, y debido al conjunto de similitudes de todo tipo que ambas presentan, se piensa que deben tener un origen común (ops. cits.), aceptándose generalmente la idea de una génesis profunda. Tal suposición viene apoyada por el hecho de que en muchos sitios la relación isotópica del Sr tenga valores bajos o moderadamente bajos (MENDES, 1968; LEUTWEIN et al., 1970; PRIEM et al., 1970).

Aunque los problemas petrogenéticos que plantean raramente han sido abordados con los medios necesarios, algunos autores indican la posibilidad de que hayan actuado determinados mecanismos. A este respecto cabe citar a ALBUQUERQUE (1971), quien apunta las dos alternativas siguientes:

— Mezcla de un magma máfico con otro granítico.
— Hibridación de un material máfico por un magma félsico.

inclinándose por esta última posibilidad: "The latter seems more likely taking into acount the peculiarities observed on the chemistry of the rocks with a pronounced "mafic" character" (ibid.).

Posteriormente CAPDEVILA et al. (op. cit.) indican otras dos posibles hipótesis:

— Diferenciación magmática de series básicas infracorticales.
— Fusión seca de material cortical durante el metamorfismo regional y mezcla con productos básicos infracorticales.

Dichos autores aceptan la segunda hipótesis como más probable, basándose en las relaciones espacio-temporales de los granitoides a lo largo del Macizo.

En el presente trabajo se pretende examinar críticamente estas cuestiones mediante la interpretación de las características químicas de las rocas calcoalcalinas del sector estudiado, puestas de manifiesto a lo largo de varias campañas de investigación analítica. Se han considerado los datos sobre elementos mayores y menores, así como ciertas trazas (Li, Rb, Sr, Ba) cuya distribución

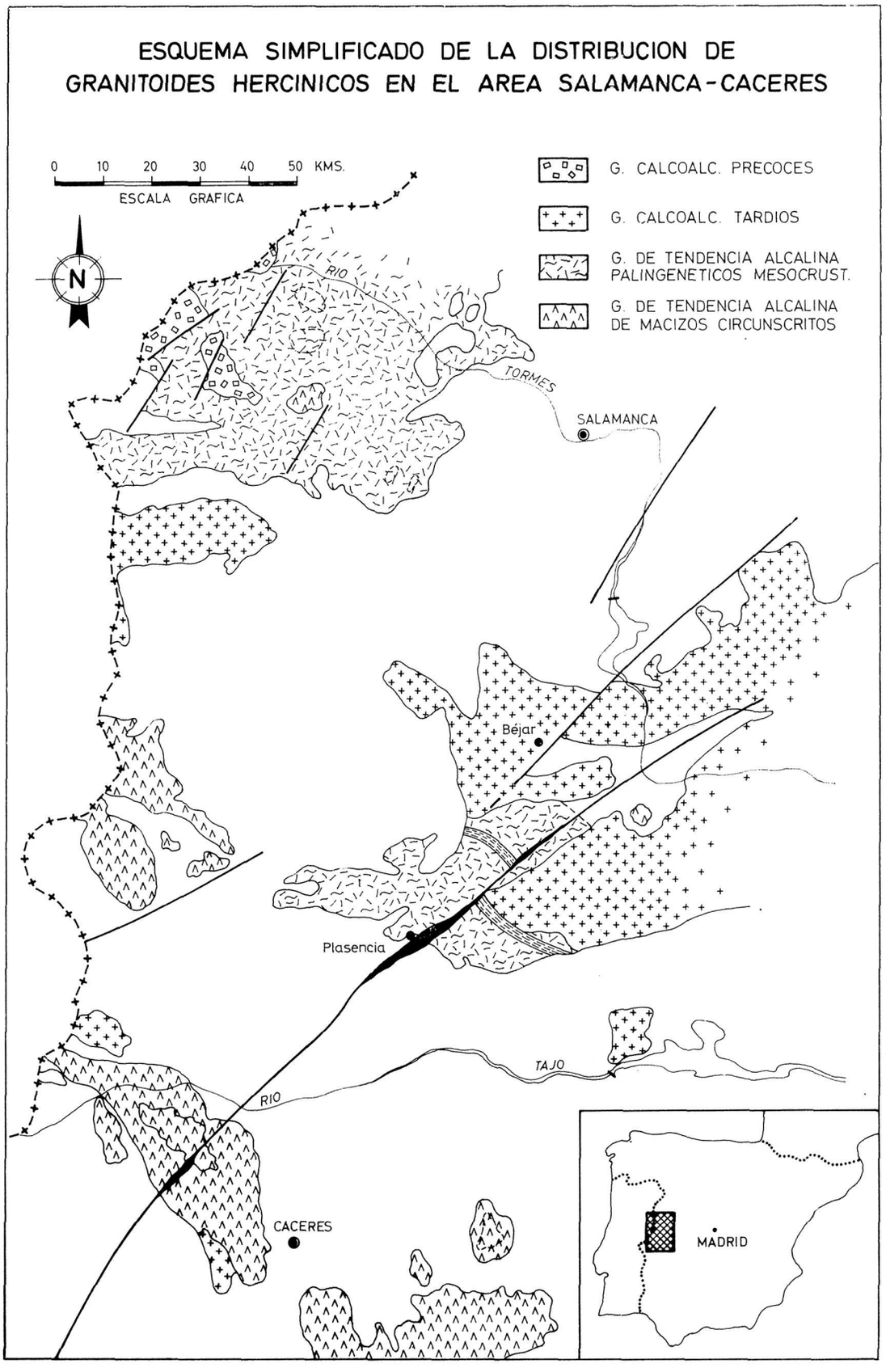


FIG. 1

[Según datos de GARCÍA DE FIGUEROLA (1954, 1966, 1972), CORRETGÉ (1971), UGIDOS (1973) y MARTÍNEZ FERNÁNDEZ (1974)]

tiene un indudable valor a la hora de hacer una interpretación petrogenética del conjunto.

GEOLOGIA GENERAL Y PETROGRAFIA

El área considerada comprende las zonas centro-occidentales de España, provincias de Cáceres, Salamanca y Zamora, siendo el límite Oeste la frontera portuguesa (Fig. 1).

Las rocas calcoalcalinas precoces se encuentran limitadas exclusivamente a la zona nor-occidental, denominada "Area de los Arribes del Duero", en la cual la única manifestación de magmatismo calcoalcalino tardío puede estar constituida por un pórfido con textura indeformada que, en forma de dique, corta totalmente a las estructuras de las rocas tectonizadas (F. J. MARTÍNEZ, 1974).

Petrográficamente, las rocas calcoalcalinas precoces se clasifican en tres grupos (ibid.):

Ia. Compuesto fundamentalmente por tonalitas y cuarzodioritas, junto con pequeñas cantidades de términos granodioríticos. La textura es muy variable en cuanto a tamaño y forma de los minerales, generalmente hipidiomórfica subequigranular con tendencia alotriomórfica en las tonalitas y cuarzodioritas, y alotriomórfica inequigranular en las granodioritas. Siempre se encuentra deformada, oscilando desde protoclásica hasta protomilonítica.

Los constituyentes minerales esenciales son: Cuarzo, plagioclasas, biotita, feldespato-K y hornblenda, que puede llegar en algunos casos hasta el 6 % de la composición modal. En determinadas facies cuarzodioríticas aparece piroxeno como mineral subordinado.

Ib. Está formado por granodioritas y granitos monzoníticos. Poseen una textura porfídica, con megacristales de feldespato-K con inclusiones de Frasl, que puede variar desde protoclástica hasta no deformada.

El mineral fémico dominante es la biotita, aunque a veces adquiera una importancia similar o incluso predomine la moscovita.

Desde el punto de vista químico existen importantes diferencias entre los miembros de este grupo, por lo que se ha subdividido en dos subgrupos, denominados Ib_1 y Ib_2, y que están formados por granodioritas y granitos monzoníticos respectivamente (BEA, 1975).

Dentro del conjunto de rocas que forman el grupo Ib son relativamente frecuentes enclaves de tres tipos:

— formados por material de los granitoides de los grupos Ia y Ic.

— de material metamórfico.

— enclaves microgranudos granodiorítico graníticos, interpretados como restos de un "chilled margin" parcialmente dislocado y reabsorbido.

Ic. Está constituido por monzonitas y monzodioritas. Generalmente presentan texturas protoclásticas que van desde hipidiomórficas hasta alotriomórficas granulares.

Los minerales esenciales son: feldespato-K, plagioclasas, biotita y hornblenda, teniendo el cuarzo carácter subordinado (siempre inferior al 1 %). Es de destacar asimismo la presencia de clinopiroxenos parcialmente transformados en hornblenda, que pueden alcanzar hasta el 5 % de la composición modal.

Las evidencias petrográficas y relaciones estructurales, muestran que todo este conjunto se halla relacionado genéticamente, considerándose a los grupos Ia y Ic como los que primero se instruyen, haciéndolo posteriormente el Ib (F. J. MARTÍNEZ, op. cit.).

Las rocas calcoalcalinas tardías, mucho más importante en volumen que las precoces, delimitan un amplio dominio que comprende el área centro-sur (Fig. 1), caracterizado porque, hasta el presente, no han sido reconocidas rocas precoces en él (G. DE FIGUEROLA, 1954, 1959, 1963, 1965, 1966, 1968; CORRETGÉ, 1971; UGIDOS, 1973).

En dicho dominio, la petrografía dominante es granodiorítica, junto a la que aparecen facies tonalíticas en menor cantidad, generalmente asociadas a las facies marginales de los plutones granodioríticos.

En el área Plasencia-Béjar-Barco de Avila, UGIDOS (1973, 1974), distingue los siguientes tipos petrográficos:

— Granodioritas biotílicas.

— Granodioritas biotítico-cordieríticas.

— Tonalitas biotíticas.

— Tonalitas biotítico-anfibólicas.

Las granodioritas poseen generalmente texturas porfídicas; su mineralogía está compuesta por: biotita; plagioclasas siempre zonadas, poseyendo valores de An hasta el 45 % en los núcleos y del orden del 30 $\pm$ 3 % como valores más frecuentes; cuarzo; feldespato-K, tanto en forma de megacristales con frecuentes inclusiones Frasl, como con carácter intergranular; cordierita, siempre pinnitizada y limitada a las facies marginales, haciéndose cada vez más escasa a medida que se progresa hacia las zonas internas del batolito.

Las tonalitas poseen texturas hipidiomórficas granulares, normalmente con cristales de pequeño tamaño. Mineralógicamente están formadas por: cuarzo, que puede llegar hasta el 20 % modal; plagioclasas normalmente poco zona-

das, con contenidos de An del 35-50 %; biotita; y anfíboles (hornblenda) en las tonalitas biotítico-anfibólicas.

Los plutones calcoalcalinos se encuentran intruidos en un complejo metamórfico desarrollado sobre las series esquisto-grauwackicas infraordovícicas, el cual, según UGIDOS (op. cit.) es el resultado de dos etapas genéticas distintas: una, anterior a la última fase de deformación hercínica que produce el desarrollo de rocas con petrografía micacítica y migmatítica, y otra, de más intensidad, íntimamente asociada a los efectos térmicos que el emplazamiento de las grandes masas granodioríticas supone, que da lugar a fenómenos migmatítico-anatécticos generalizados, mediante los cuales se originan rocas cordieríticas con estructuras nebulíticas, caracterizadas por una granulitización incipiente desde el punto de vista geoquímico (BEA, 1975; BEA y UGIDOS, in litt.).

GEOQUIMICA

En la actualidad se disponen de análisis de elementos mayores, menores y trazas de más de 250 muestras de rocas calcoalcalinas del área estudiada (BEA, op. cit.; inéd.). Los resultados se expresan en forma gráfica mediante diagramas de variación de Harker compuestos.

Las características geoquímicas de cada serie calcoalcalina son las siguientes:

Rocas calcoalcalinas precoces

a) Elementos mayores y menores (Figs. 2 y 3). Los aspectos más sobresalientes del conjunto son los siguientes:

— Importante disyunción entre los campos representativos de cada grupo, especialmente manifestada en las relaciones Al_2O_3-SiO_2 (Fig. 2), K_2O-SiO_2 (Fig. 3), Na_2O-CaO y K_2O-CaO (Fig. 4).

— Contenidos de K_2O muy elevados (Tabla I), del orden del 5 % al 6 % en los grupos Ib y Ic.

— Relaciones K_2O/Na_2O muy altas, entre 1 y 2.

— Al_2O_3 elevados en los grupos con un carácter fémico más pronunciado, es decir Ia y Ic.

b) Elementos traza.

LITIO.—Es extraordinariamente abundante, oscilando sus contenidos medios entre 109 y 170 ppm (Tabla II). En el diagrama de variación con respec-

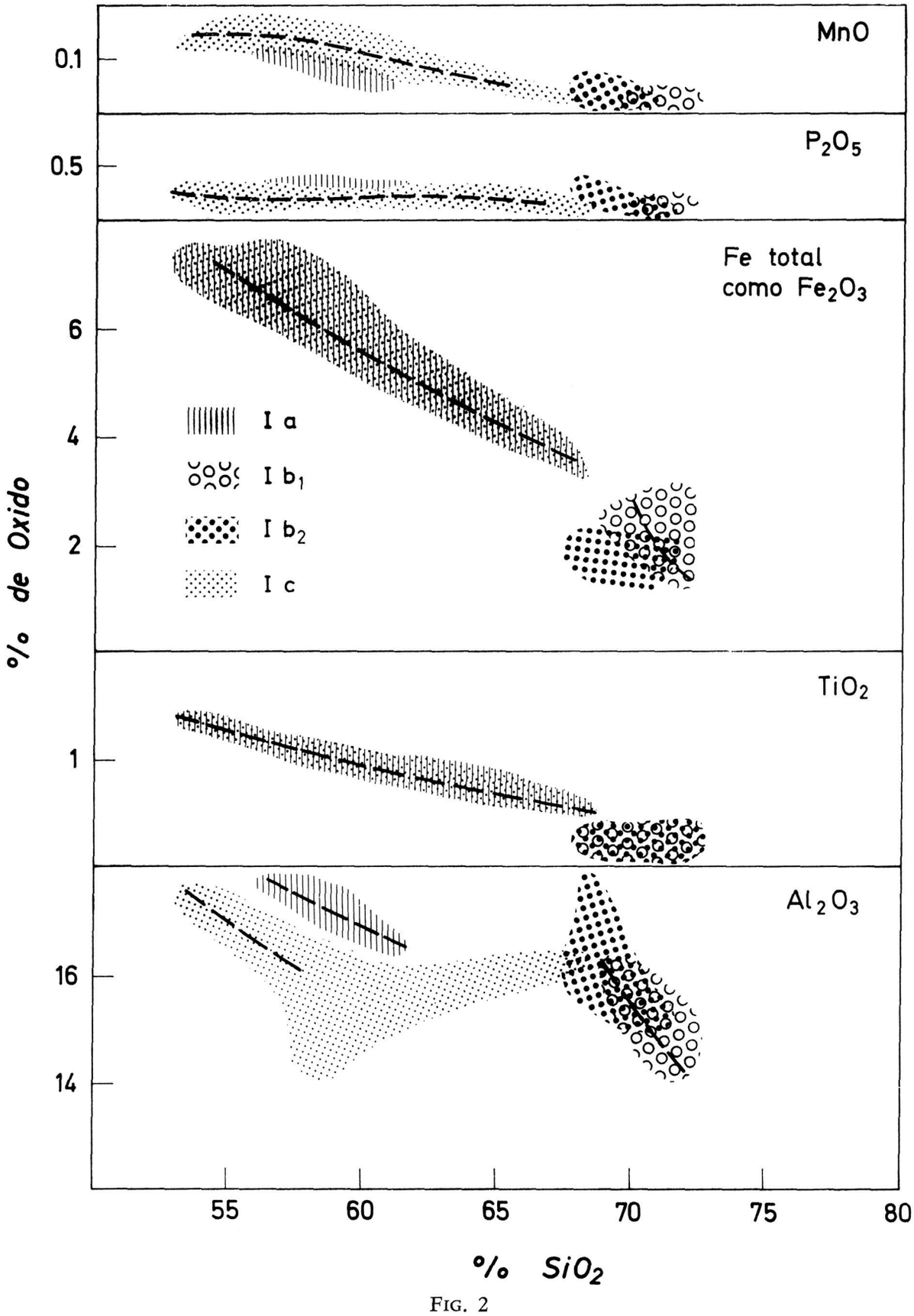


FIG. 2

Diagramas de Harker de las rocas calcoalcalinas precoces. Las líneas de trazos gruesos dentro de las nubes de puntos indican lugares de máxima concentración

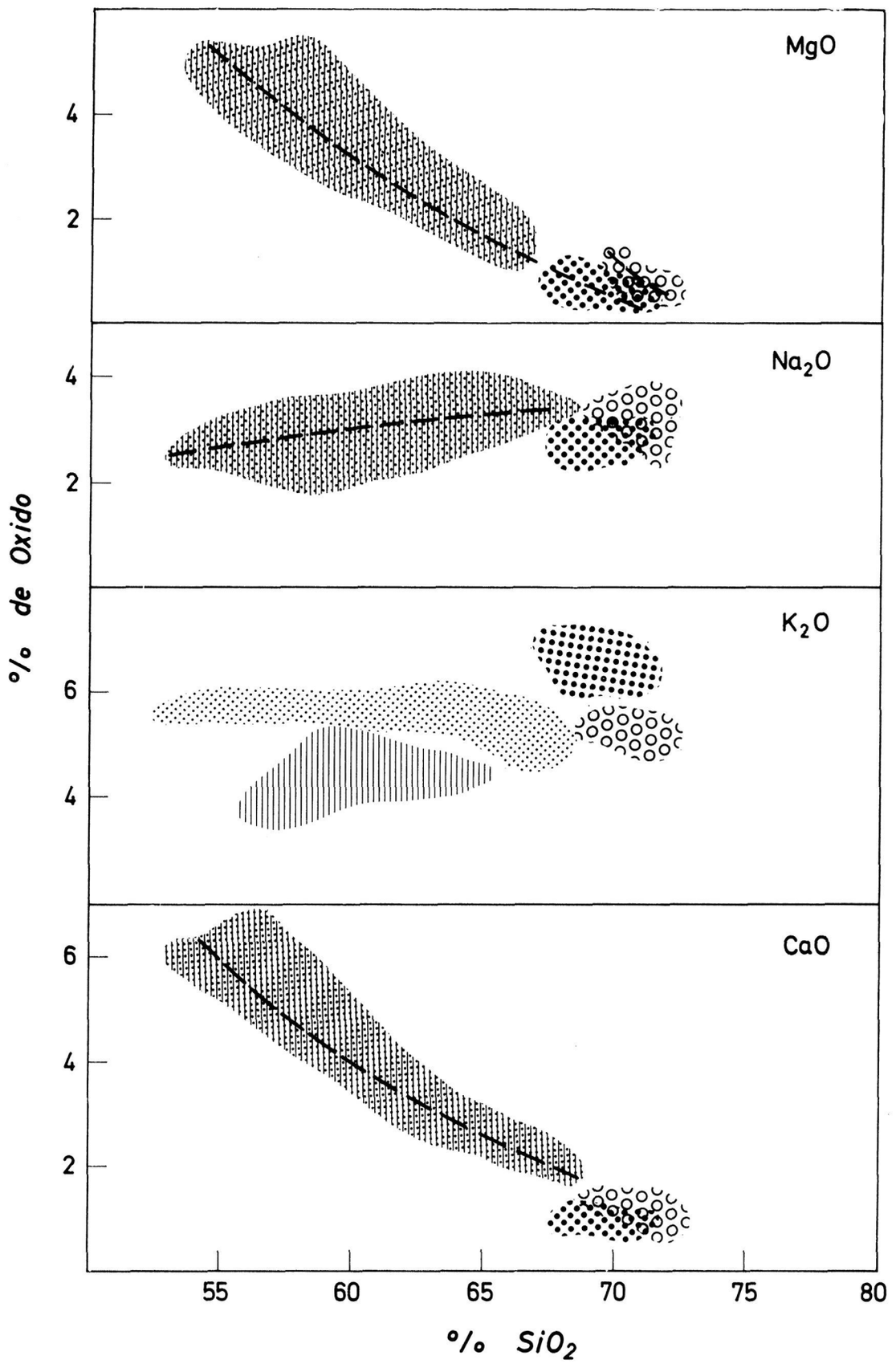


FIG. 3

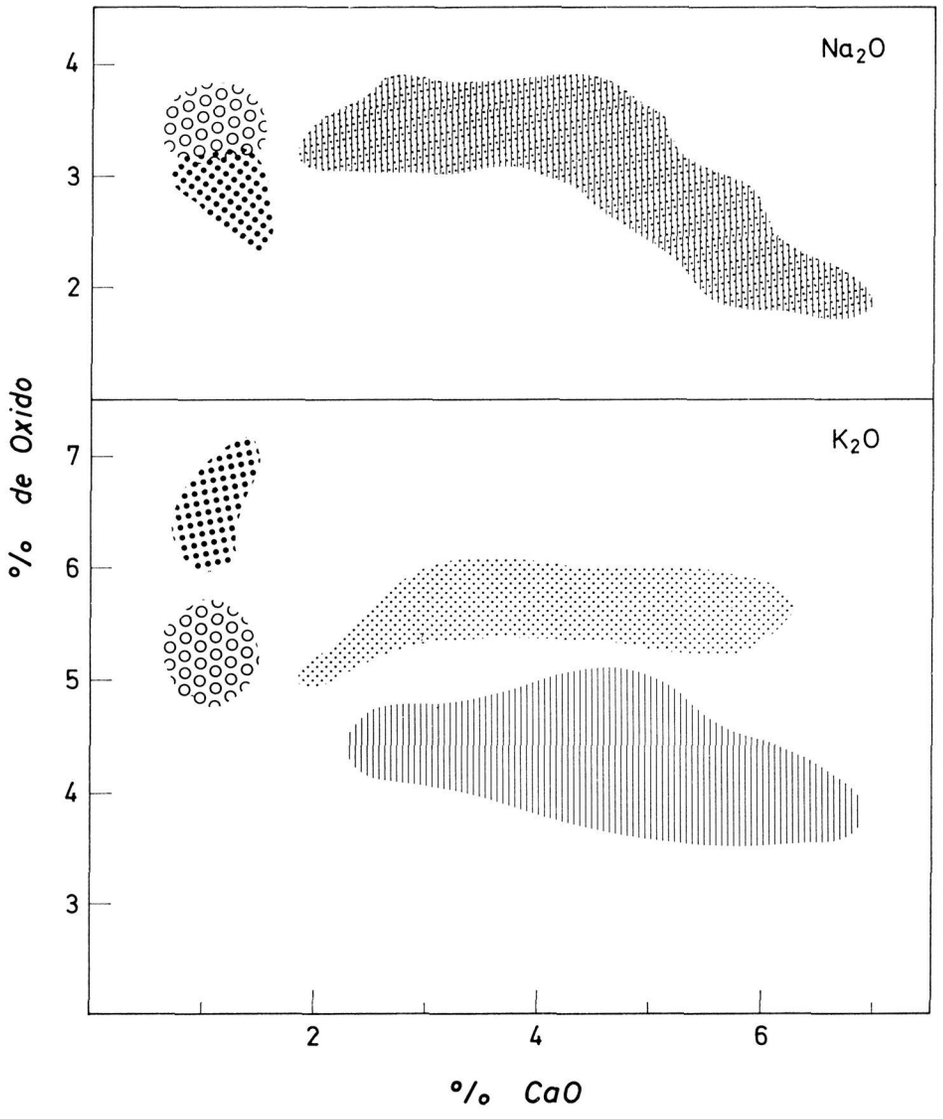


FIG. 4

to a la sílice (Fig. 5) se aprecia una débil correlación negativa en los grupos Ia y Ic para valores de SiO_2 inferiores a 61 %, horizontalizándose después la recta de correlación en los términos más silícicos de ambos grupos.

La distribución de Li en los grupos Ib_1 y Ib_2 muestra bastante independencia de los contenidos de SiO_2, dando una nube de puntos no estructurada, cuya zona periférica está ocupada por los miembros del subgrupo Ib_2 (granitos monzoníticos), y las zonas centrales por los del Ib_1 (granodioritas).

RUBIDIO.—Las cantidades absolutas de Rb de los granitoides precoces calcoalcalinos también son extraordinariamente elevadas, oscilando los contenidos medios de cada grupo entre 181 y 327 ppm (Tabla III), siguiendo en líneas generales el esquema de distribución del K_2O.

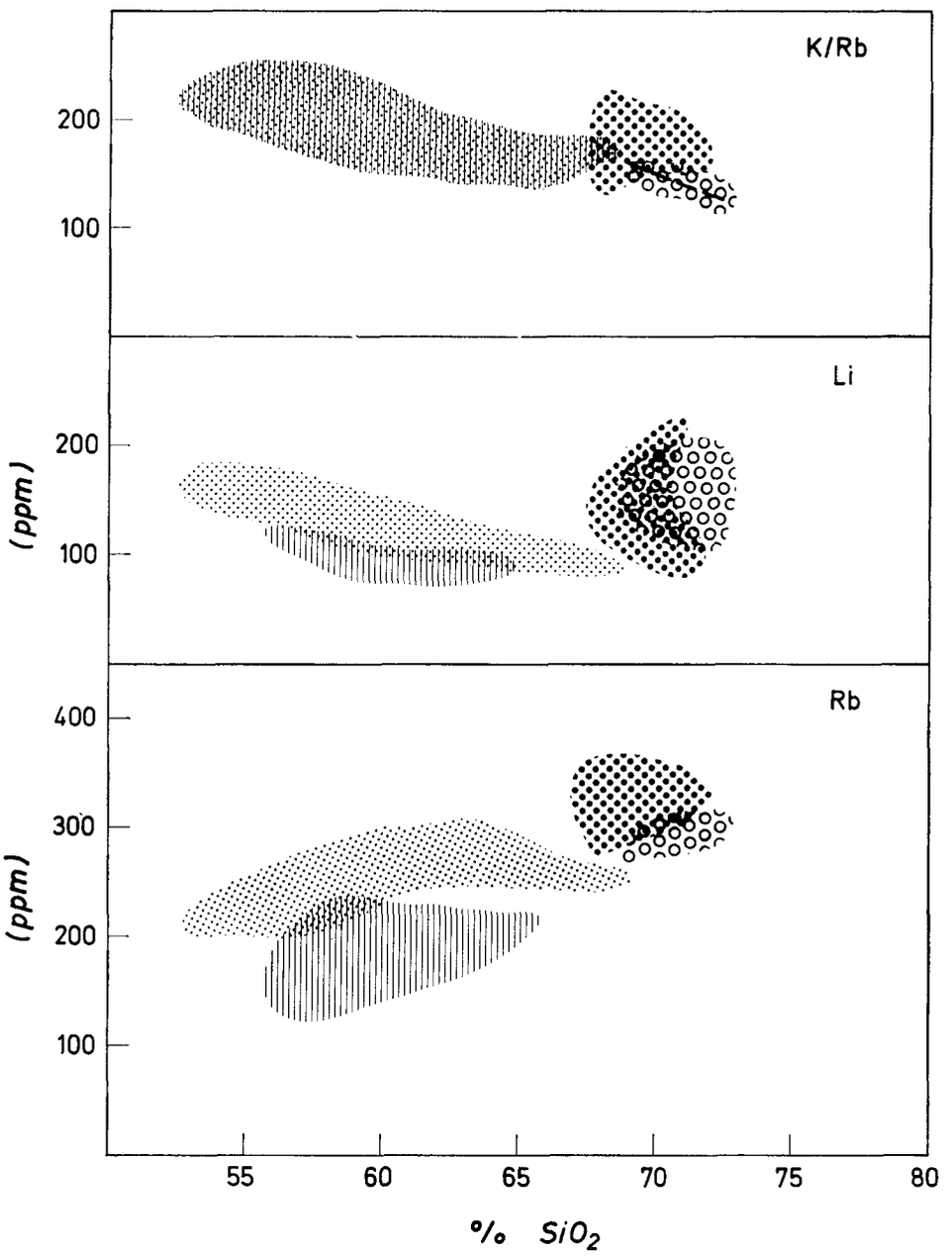


FIG. 5

En el diagrama de distribución Rb-SiO_2 (Fig. 5), las nubes de puntos delimitadas por cada grupo de granitoides muestran una disjunción considerable con las de los demás, poseyendo áreas de intersección muy pequeñas. La correlación entre ambos valores es prácticamente nula.

RELACIÓN K/Rb.—Alcanza valores excesivamente bajos, que van desde K/Rb = 206 en el grupo Ia, hasta K/Rb = 148 en el subgrupo Ib_1 (Tabla IV).

En el diagrama K/Rb-SiO_2 (Fig. 5) se muestra una débil correlación nega-

tiva entre ambos valores, con índices de dispersión relativamente pequeños en todos los grupos excepto en el Ib.

Mucho más interesante resulta la distribución de los valores de K/Rb en función de los contenidos de Rb (Fig. 6). En este diagrama las muestras de cada grupo se alinean según trazos bien definidos, poseyendo todos ellos el mismo sentido correlativo general, de descenso de K/Rb con el aumento de Rb.

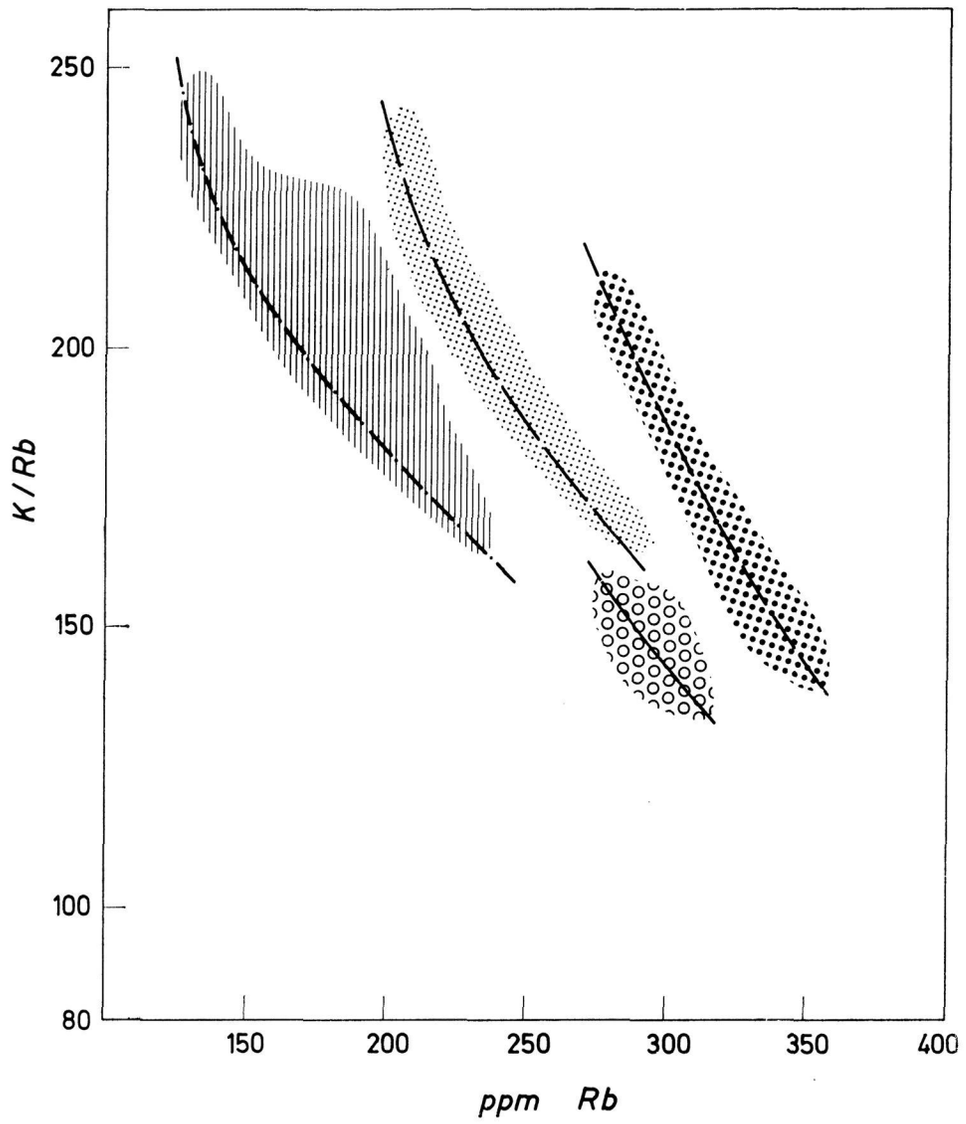


FIG. 6

Debido a que la variación K_2O en cada grupo es relativamente pequeña, el hecho de que se obtengan líneas claramente separadas en el diagrama y con

índices de dispersión bajos, obedece fundamentalmente a las variaciones en el contenido de Rb.

BARIO.—Los contenidos medios de Ba son muy variables, yendo desde 1.841 ppm en el grupo Ic, hasta 395 ppm en el Ib_1 (Tabla V). La distribución con respecto al SiO_2 (Fig. 7) es según un sentido correlativo general negativo,

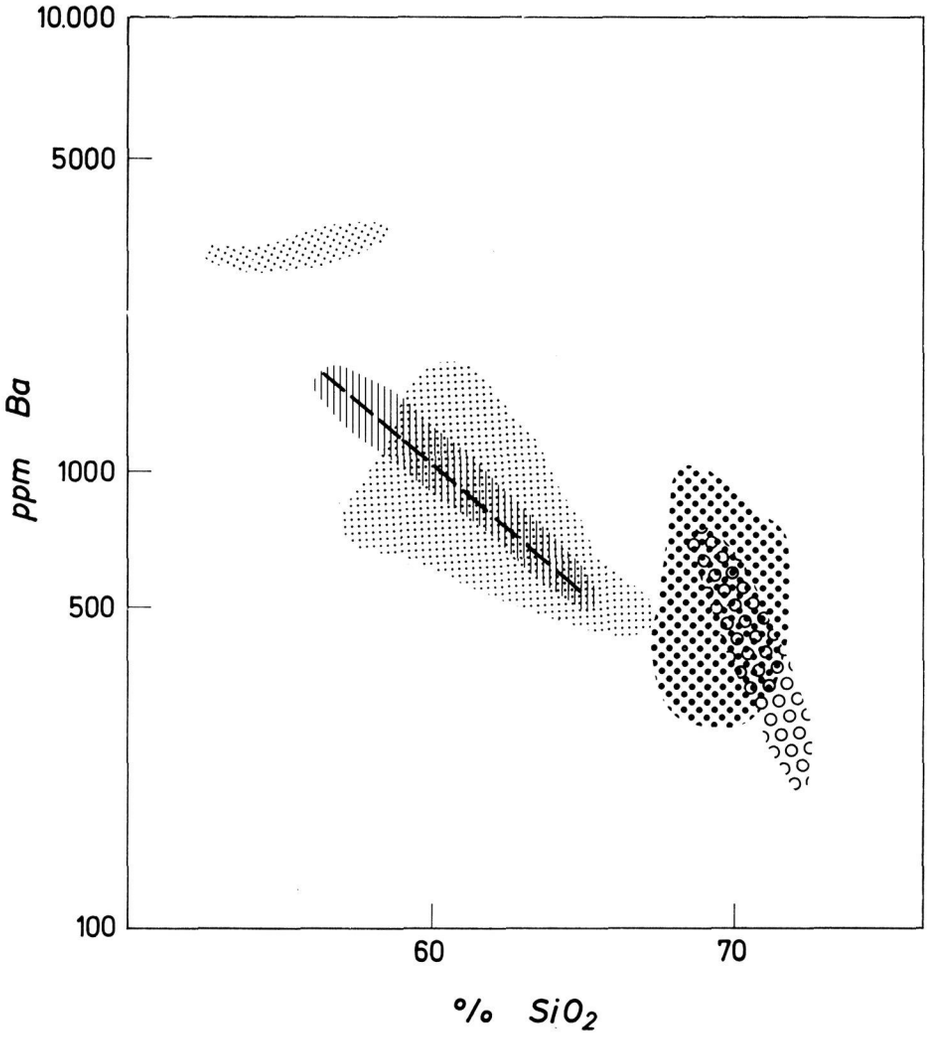


FIG. 7

aunque con una notable independencia de cada grupo. El Ia es el que presenta mejor grado de correlación, obteniéndose una función prácticamente linear. Los dos subgrupos Ib presentan dispersiones de valores más fuertes, pero manteniéndose el sentido correlativo general. El grupo Ic da una figura de correlación poco clara, dividiéndose en dos áreas disjuntas su campo representativo, una, correspondiente a los términos menos silícicos, que presenta una

débil correlación positiva, y otra, que integra a los miembros más ricos en SiO_2, que se adapta en líneas generales al trend definido por el grupo Ia.

En el diagrama Ba/K_2O (Fig. 8) se pone de manifiesto la total ausencia de correlación entre ambos valores, existiendo grandes variaciones de Ba —del orden del 1.500 %— para muy pequeñas oscilaciones de K_2O.

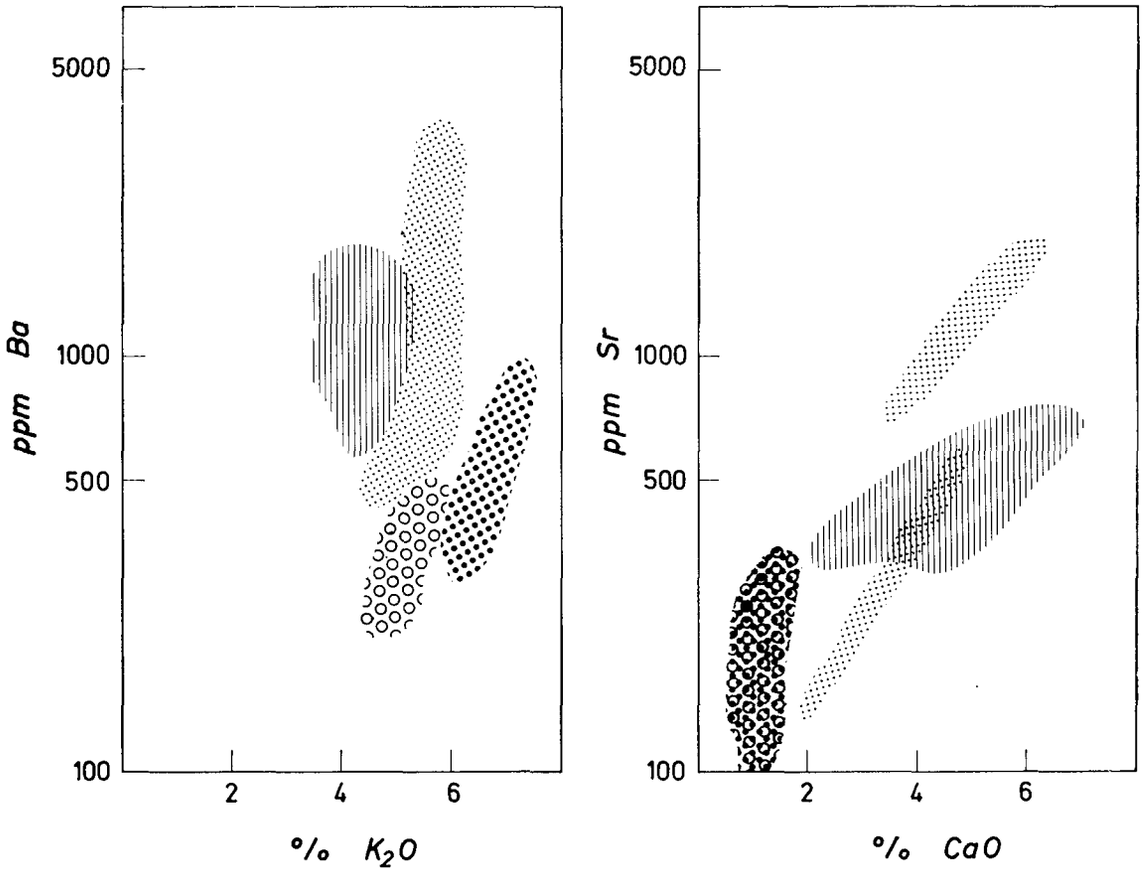


FIG. 8

ESTRONCIO.—El modelo de distribución de Sr es muy similar al del Ba. Los contenidos medios de cada grupo oscilan entre 924 ppm (Ic) y 190 ppm (Ib_1) (Tabla VI). La distribución con respecto al SiO_2 (Fig. 9), muestra un cierto grado de correlación —siempre negativa— si se considera cada grupo aisladamente, más acusada en el caso de los grupos menos potásicos, Ia y Ib_1. Similarmente a lo que ocurre en el diagrama de correlación Ba/SiO_2, el campo representativo del grupo Ic se parte en dos subcampos disjuntos, adaptándose el subcampo correspondiente a las muestras más silícicas al "trend" definido por el grupo Ia.

En el diagrama Sr/CaO (Fig. 8), se pone de manifiesto que la distribución

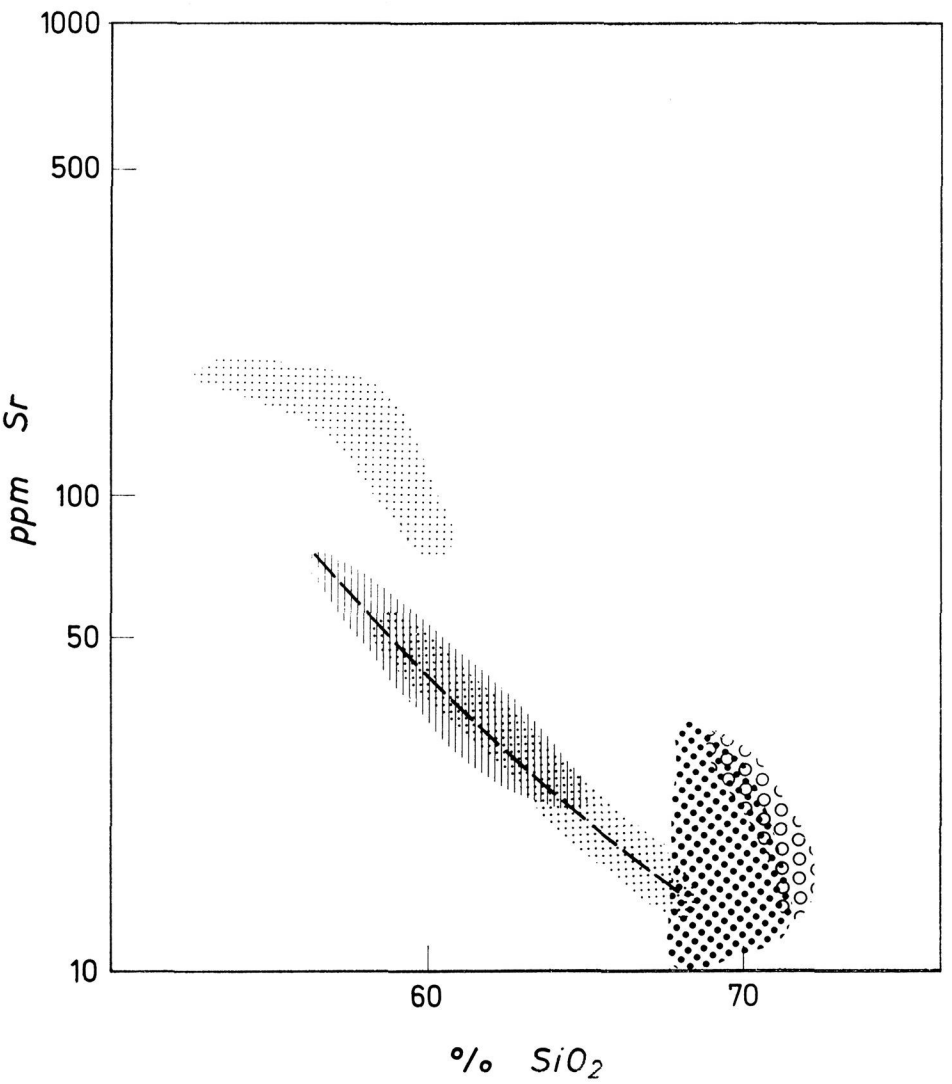


FIG. 9

de Sr guarda muy poca relación con las variaciones de calcio, con la excepción del grupo Ic, dentro del cual se pueden trazar dos rectas de correlación positiva independientes, tanto por su situación, como por su pendiente, que son equivalentes a los subcampos definidos en los diagramas anteriores.

Los valores medios de la relación Ba/Sr son bastante similares en todos los grupos, yendo desde Ba/Sr = 2.27 (Ib_1) hasta 2.71 (Ia) (Tabla VII).

Rocas calcoalcalinas tardías

La clasificación en grupos empleada responde en cierta medida a diferencias genéticas, aunque estas no sean de la misma magnitud entre los diferentes grupos. Así, las granodioritas cordieríticas no son más que facies de borde

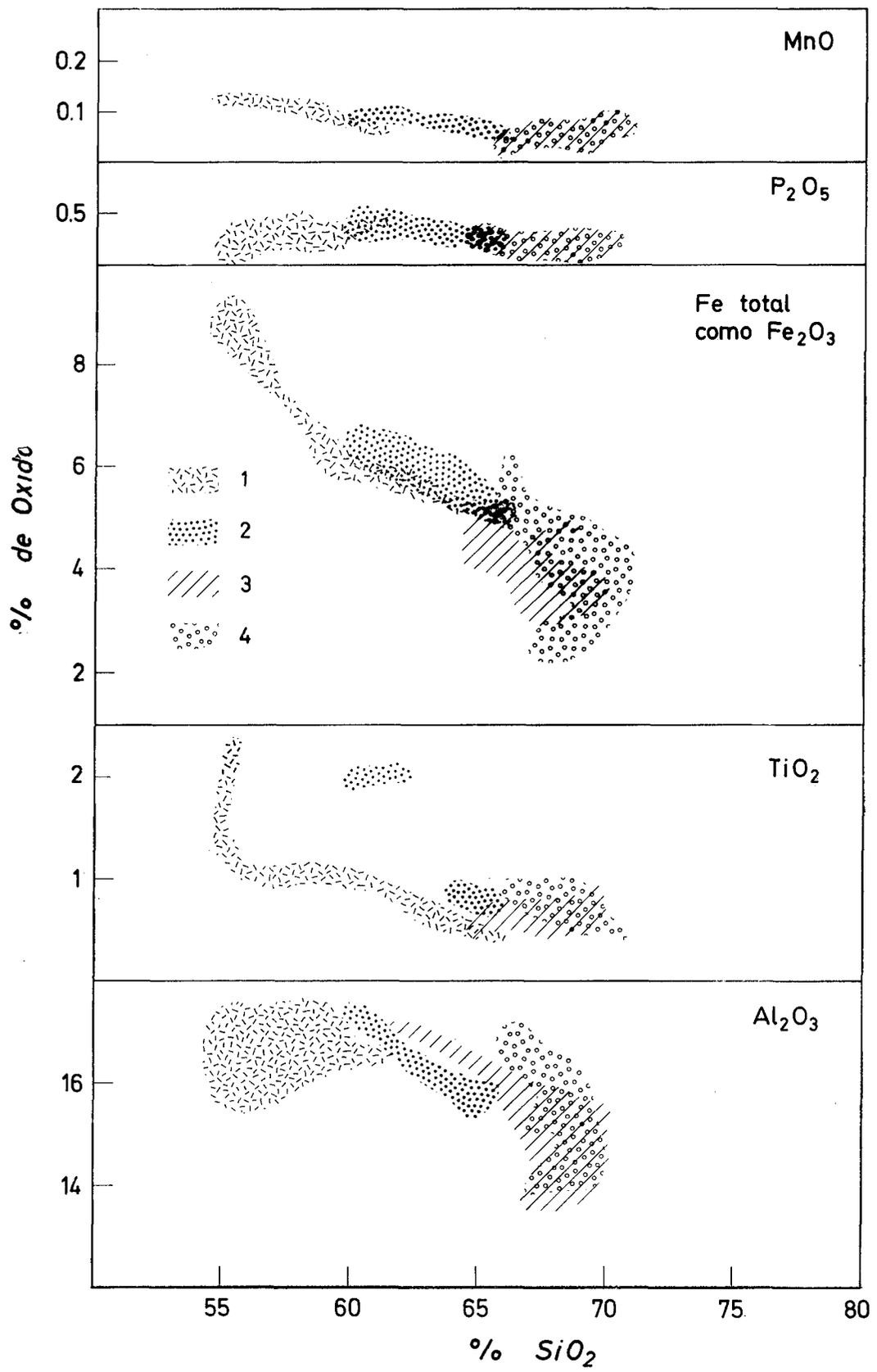


FIG. 10

Diagramas de Harker de las rocas calcoalcalinas tardías. El grupo 1 representa a las tonalitas anfibólicas; el 2 a las tonalitas biotíticas; el 3 a las granodioritas biotíticas, y el 4 a las granodioritas cordieríticas

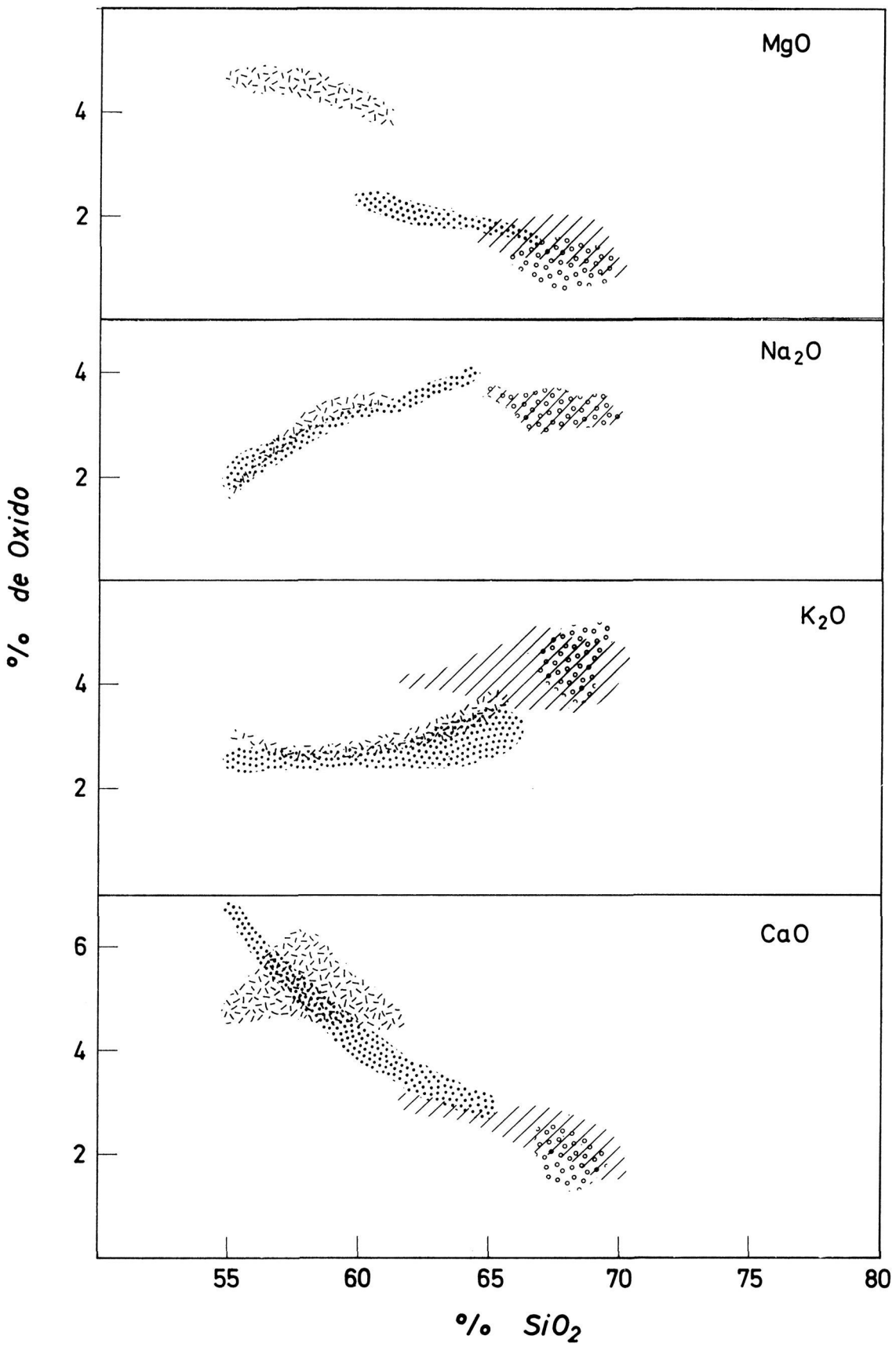


FIG. 11

de las intrusiones calcoalcalinas (*U*GIDOS, 1973, 1974[a]), poseyendo, pues, la cordierita el significado de un xenocristal resistente al proceso de asimilación que la masa intrusiva ejerce sobre el encajante metamórfico (UGIDOS, 1975).

Por otra parte, la caracterización geoquímica de las tonalitas se ve dificultada por factores inherentes a su modo de yacimiento, tanto por la escasez de afloramientos, como por consistir estos con frecuencia en pequeños enclaves dentro de las granodioritas.

a) Elementos mayores y menores.

Los diagramas de variación de Harker (Figs. 10 y 11) muestran las siguientes características:

— Los modelos de distribución no se adaptan a un "trend" continuo de diferenciación, existiendo disyunciones importantes entre los campos representativos de los grupos tonalíticos y granodioríticos.

— Los contenidos absolutos de K_2O son elevados (Tabla I), en torno al 2.5 % y 4.5 % en tonalitas y granodioritas respectivamente.

— La diferencia química más importante entre ambos grupos de granodioritas consiste en la mayor variabilidad, y por tanto, índices de dispersión más elevados que presentan las granodioritas cordieríticas; los valores medios de todos los elementos son muy similares, no mostrándose variaciones significativas en los test estadísticos realizados mediante la "t" de Student (BEA, op. cit.).

— El quimismo global de las tonalitas anfibólicas es bastante diferente al de las biotíticas. Estas se dividen netamente en dos subgrupos denominados tonalitas con alto Ti, y tonalitas con Ti intermedio, que probablemente responden a dos momentos genéticos diferentes (ibid.).

b) Elementos traza:

LITIO.—Presenta valores elevados, que oscilan entre 65 ppm en las tonalitas anfibólicas, y 168 ppm en las granodioritas cordieríticas (Tabla II). En el diagrama de variación con respecto al SiO_2 (Fig. 12) se observa claramente la falta de correlación entre ambos valores, junto con una gran variabilidad de distribución dentro de cada grupo. Las rocas con contenidos de Li más elevados son las tonalitas biotíticas y las granodioritas cordieríticas; ambas poseen índices de dispersión muy elevados.

RUBIDIO.—Los contenidos medios de Rb varían entre 133 ppm (tonalitas anfibólicas) y 232 ppm (granodioritas cordieríticas) (Tabla III), con un esquema de distribución entre los diferentes grupos muy similar al que seguía el K_2O.

La figura de correlación con el SiO_2 (Fig. 12) es parecida a la que presenta

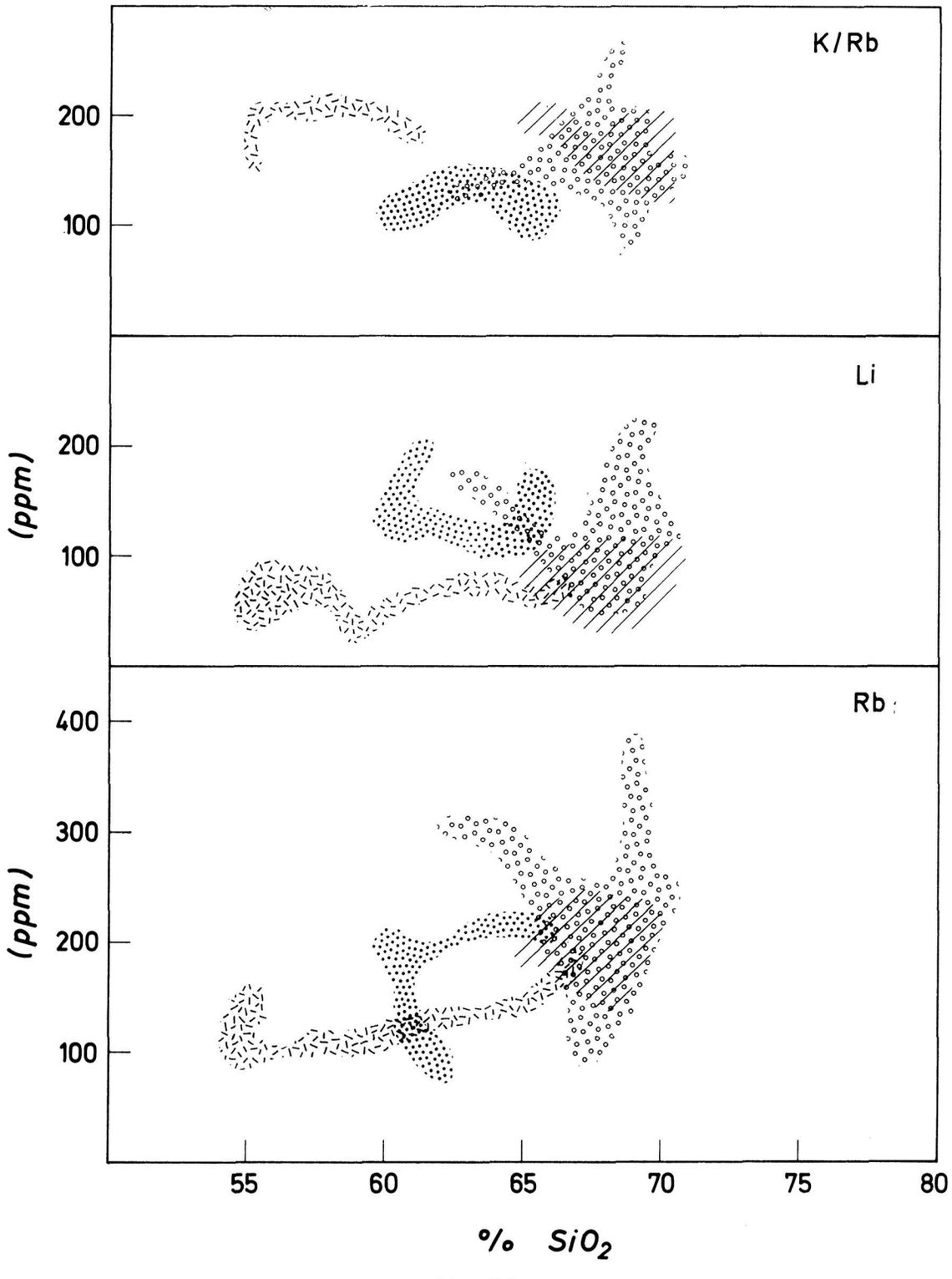


FIG. 12

el Li, siendo tonalitas biotíticas y granodioritas cordieríticas los grupos con índices de dispersión más elevados.

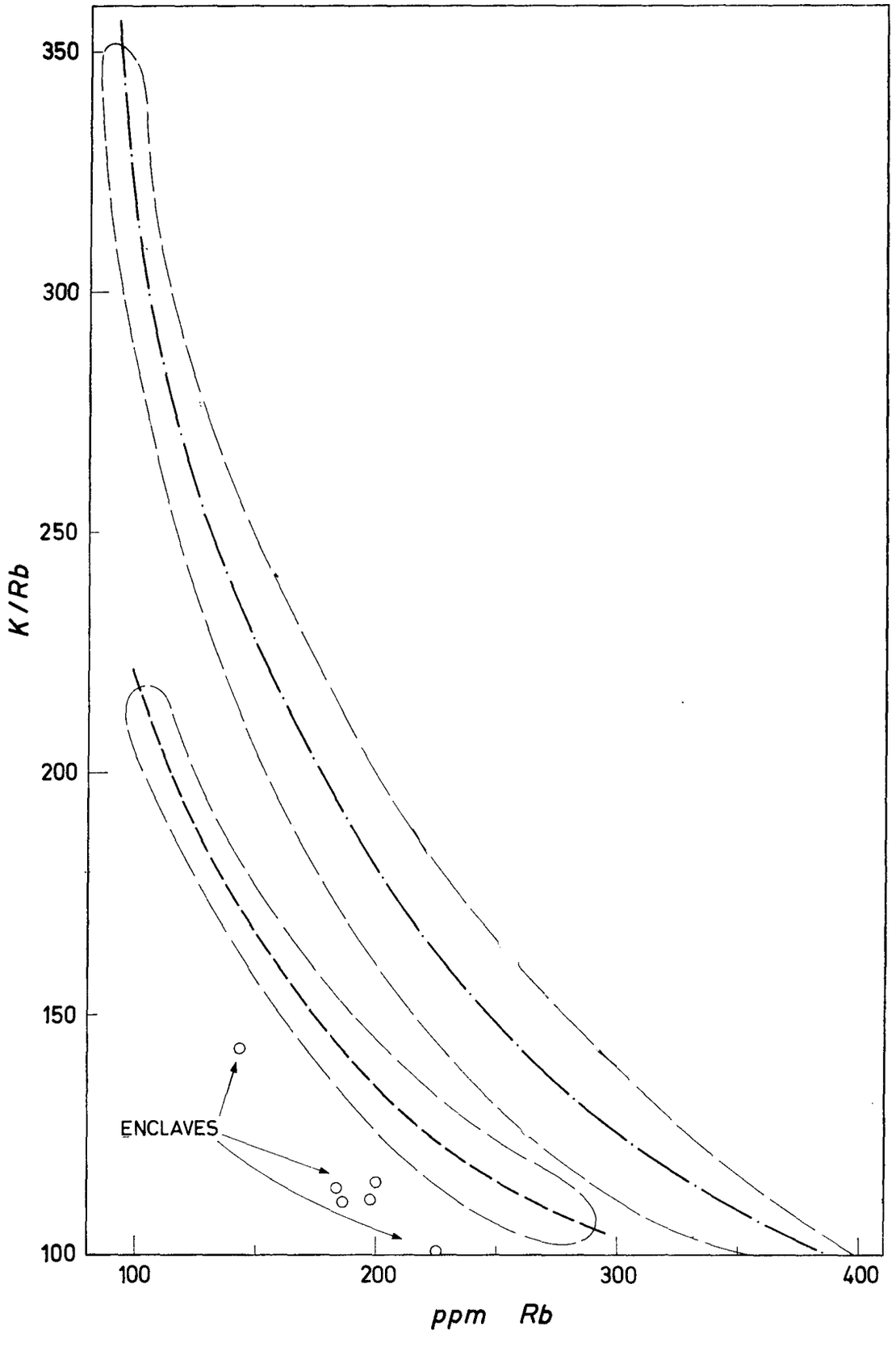


FIG. 13

RELACIÓN K/Rb.—Todos los grupos presentan valores medios muy similares (Tabla IV), oscilando entre K/Rb = 132 en las tonalitas biotíticas, y K/Rb = 187 en las tonalitas anfibólicas. En el diagrama K/Rb-SiO_2 (Fig. 11) la disyunción entre los campos representativos de granodioritas, tonalitas anfibólicas y tonalitas biotíticas es prácticamente total.

El diagrama K/Rb-Rb (Fig. 13) agrupa a las rocas calcoalcalinas tardías en dos grupos —correspondientes a los dos petrográficos mayores, tonalitas y granodioritas— según curvas paralelas, de tal manera que la más interna representa a las tonalitas, y la más externa a las granodioritas.

Los índices de dispersión son pequeños en todos los casos, excepto en aquellas muestras tonalíticas que han sido recogidas en forma de pequeños enclaves dentro de las granodioritas.

BARIO.—Los contenidos medios de cada grupo oscilan entre 561 ppm (ton. anfibol.) y 391 ppm (ton. biotít.) (Tabla V). La distribución con respecto al SiO_2 (Fig. 14) muestra una tendencia correlativa general negativa, aunque la complejidad del modelo de variación obtenido obliga a hacer precisiones dentro de cada grupo en concreto:

— Las tonalitas anfibólicas se distribuyen según una nube de puntos de amplia dispersión, cuyo eje mayor indica una tendencia general de tipo negativo.

— Las tonalitas biotíticas se alinean según dos líneas de fuerte tendencia positiva, caracterizadas por una dispersión de valores muy escasa. La línea superior corresponde a las tonalitas con alto Ti, y la inferior (menos Ba y más SiO_2) a las de Ti intermedio.

— Ambos grupos de granodioritas presentan nubes de puntos sin estructurar, en las que no es posible establecer sentido correlativo.

En el diagrama de distribución con respecto al K_2O (Fig. 15) no se observa ningún tipo de correlación entre ambos elementos, haciéndose patente la existencia de fuertes variaciones de Ba en intervalos muy pequeños de oscilación del K_2O.

ESTRONCIO.—La tónica general en cuanto a contenidos absolutos de Sr, es presentar valores bajos (Tabla VI) que oscilan entre 349 ppm (ton. anfiból.) y 146 ppm (granod. biotít.). En el diagrama de distribución con respecto a la sílice (Fig. 16) se aprecia una tendencia correlativa general negativa, volviéndose a escindir el campo de las tonalitas biotíticas en dos subcampos, correspondiendo a las de alto Ti el superior, y a las de Ti intermedio el inferior. Es de destacar que mientras la tendencia general de correlación es negativa, los dos subgrupos citados dan líneas con pendientes positivas.

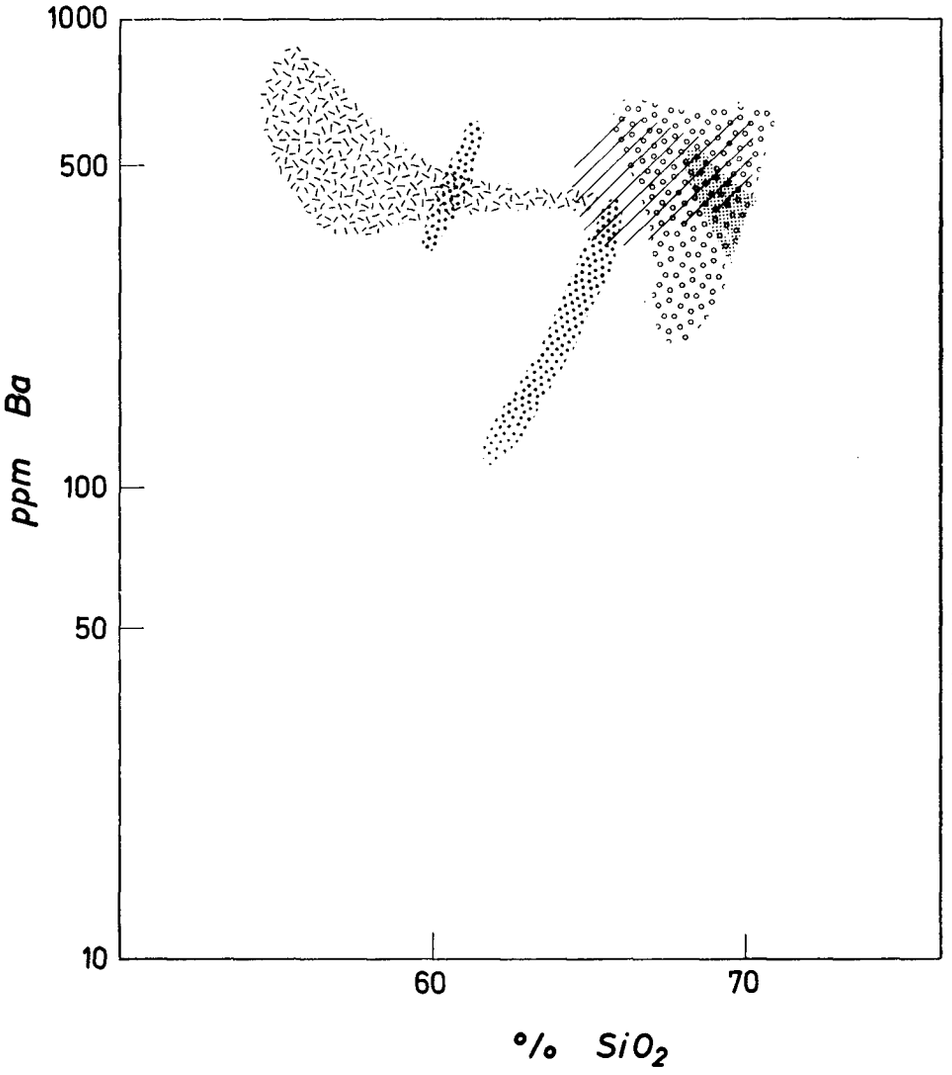


FIG. 14

La distribución de Sr con respecto al CaO (Fig. 15) es bastante irregular, con tendencia general de signo positivo, siendo necesario, no obstante, hacer puntualizaciones dentro de cada grupo:

— Las tonalitas anfibólicas, aún presentando fuerte dispersión de valores, son las que dan una correlación positiva más clara.

— El grupo de las tonalitas biotíticas aparece de nuevo escindido es dos subgrupos, integrados por los mismos miembros que en los casos anteriores; ambos poseen correlación negativa.

— Las granodioritas dan una nube de puntos no estructurada en la que es imposible apreciar tendencias.

En cuanto a los valores de la relación Ba/Sr (Tabla VII), se constata una fuerte tendencia hacia los valores altos, superándose incluso el valor de Ba/Sr = 3 en los grupos granodioríticos.

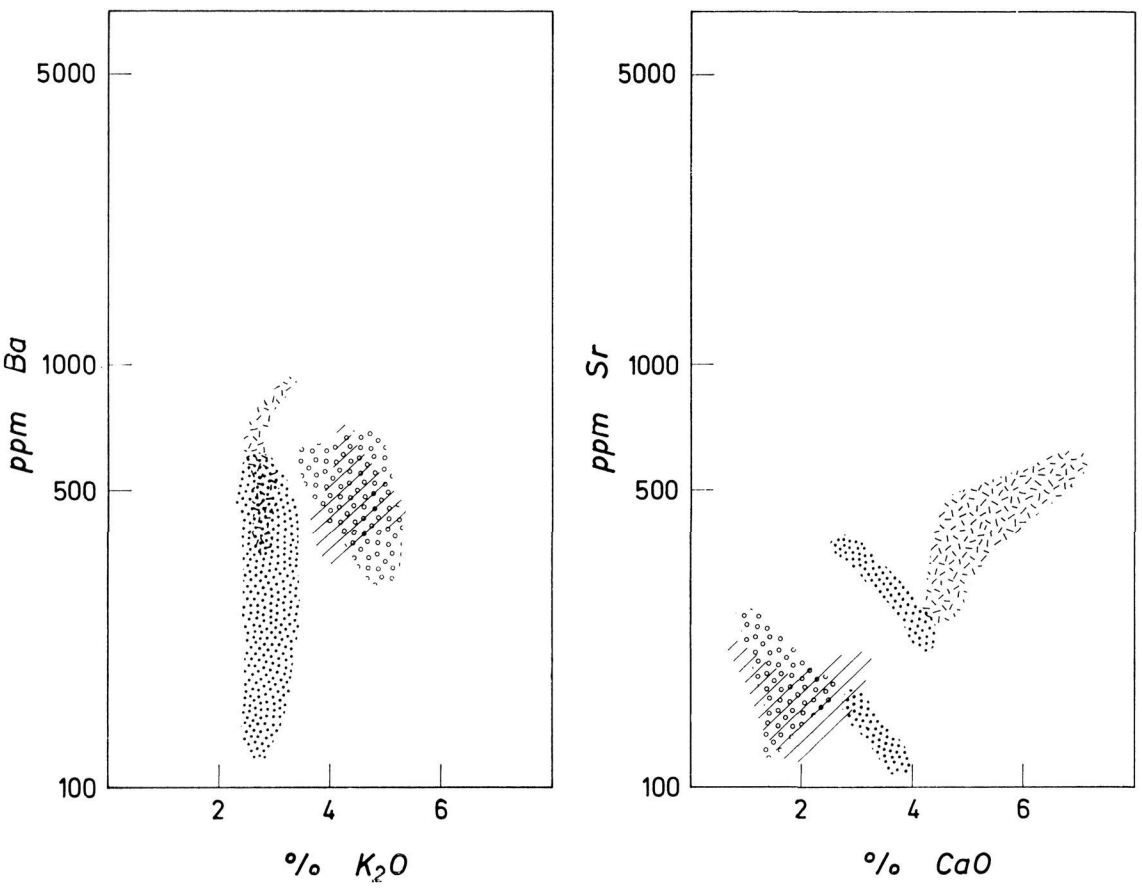


FIG. 15

Características comunes.—Análisis comparativo

La descripción anterior ha puesto de manifiesto la existencia de coincidencias químicas de primera magnitud entre rocas calcoalcalinas precoces y tardías, que son, sin ningún lugar a dudas altamente significativas, tanto en cuanto a evidenciar las interrelaciones genéticas entre ambas, como con vistas al establecimiento de una hipótesis petrogenética global.

En cuanto a los contenidos absolutos de los distintos elementos químicos considerados, lo primero que llama la atención es la persistencia de elevados valores de K_2O, que confiere un marcado carácter potásico a la generalidad de las rocas calcoalcalinas, ligeramente más fuerte en las precoces que en las tardías.

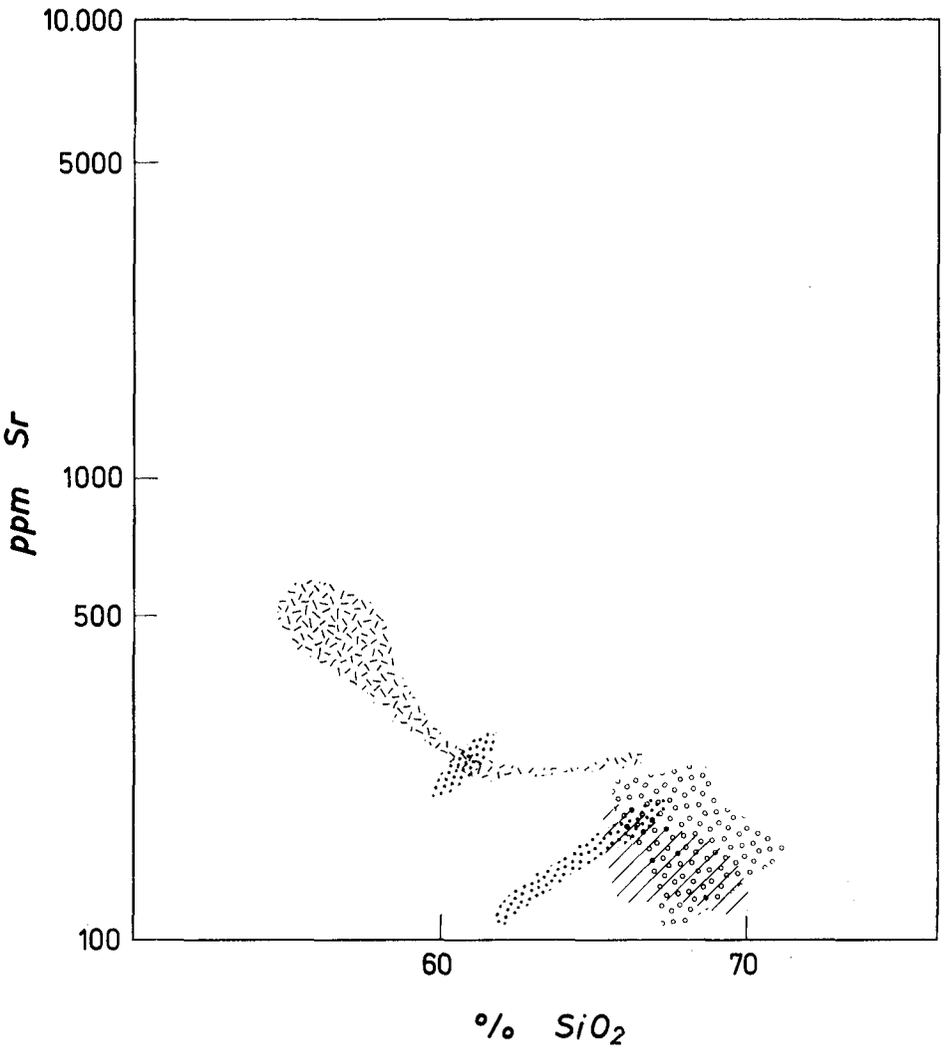


FIG. 16

Con base exclusivamente a tal carácter potásico, las series calcoalcalinas hespéricas pueden compararse, pues, a las denominadas "high-K calc-alkalic rocks" descritas en arcos de islas por JOPLIN (1968), JAKES & WHITE (1969), JAKES & SMITH (1970) y, aún más estrechamente a las estudiadas en áreas continentales por TAYLOR (1969), GULSON et al. (1972) y GULSON (1972). En concreto, las medias aportadas por este autor (ibid.) son prácticamente idénticas a las de las rocas tardías aquí descritas, aunque ligeramente inferiores a las de las rocas precoces (Tabla I).

Otra de las características químicas sobresalientes de ambos conjuntos de rocas calcoalcalinas es la gran abundancia de Li que sobrepasa con mucho los valores medios estimados por diferentes autores en rocas calcoalcalinas similares (Tabla II). Es muy difícil establecer un criterio diferencial entre rocas precoces y rocas tardías basándose exclusivamente en los contenidos de Li,

TABLA I

CONTENIDOS ABSOLUTOS DE K_2O (%)

SERIE PRECOZ	MEDIA	RANGO	SERIE TARDIA	MEDIA	RANGO	MEDIAS MUNDIALES
GRUPO Ia (Cuarzodioritas y tonalitas)	4.42	3.75 - 5.19	Tonalitas Anfibólicas	2.81	1.97 - 3.41	Cuarzodioritas = 42 (1)
			Tonalitas Biotíticas	2.81	2.43 - 3.30	Dioritas con alto-Potasio = 2.87 (2)
GRUPO Ib_1 (Granodioritas)	5.30	4.90 - 5.71	Granodioritas Biotíticas	4.34	3.59 - 4.90	Granodioritas = 3.07 (1) Granodioritas con alto Potasio = 4.04 (2)
			Granodioritas Cordieríticas	4.46	3.42 - 5.06	
GRUPO Ib_2 (Granitos Monzoníticos)	6.22	5.10 - 7.13				
GRUPO Ic (Monzonitas y Monzodioritas)	5.10	4.55 - 6.00				Monzodioritas = 2.76 (1)

(1) NOCKOLDS (1954).

(2) GULSON (1972).

TABLA II

CONTENIDOS ABSOLUTOS DE Li (ppm)

SERIE PRECOZ	MEDIA	RANGO	SERIE TARDIA	MEDIA	RANGO	MEDIAS MUNDIALES
GRUPO Ia (Cuarzodioritas y tonalitas)	109	83 - 132	Tonalitas Anfibólicas	65	35 - 91	Dioritas = 27±3 (1) Dioritas = 20 (2) Andesitas = 18±3 (1)
			Tonalitas Biotíticas	143	95 - 225	Rocas Intrusivas Intermedias = 28±3 (1)
GRUPO Ib_1 (Granodioritas)	170	97 - 210	Granodioritas Biotíticas	101	60 - 162	Granodioritas = 20 (2)
			Granodioritas Cordieríticas	168	64 - 187	Granodioritas = 38±8 (1)
GRUPO Ib_2 (Granitos Monzoníticos)	135	90 - 217				Granitos = 38±4 (1) Granitos = 40 (2)
GRUPO Ic (Monzonitas y Monzodioritas)	119	86 - 159				

(1) BEUS (1964).

(2) HEIER y ADAMS (1964).

TABLA III

CONTENIDOS ABSOLUTOS DE Rb (ppm)

SERIE PRECOZ	MEDIA	RANGO	SERIE TARDIA	MEDIA	RANGO	MEDIAS MUNDIALES
GRUPO Ia (Cuarzodioritas y tonalitas)	181	132 - 223	Tonalitas Anfibólicas	133	102 - 183	Andesitas = 46 [1] [2] Dioritas y Andesitas = 88 [3]
			Tonalitas Biotíticas	185	95 - 225	Dioritas = 40 [2] "High-K diorites" = 100 [5]
GRUPO Ib_1 (Granodioritas)	295	272 - 316	Granodioritas Biotíticas	216	143 - 300	Dacitas = 55 [2] [4] "High-K granodiorites" = 126 [5] Granodioritas = 122 [3] Granodioritas = 110 [2]
			Granodioritas Cordieríticas	232	103 - 386	
GRUPO Ib_2 (Granitos Monzoníticos)	327	279 - 351				Granitos = 196 [3] Granitos = 190 [2]
GRUPO Ic (Monzonitas y Monzodioritas)	239	209 - 291				

[1] HEIER et al. (1965).
[2] HEDGE (1966).
[3] HURLEY et al. (1962).
[4] EWART y STIPP (1967).
[5] GULSON (1972).

aunque sí se puede afirmar que, a igualdad petrográfica es más rica la serie precoz.

Diferencias con las "medias mundiales" de la misma magnitud, o incluso más acusadas, surgen al considerar los contenidos de Rb (Tabla III). Esto, en principio no sería muy extraño teniendo en cuenta el fuerte carácter potásico. No obstante, la comparación con otras rocas calcoalcalinas continentales con alto-K (GULSON, op. cit.) pone de manifiesto que los valores de las series calcoalcalinas hercínicas aquí estudiadas son mucho más elevados que los de aquellas (ver Tabla III).

Consecuentemente con esto, la relación K/Rb adquiere valores mucho más bajos que los aparecidos en la literatura sobre rocas calcoalcalinas, tanto normales como con alto-K (Tabla IV), llegando hasta tal punto que muchos miembros de ambas series, con petrografías granodioríticas o incluso tonalíticas, tienen relaciones K/Rb inferiores a K/Rb = 160, valor considerado por AHRENS, et al. (1952) como típico de pegmatoides o granitos muy diferenciados.

En cuanto a la comparación entre rocas precoces y tardías, es importante resaltar que las facies cuarzodioríticas tardías poseen relaciones K/Rb más bajas que las precoces, a pesar de que los contenidos absolutos de K y Rb de éstas son más elevados que los de aquellas.

La diferencia química más acusada entre serie precoz y tardía se produce en los contenidos de Ba de los términos con carácter máfico más pronunciado de ambas series (Tabla V). Los contenidos medios de la serie tardía son siempre inferiores a los de las "medias mundiales" sobre rocas con petrografía similar. Sin embargo, los grupos cuarzodioríticos y monzoníticos de la serie precoz presentan valores de Ba netamente superiores a dichas medias, mientras que los grupos granodiorítico-graníticos son inferiores, incluso, a sus equivalentes petrográficos de la serie tardía.

Los contenidos de Sr de las rocas cuarzodioríticas precoces son casi idénticos a los de las dioritas con alto-K del distrito de Yeoval (GULSON, op. cit.), siendo, sin embargo, inferiores a los valores medios publicados los contenidos que presentan el resto de la serie precoz y la totalidad de la tardía (Tabla VI).

La relación Ba/Sr es un parámetro que hasta el presente, ha sido poco utilizado en la literatura geoquímica. A pesar de esto, es un hecho conocido que las rocas intermedias típicamente poseen valores próximos a la unidad, o todavía inferiores (PRINZ, 1967). Sin embargo, los valores de dicha relación aquí observados son mucho más elevados, aún incluso que los de las series con alto-K (Tabla VII), presentando este carácter de una forma más acusada los grupos cuarzodioríticos precoces y los granodioríticos tardíos.

TABLA IV

VALORES DE LA RELACION K/Rb

SERIE PRECOZ	MEDIA	RANGO	SERIE TARDIA	MEDIA	RANGO	MEDIAS MUNDIALES
GRUPO Ia (Cuarzodioritas y tonalitas)	206	172 - 246	Tonalitas Anfibólicas	187	169 - 215	Andesitas = 363 [1] [2] "High-K diorites" = 239 [3]
			Tonalitas Biotíticas	132	100 - 227	
GRUPO Ib_1 (Granodioritas)	148	139 - 154	Granodioritas Biotíticas	171	109 - 208	Dacitas = 270 [2] [4] "High-K granodiorites" = 271 [3]
			Granodioritas Cordieríticas	176	81 - 355	
GRUPO Ib_2 (Granitos Monzoníticos)	167	140 - 209				
GRUPO Ic (Monzonitas y Monzodioritas)	196	146 - 238				

[1] HEIER et al. (1965).
[2] HEDGE (1966).
[3] GULSON (1972).
[4] EWART y STIPP (1967).
[5] AHRENS et al. (1952).

TABLA V

Ba

SERIE PRECOZ	MEDIA	RANGO	SERIE TARDIA	MEDIA	RANGO	MEDIAS MUNDIALES
GRUPO Ia (Cuarzodioritas y tonalitas)	1.228	599 - 1.623	Tonalitas Anfibólicas	561	361 - 890	Cuarzodioritas = 811 ppm [1] "High-K diorites" = 671 [2] Monzonitas = 1.605 [3]
			Tonalitas Biotíticas	391	127 - 504	
GRUPO Ib_1 (Granodioritas)	395	231 - 707	Granodioritas Biotíticas	511	188 - 709	Granodioritas = 888 [4] Granitos = 732 [4]
			Granodioritas Cordieríticas	469	208 630	
GRUPO Ib_2 (Granitos Monzoníticos)	540	303 - 963				
GRUPO Ic (Monzonitas y Monzodioritas)	1.841	512 - 3.739				

(1) PUCHELT (1972) según datos de NOCHOLDS y ALLEN (1953), o KRUSK y RICHTER (1968) y WEIWEL (1960).
(2) GULSON (1972).
(3) CLIFFORD et al. (1969), NOCKOLDS y ALLEN (op. cit.), TOWNEND (1966).
(4) PUCHELT (op. cit.).

TABLA VI

SERIE PRECOZ	MEDIA	RANGO	SERIE TARDIA	MEDIA	RANGO	MEDIAS MUNDIALES
GRUPO Ia (Cuarzodioritas y tonalitas)	471	232 - 721	Tonalitas Anfibólicas	349	74 - 537	"High-K diorites" = 467 (1)
			Tonalitas Biotíticas	196	111 - 269	
GRUPO Ib_1 (Granodioritas)	190	131 - 293	Granodioritas Biotíticas	146	112 - 192	"High-K granodiorites" = 365 (1)
			Granodioritas Cordieríticas	159	108 - 187	
GRUPO Ib_2 (Granitos Monzoníticos)	201	101 - 322				Granitos = 282 (2)
GRUPO Ic (Monzonitas y Monzodioritas)	924	142 - 1.792				

(1) GULSON (1972).

(2) TUREKIAN (1956).

TABLA VII

Ba / Sr

SERIE PRECOZ	MEDIA	RANGO	SERIE TARDIA	MEDIA	RANGO	MEDIAS MUNDIALES
GRUPO Ia (Cuarzodioritas y tonalitas)	2.71	2.35 - 3.30	Tonalitas Anfibólicas	1.28	0.65 - 2.23	"High-K diorites" = 1.43 [1]
			Tonalitas Biotíticas	2.04	1.60 - 2.91	
GRUPO Ib_1 (Granodioritas) GRUPO Ib_2	2.27	1.61 - 2.50	Granodioritas Biotíticas	3.27	1.47 - 4.29	
			Granodioritas Cordieríticas	3.09	1.39 - 4.17	
(Granitos Monzoníticos)	2.64	1.39 - 3.39				
GRUPO Ic (Monzonitas y Monzodioritas)	2.35	1.39 - 2.60				

[1] GULSON (op. cit.).

En definitiva, las rocas calcoalcalinas hercínicas del sector estudiado se caracterizan geoquímicamente por los siguientes rasgos:

— Contenidos de K_2O que oscilan de altos a muy altos, independientemente del porcentaje de SiO_2.
— Contenidos de Li muy altos.
— Contenidos de Rb muy elevados.
— Valores de la relación K/Rb de bajos a muy bajos, rebasándose en muchos casos el valor considerado como típico de pegmatoides.
— Ba y Sr variables.
— Relación Ba/Sr de alta a muy alta.

La comparación con los valores medios de otras series calcoalcalinas similares de diversas partes del mundo, pone de manifiesto que tal carácter químico es fuertemente anómalo, tratándose de series calcoalcalinas continentales con alto-K, aunque la anomalía es aún más fuerte que aquellas que han sido definidas como tales por GULSON (op. cit.).

En cuanto a los modelos de distribución obtenidos con los diagramas de Harker, difícilmente pueden ser aceptados como evidencia de una interrelación genética entre los distintos grupos químico-petrográficos que integran cada serie por medio de un mecanismo de diferenciación, aún teniendo en cuenta la considerable dispersión que típicamente presentan estos diagramas cuando se aplican a rocas plutónicas (LARSEN, 1948; BATEMAN & DODGE, 1970; LEE & VAN LOENEN, 1971). A la clarificación de esta cuestión contribuye notablemente los modelos obtenidos en los diagramas K/Rb-Rb (Figs. 6 y 13). Dicho diagrama se caracteriza por agrupar en una línea bien definida a una "suite" petrográfica originada mediante un proceso petrogenético continuo, bien sea fusión parcial o cristalización fraccionada (DUPUY & ALLEGRE, 1972). Aquí se obtienen líneas independientes para cada grupo petrográfico, aunque con características muy similares.

No obstante, y a pesar de la imposibilidad de que los grupos integrantes de cada serie representen productos diferenciados a partir de un mismo magma, el cúmulo de características químicas significativas comunes es tal, que se debe admitir forzosamente un nexo común de tipo genético entre ellos, situado con mucha más probabilidad a niveles de producción de magma, que causado mediante convergencias en la cristalización.

PETROGENESIS

El planteamiento de la problemática petrogenética de todo el conjunto de rocas calcoalcalinas anteriormente descritas, trae consigo como primera cues-

tión a dilucidar el si todas ellas, tanto las afectadas por la última gran fase de deformación hercínica como las que son posteriores, provienen de una fuente común.

Diversos autores tales como CAPDEVILA y FLOOR (1970), OEN (1970) y CAPDEVILA et al. (1973) refiriéndose tanto a áreas concretas como a la generalidad del Macizo Hespérico, se inclinan a favor de dicha hipótesis, teniendo en cuenta el cúmulo de características comunes petrográficas y petrológicas existentes entre ambas series. Esta suposición se ve reforzada por los datos de isótopos del Sr que se poseen en la actualidad (MENDES, 1968; LEUTWEIN, et al., 1970; PRIEM, et al, 1970), los cuales muestran unas relaciones iniciales Sr^{87}/Sr^{86} casi idénticas en las rocas calcoalcalinas precoces y tardías.

Asimismo, los datos puestos de manifiesto en el presente trabajo, indican que el crácter químico de ambas series es muy similar, produciéndose coincidencias de un orden tal que llevan al autor a admitir no solamente la hipótesis de una fuente común, sino también la posibilidad de un único mecanismo genético que evoluciona en el tiempo, siendo responsable dicha evolución de las peculiaridades químicas de cada serie.

Los valores de Sr^{87}/Sr^{86} inicial obtenidos en las rocas calcoalcalinas del Macizo Hespérico son bastante variables, yendo desde 0,704 (PRIEM et al., op. cit.) a 0,713 (MENDES et al., 1972), con valores intermedios de 0,7099 (LEUTWEIN et al., op. cit.). Esto, en principio, situaría los lugares de producción de magma a profundidades muy diferentes, infra o basicortical en el primer caso, y mesocortical en el segundo. No obstante es necesario tener en cuenta que los datos de isótopos del Sr han de ser manejados con mucho cuidado cuando lo que se pretende es identificar zonas de producción magmática. En realidad, lo único acerca de lo que dichos datos son capaces de suministrar información es sobre la cantidad de Rb existente en el material sobre el cual se sobreimpone la fusión. Si este es rico en Rb, las relaciones isotópicas iniciales del magma originado a partir de él serán altas, mientras que si dicho material inicial es pobre en Rb, las relaciones obtenidas serán, por el contrario, bajas.

Por esta razón, el suponer que una masa granítica con baja Sr^{87}/Sr^{86} inicial deriva del manto, o bien tiene una participación importante de material mantélico, resulta excesivamente arriesgado si sólo se encuentra apoyada por dicho criterio, tal como ha sido demostrado por PETERMAN et al. (1967) y HYNDMAN (1972).

Por otra parte es necesario considerar que las relaciones isotópicas del Sr es uno de los parámetros que más se pueden falsear en el caso de producirse asimilación de material meso o supracortical con altos valores de Sr^{87}/Sr^{86}.

Lamentablemente, la escasa disponibilidad de datos de isótopos del Sr en el área aquí estudiada, obliga a moverse en el campo de la especulación, pero no obstante es necesario poner de relieve algunos aspectos interesantes.

Así, la inmensa mayoría de rocas calcoalcalinas, representada por los términos granodioríticos, poseen unos contenidos de Sr elemental bajos, del mismo orden o inferiores a los de los materiales en que se hallan intruidos (BEA, op. cit.). Si las relaciones isotópicas de ambos materiales —granodiorítico y metamórfico— son muy diferentes, un proceso de asimilación tendrá como consecuencia variaciones de Sr^{87}/Sr^{86} en el híbrido resultante de un orden de magnitud muy superior a las de las cantidades absolutas de Sr o cualquier otro elemento que se encuentre en proporciones similares en los dos materiales considerados.

Anteriormente se ha visto que dicho proceso de asimilación existe, siendo la presencia de cordierita en las granodioritas un testigo de ello, y que en tal proceso no se producen diferencias químicas definitivas (ibid.). Por otra parte, y aunque no se poseen datos acerca de las relaciones isotópicas del material metamórfico infraordovícico, sus características litológicas y químicas indican que con probabilidad debían de ser altas en el momento en que se produjo la asimilación.

Por todas estas razones y de una forma apriorística, cabe esperar que se produzca una variabilidad grande en cuanto a las relaciones Sr^{87}/Sr^{86} de las rocas granodioríticas, tal como la puesta de manifiesto por la comparación de los datos de PRIEM et al. (op. cit.) y MENDES et al. (op. cit.).

En definitiva, para explicar la gama de valores de Sr^{87}/Sr^{86} hay que admitir un material inicial con bajo contenido de Rb. Los valores relativamente altos a veces observados, serían debidos a procesos de asimilación o incorporación de fundidos inducidos a lo largo del camino ascensional de las masas calcoalcalinas.

La mayor parte de los autores que se han ocupado de los problemas genéticos de las series calcoalcalinas hespéricas admiten un origen profundo llegando incluso a aceptar la posibilidad de una participación importante de material mantélico, el cual se mezclaría posteriormente con material basicortical, constituyendo en este caso, por tanto, una serie híbrida.

Sin embargo, el examen de las principales características geoquímicas, tales como altos contenidos de K y Rb, así como valores bajos de K/Rb, evidencia la dificultad de dicho mecanismo, puesto que los materiales provinientes del manto, excepción sea hecha de determinados tipos de basaltos alcalinos, se caracterizan por poseer muy pequeñas cantidades de K y Rb, y relaciones K/Rb muy altas, del orden de 1.000 a 3.000 (SHAW, 1966; GAST, 1968), necesitándose entonces la mezcla con un material extraordinariamente rico en K y Rb (?) para obtener unas rocas con una composición similar a las de las series calcoalcalinas aquí estudiadas.

No obstante, podría aducirse que el quimismo anómalo de dichas rocas se debe a cualquier clase de proceso de reacción con el encajante.

Tal como se expresó anteriormente, UGIDOS (ops. cits.) ha puesto en evidencia que la asimilación juega un papel petrológico importante, existiendo una aureola de contaminación en los batolitos granodioríticos que se manifiesta petrográficamente por la persistencia de xenocristales metamórficos, en este caso cordierita.

Para calibrar la variación química que el proceso de asimilación es capaz de producir, BEA (op. cit.) realiza un estudio estadístico de las diferencias químicas entre las aureolas cordieríticas de los batolitos granodioríticos y las facies centrales —no cordieríticas—, evidenciándose que no existen variaciones altamente significativas en cuanto a los contenidos medios de los diferentes elementos considerados, aunque sí son significativos los aumentos de los índices de dispersión y disparidad química de las facies cordieríticas. Es necesario tener en cuenta, además que estas son siempre facies marginales, por lo cual presentan todos aquellos fenómenos típicos de borde de plutón, tales como autometasomatismo, concentraciones locales de volátiles, etc., que contribuyen a aumentar la variabilidad química.

Aparte (ibid., BEA, UGIDOS, in litt.) se ha realizado un estudio químico sobre la roca encajante, que fundamentalmente consiste en materiales del complejo esquisto-grauwackico, los cuales poseen contenidos absolutos de K y Rb más bajos y K/Rb más elevados que los materiales calcoalcalinos. Es un hecho muy importante puesto de manifiesto por UGIDOS (1974[b]) el que la intrusión de las masas calcoalcalinas desarrolle en su entorno un intenso metamorfismo térmico, capaz de producir una migmatización, que genera interesantísimos fenómenos desde el punto de vista geoquímico (BEA, op. cit.; BEA & UGIDOS, in litt.) los cuales en resumen, consisten en una granulitización química incipiente, debido a un empobrecimiento en K y aún en mayor grado, de Rb con respecto a la roca original, debido a las reacciones de transformación biotita-cordierita, de tal forma que hay un intento de establecimiento de equilibrio en el sistema K-Rb (ops. cits.).

Si el fenómeno metamórfico que las masas calcoalcalinas ejercen en su entorno es capaz de empobrecer a éste en K y Rb, haciendo aumentar al mismo tiempo el valor de la relación K/Rb, es muy difícil achacar a un proceso de contaminación la anomalía geoquímica que éstas presentan, máxime teniendo en cuenta que tal fenómeno de empobrecimiento será más intenso a medida que la profundidad y, por tanto la energía del metamorfismo, aumenten.

Habiéndose visto la imposibilidad de que el quimismo anómalo de las rocas calcoalcalinas sea una característica adquirida mediante los procesos de contaminación o hibridación anteriormente expuestos, únicamente cabe plantearse si este es debido a un proceso de diferenciación de series básicas infracorticales, o bien responde al carácter original de los fundidos.

Teniendo en cuenta el gran volumen de material calcoalcalino que se ob-

serva en la actualidad, y suponiendo que representase un producto diferenciado, es lógico suponer que existiría una masa aún mayor de material que representase los términos menos evolucionados de tal proceso de diferenciación, no existiendo ninguna evidencia de campo que apoye tal aseveración. Por otra parte, cabría suponer que los miembros de las series estudiadas estuviesen ligados entre sí mediante este proceso, habiéndose visto anteriormente que esto no ocurre, faltando todos los "trends" geoquímicos considerados como típicos de estos mecanismos.

Si eliminamos pues la hipótesis de que un mecanismo de diferenciación sea el causante del quimismo de las series calcoalcalinas, es necesario admitir que este responde en realidad al carácter original de los fundidos que, por cristalización, han dado lugar a ellas.

Llegados a este punto, es necesario plantearse la cuestión de si el material inicial, sobre el que se sobreimpone la fusión que da lugar a las series calcoalcalinas, poseía ya la anomalía geoquímica observada en éstas, o si bien era un material con un quimismo normal, debiéndose entonces la anomalía al fenómenos intrínsecos al mecanismo de fusión.

Para resolver esto es necesario efectuar dos consideraciones. Por una parte hay que considerar la hipótesis de la estratificación cortical de K y Rb enunciada por SHAW (1968), claramente comprobada por SIGHINOLFI (1969) y LEWIS & SPOONER (1973), en la cual se señala que las cantidades absolutas de K y Rb en la corteza disminuyen marcadamente con la profundidad, aumentando al mismo tiempo la relación K/Rb. Por otro lado las relaciones isotópicas del Sr, tal como se expuso anteriormente, indican que el material inicial debía de ser pobre en Rb. Por tanto, descartando la posibilidad de que la anomalía geoquímica fuese "heredada", hay que admitir que se debe a la naturaleza del mecanismo de fusión, que es capaz de originar fundidos ricos en Rb, K y con bajos K/Rb a partir de materiales pobres en ambos elementos y con relaciones interelementales altas, mediante la incorporación al fundido de fases minerales ricas en Rb, dejando en el residuo sólido fases potásicas pobres en el citado catión.

El problema de la fraccionación de elementos traza mediante procesos anatécticos ya ha sufrido varios intentos de cuantificación matemática (SCHILLING & WINCHESTER, 1967; GAST, 1968; SHAW, 1970), obteniéndose ecuaciones que han sido aplicadas con éxito a problemas petrogenéticos de rocas volcánicas (DUPUY & ALLEGRE, op. cit.).

Indudablemente, dichas ecuaciones constituyen una simplificación extrema de los procesos naturales, pero, no obstante, resultan útiles efectos orientativos, para cualificar la posible dirección evolutiva de un determinado mecanismo.

En todas ellas interviene como factores principales los coeficientes de par-

tición entre las diversas fases minerales, y entre cada una de éstas y líquido, la mineralogía del material original, mineralogía y proporciones relativas de las fases que funden, y el % total del material original fundido.

En cuanto a las primeras variables, existen varios trabajos en la literatura (PHILPOTTS & SCHELTZLER, 1970, 1972; KORRINGA & NOBLE, 1971; NAGASAWA & SCHELTZLER, 1971; DUPUY & ALLEGRE, 1972; BESTWICK, 1973; SHIMIZU, 1974; HART & BROOKS, 1974) en los que se aportan diferentes tipos de coeficientes de partición, tanto por la diversidad de fases consideradas, como por representar condiciones termodinámicas distintas.

A pesar de que los valores numéricos expresados por cada autor presentan una cierta variación, se puede decir que, en general, hay una buena coherencia entre todos ellos, permaneciendo siempre constante el sentido de concentración de cada elemento entre dos fases dadas.

A la vista de los datos de todos estos autores, se deducen las siguientes consecuencias:

— De entre todas las fases minerales que se encuentren en equilibrio con un fundido silicatado, solamente la biotita es capaz de concentrar Rb en mayor cantidad que dicho líquido.
— El feldespato-K en equilibrio con la biotita admite menor cantidad de Rb que ésta.
— En el equilibrio líquido-feldespato K, el Rb se concentra preferencialmente en la fase líquida.
— De los minerales que aceptan K en cantidades significativas, la hornblenda es el que admite menor cantidad (absoluta y relativa) de Rb.
— La plagioclasa (de intermedia a básica) no admite ni K ni Rb en cantidades importantes.
— La relación K/Rb posee siempre valores más bajos en el líquido que en cualquier fase mineral equilibrada con él.
— El orden decreciente de K/Rb en cada fase mineral es: $K/Rb^{hnb} > > K/Rb^{plg} > K/Rb^{fld\text{-}k} > K/Rb^{px \text{ o } gnt} > K/Rb^{biot}$.

Todo esto indica que la fase cuya cristalización a partir de un líquido, o bien cuya persistencia en el residuo sólido en un proceso de fusión, capaz de producir una reducción más significativa de $K/Rb^{liquido}$ es la hornblenda, lo que concuerda perfectamente con las conclusiones de SHAW (1968) y ARTH & HANSON (1972).

Por el contrario, la fase cuya fusión producirá líquidos con K/Rb más bajos así como cantidades absolutas de Rb más altas es la biotita.

— El Ba se concentra preferentemente en la biotita y en el feldespato-K, tanto con respecto a las demás fases minerales como con respecto al líquido.

— La plagioclasa es capaz de retener menos cantidad de Ba que la hornblenda, y ambas se encuentran empobrecidas con respecto a un líquido con el cual estuviesen equilibradas.

— La plagioclasa y el feldespato-K son las fases que concentran preferencialmente al Sr, tanto con respecto a las demás como con respecto al líquido. El valor del coeficiente de partición del Sr está muy sujeto a variaciones de la cantidad de An en la plagioclasa (si ésta interviene en el equilibrio).

— Ni piroxeno ni granate tienen influencia en cuanto a la distribución e interrelaciones de K, Rb y Ba, debido a que los coeficientes de partición con respecto al líquido o a otras fases minerales son muy pequeños y del mismo orden.

De todo esto se deducen dos posibilidades de fusión capaces de concentrar significativamente Rb en el fundido, rebajando al mismo tiempo su relación K/Rb. La primera consiste en que únicamente haya fundido un % de material original muy pequeño. La segunda en que se hayan incorporado al fundido fases potásicas con bajo K/Rb (biotita) permaneciendo en el residuo otras fases potásicas con alto K/Rb (hornblenda).

Tanto el gran volumen de rocas calcoalcalinas en el área estudiada como consideraciones acerca de la mecánica de la fusión parcial (PRESNALL, 1968; SHEINMAN, 1971; PRENALL y BATEMAN, 1973), hacen suponer que el % de material inicial fundido necesario para originarlas ha debido de ser relativamente elevado, del orden, quizá, del 30 al 60 % sobre el total.

Algunas de sus características geoquímicas más acusadas, tal como altos K, Rb y Li, sugieren que la biotita ha tomado parte de una manera decisiva en el proceso de fusión, participando aún más intensamente que en los casos expuestos por JAKES & WHITE (1969), JAKES & SMITH (1970) y GULSON (1972). Por otra parte, las bajas relaciones K/Rb y altos valores de Ba/Sr indican que la hornblenda y la plagioclasa han permanecido de una manera significativa en el residuo, hecho plenamente coincidente con las observaciones de ARTH & HANSON (op. cit.).

Este mecanismo de fusión es a juicio del autor el único que permite explicar de una manera global el quimismo de las rocas calcoalcalinas.

Toda la gama de consideraciones hasta aquí expuestas implican:

a) Fusión basicortical (situada en la capa basáltica o "corteza inferior máfica".

b) Grado de fusión relativamente intenso, sobre todo en la serie tardía.

c) Bajos contenidos en Rb así como petrografía anfibolítica del material inicial.

d) Participación importante de la biotita en la fusión y escasa de hornblenda y plagioclasa.

Es opinión generalizada de los diversos autores que trabajan en el Macizo Hespérico que las series calcoalcalinas se encuentran subsaturadas en agua, viniendo apoyada tal opinión por los siguientes criterios:

— Escasísimas manifestaciones pegmatíticas o hidrotermales.
— Relaciones claramente intrusivas, indicio de una capacidad ascensional difícil de explicar si se hubiesen formado sobre el "sólidus" supersaturado (FYFE y BROWN, 1972).
— Evidencias de asimilación (ibid.).

Esto es de suma importancia porque indica un proceso de fusión relativamente anhidro, ya invocado por CAPDEVILA et al. (op. cit.).

La presencia de agua en una roca metamórfica de alto grado, tal como una anfibolita, está restringida a aquella que se encuentra coordinada en las redes de los minerales hidratados (hornblenda y biotita en este caso), resultando muy difícil pensar en la existencia de "pore fluid" (FYFE, 1969).

Por esto, el agua que toma parte en la fusión debe de consistir exclusivamente en la liberada en el proceso de ruptura de los minerales hidratados, exceptuando que interviniesen fluidos acuosos provinientes de zonas inferiores (manto), posibilidad muy digna de ser tenida en cuenta puesto que implica un mecanismo de sobrecalentamiento muy efectivo (BAYLEY, 1969). Esto, junto con el hecho de que la cantidad de agua que parece que ha actuado en el momento de fusión de las rocas calcoalcalinas sea excesiva como para pensar que toda ella se encontraba retenida en la red de los hidratos, obliga a considerar muy seriamente la posibilidad de que un mecanismo de degasificación del manto haya sido el factor desencadenante del proceso anatéctico.

Aparte de la importancia que tiene el agua en cuanto a aumentar la cantidad de "liquidus" a una temperatura dada, es necesario tener en cuenta que puede jugar otro tipo de papeles decisivos, tanto en desplazar equilibrios de reacciones metamórficas anteriores o simultáneas a la fusión, como en variar el campo de estabilidad de los minerales.

Una reacción de importancia capital es la siguiente (FYFE, op. cit.; HYNDMAN, op. cit.):

$$\text{Biotita} + 3\ \text{Cuarzo} \rightleftharpoons \begin{matrix}\text{granate}\\ \text{o}\\ \text{piroxeno}\end{matrix} + \text{feldespato-K} + 2\ \text{agua}$$

que expresada en peso en vez de moles presenta el siguiente balance de materia: 5 unidades de biotita reaccionan con 1 de cuarzo, produciendo aproxi-

madamente 4.45 de granate o piroxeno, junto con -.45 de feldespato-K y solamente 0.1 de agua.

Las consecuencias de esta reacción son de gran importancia:

— Por una parte es muy efectiva en transferir a partir de la biotita elementos que no tienen cabida en la red del granate o piroxeno, tal como K, Rb y Ba, puesto que, para originar una unidad de feldespato, se requiera una cantidad de biotita (mineral muy rico en dichos elementos) más de tres veces superior.
— Por otra parte, el porcentaje de agua que interviene en la reacción es muy pequeña. Debido a la ley de acción de masas, cantidades poco importantes de agua exteriores al sistema producirán un desplazamiento significativo del equilibrio hacia la izquierda.
— En una roca que contenga biotita y cuarzo, y que no contenga feldespato-K, éste se puede originar a expensas de los dos anteriores. Si la cantidad de cuarzo es pequeña, dicha reacción conducirá a su desaparición como fase independiente.

Por todo esto puede resultar significativo que los grupos Ia y Ic de rocas calcoalcalinas precoces del área de los Arribes del Duero presenten una buena correlación inversa entre los contenidos modales de feldespato-K por una parte y de biotita y cuarzo por la otra (F. J. MARTÍNEZ, op. cit.).

Aparte de esto, el agua tiene una influencia decisiva en cuanto a que es capaz de variar el campo de estabilidad de ciertos minerales. Así, GREEN (1972) y PIWINSKII (1975) coinciden en señalar que el campo de estabilidad del anfibol a presiones intermedias, se ve aumentado a medida que aumenta el contenido en agua; por el contrario, el campo de la plagioclasa disminuye, llegando incluso a desaparecer a 9 Kb y 800°C si la cantidad de agua es del orden del 10 % (GREEN, op. cit.).

En la descripción de las características geoquímicas de ambas series, precoz y tardía, se expuso que la serie precoz es más potásica, aunque con K/Rb superiores a igualdad de Rb, que la tardía. Esto sugiere que la cantidad de hornblenda (pequeña en cualquier caso) que toma parte en la palingénesis es más elevada en el momento de fusión de la serie precoz que de la tardía. Por otra parte, las rocas precoces tienen más feldespato-K que las tardías, pudiéndose explicar ambas características mediante un aumento de la proporción de agua en el tiempo, tal como se vio anteriormente. No obstante hay que señalar la posible influencia de heterogeneidades en la composición del material inicial en el momento de fusión.

Los cálculos efectuados a título orientativo mediante todas las ecuaciones de fraccionación de SCHILLING y WINCHESTER (op. cit.) GAST (op. cit.) y SHAW (op. cit.), y empleando todos los coeficientes de partición apropiados encon-

trados en la literatura, así como suponiendo una mineralogía inicial anfibolítica (única que permite explicar los procesos de fraccionación anteriormente expuestos), y nos tantos por ciento de fusión como los antes indicados, son unánimes de indicar una composición química inicial (en cuanto a elementos traza) similar a la de una andesita continental tal como las descritas por HEDGE (1966) y HEIER et al. (1965), con unos valores de Rb y K/Rb en torno a 50 ppm y 360 respectivamente. Esto está en excelente acuerdo con las opiniones de RINGWOOD y GREEN (1966) WYLLIE (1971) y PRESNALL y BATEMAN (op. cit.), quienes hablan de una corteza inferior compuesta por los equivalentes metamórficos de rocas calcoalcalinas (andesíticas o ligeramente más félsicas).

Contenidos superiores de Rb en el material inicial son contradictorios, tanto con los datos de isótopos del Sr (PRIEM et al., 1970), como con los conocimientos acerca del comportamiento geoquímico de dichos elementos en procesos corticales (SHAW, 1968) (SIGHINOLFI, 1969).

Por otra parte, contenidos inferiores de los elementos considerados, obligan a suponer un mecanismo aún más fraccionante que el propuesto, el cual sólo podría conseguirse mediante una mineralogía absurda (en el sentido de mayor cantidad de biotita muy empobrecida en los elementos que típicamente se coordinan en su red); o bien reduciendo el % de fusión, lo cual resulta difícil de suponer a la vista del gran volumen de rocas calcoalcalinas que se observa en la realidad.

Las condiciones termodinámicas del proceso de fusión vienen fijadas por el límite superior del campo de estabilidad de la biotita, y el inferior de la hornblenda (para condiciones deficitarias en agua). Los diagramas obtenidos por GREEN (1972) y PIWINSKII (1975) (Figs. 17 y 18) dan resultados muy próximos, en torno a valores de 9 Kb y 900°C.

Un problema serio que se plantea a la hora de intentar explicar todos los términos de la serie calcoalcalina precoz mediante el mismo proceso de fusión parcial, es el de que las evidencias de campo muestran que las rocas con un carácter fémico más pronunciado son las antiguas, mientras que lo lógico es que ocurriera al revés, puesto que responderían a una fusión de más alta temperatura. Este obstáculo también ha sido puesto de manifiesto por PRESNALL y BATEMAN en Sierra Nevada, no habiéndose llegado a una conclusión satisfactoria.

A modo de ver del autor, y hasta que no se posean datos que permitan una interpretación más precisa, la explicación hay que buscarla en el rendimiento de la separación sólido-líquido, tanto menor cuanto mayor sea la proporción de materia sólida en el "mush"; en otras palabras, en los primeros momentos de fusión; dependiendo también de la densidad de las fases sóli-

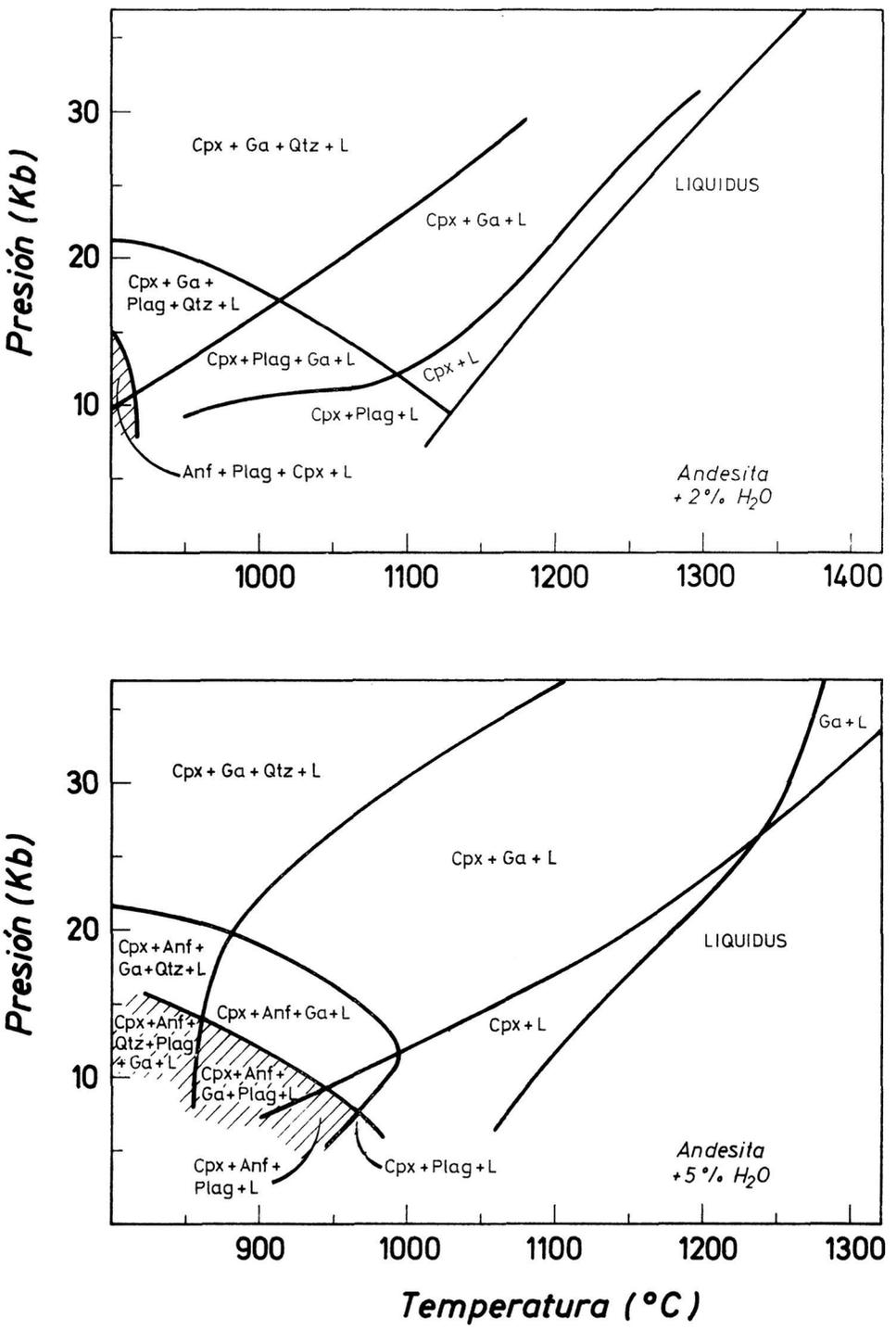


FIG. 17

Diagrama de estabilidad de fases en un material andesítico a diferentes contenidos de H_2O (GREEN, 1972). *El área rayada representa la probable zona de fusión de las rocas calcoalcalinas*

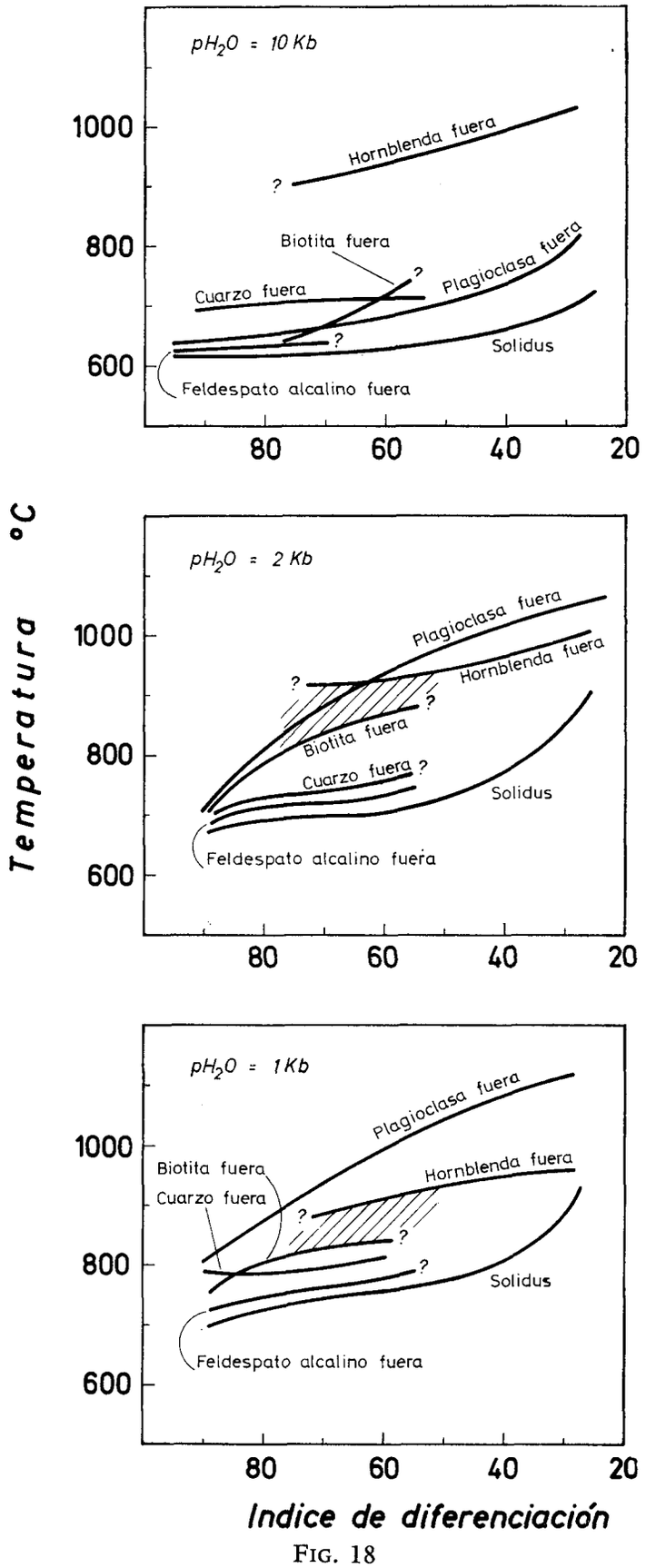


FIG. 18

Diagrama de estabilidad de distintas fases minerales en función del índice de diferenciación y a diversas condiciones de pH_2O, según PIWINSKII (1975). *El área rayada representa la probable zona de fusión de la serie calcoalcalina*

das, así como de la cantidad de agua presente en el fundido, capaz rebajar la viscosidad de éste.

Por esto, no resulta absurdo suponer que los magmas originados en los primeros momentos de fusión tiene un carácter parcialmente líquido, que va aumentando progresivamente a favor del líquido a medida que la fusión es más intensa. El carácter máfico de los primeros magmas vendría dado en función de las fases sólidas que llevasen en suspensión.

A este respecto es necesario señalar que la composición mineralógica de los grupos Ia y Ic en la que coexisten hornblenda y clinopiroxeno con grandes cantidades de feldespato potásico, no se presta a ser explicada con claridad mediante un proceso de cristalización normal. Por otra parte, puede resultar significativo el que las rocas calcoalcalinas con carácter más fémico sean más abundantes en la serie precoz que en la tardía, cuando se ha visto que la cantidad de agua que interviene en los fundidos debe de ser mayor en este último caso.

La monotonía de la composición de los términos granodioríticos —precoces por un lado, y tardíos por el otro— sugiere que el mecanismo de fusión poseía un carácter fraccional acusado en los momentos genéticos correspondientes.

En cuanto a las tonalitas de la serie tardía, las evidencias de campo indican que son simultáneas o ligeramente anteriores a las granodioritas. Las tonalitas anfibólicas presentan unas características que indican que guardan unas relaciones del mismo orden con las granodioritas que en el caso de la serie precoz. Sin embargo, las tonalitas biotíticas, tanto por su distribución espacial, siempre englobadas en las granodioritas y próximas al contacto con el encajante, como por su pequeño tamaño de grano, así como por sus características mineralógicas (UGIDOS, 1973) pueden representar un "chilled margin" dislocado y parcialmente reabsorbido a medida que progresó el movimiento ascensional de las masas granodioríticas. La existencia de dos grupos de tonalitas biotíticas, unas con altos valores de TiO_2, y otras con valores intermedios, pueden presentar el mismo fenómeno pero producido a profundidades diferentes, puesto que, por su mineralogía (UGIDOS, op. cit.) (CIVANTOS, 1974) se deduce que la biotita es el único mineral presente capaz de coordinar la mayor parte del Ti que dichas rocas poseen, y el contenido de Ti en las biotitas es representativo de la temperatura a que cristalizaron (ALBUQUERQUE, 1973).

Según todo lo expuesto, la serie calcoalcalina se origina por fusión parcial de un material anfibolítico, a condiciones de 9 Kb y 900°C, dejando un residuo en el que hay cantidades importantes de hornblenda y plagioclasa, junto con piroxeno o granate. Dicho residuo tendría una naturaleza similar a la de

una granulita hornbléndica, o bien afinidades pirigarníticas, en el sentido en que VOGEL (1967) emplea este término.

APENDICE

METODOLOGÍA ANALÍTICA

Los datos utilizados en el presente trabajo, han sido obtenidos a lo largo de varios años en el Laboratorio de Geoquímica del Dpto. de Petrología de la Universidad de Salamanca, empleando siempre el mismo esquema analítico, que, en líneas generales, consiste en lo siguiente:

Material fresco, en cantidades aproximadas de 10-15 Kgrs./muestra, se han triturado hasta granulometría inferior a 3 mm. en una quebrantadora RETCH con mandíbulas de acero enducerido. Previo cuarteo, la molienda analítica se ha llevado a cabo mediante un molino RETCH con tarros y bolas de ágata.

Los elementos mayores y menores se han determinado mediante A.A.S., siguiendo el método de BEA & POLO (in lit.) con la excepción del P_2O_5, analizado colorimétricamente sobre la misma disolución empleando la reacción de formación del complejo "azul de molibdeno".

El error analítico estimado es inferior al $\pm$ 1 % relativo en todos los casos, exceptuando al fósforo, cuyo error es del orden del $\pm$ 3 %.

Los elementos trazas también han sido determinados utilizando A.A.S. Para la puesta en disolución se ha seguido en líneas generales el esquema de ABBEY (1972). La supresión de interferencias y cadencias de patronaje han sido realizadas según un método desarrollado en nuestro laboratorio (BEA, in litt.). Los errores obtenidos son inferiores a los siguientes valores: Li y Rb 3 %; Sr 4 %; Ba 5 %.

Como Standards de comparación se han empleado: G-1, G-2, GA, GH, GSP-1, BCR-1, AGV-1, W-1, DR, PCC-1, Mica-Fe, Mica-Mg, BCS-375, BCS-376, BCS-269, GCS-267, BCS-309.

Las medidas de A.A.S. han sido realizadas en el espectrómetro de doble haz PYE UNICAM SP-1900.

Las determinaciones colorimétricas se han llevado a cabo en el espectrofotómetro monohaz UV, SHIMADZU Q-50.

BIBLIOGRAFIA

ABBEY, S. (1972): *Analysis of rocks and minerals by A.A.S.* Part IV: *A composite scheme for the less common alkali and alkaline-earth elements.* Geol. Surv. Canada, Pap., 70-32.

AHRENS, L. H.; PINSON, W. H.; KEARNS, M. M. (1952): *Association of Rubidium and Potassium and their abundances in igneous rocks and meteorites.* Geochim. Cosmochin. Acta, 2, 229-242.

ALBUQUERQUE, C. A. R. de (1971): *Petrochemistry of granitic rocks from Northern Portugal.* Geol. Soc. Amer. Bull., 82 (10), 2783-2798.

— (1973): *Geochemistry of biotites from granitic rocks, northern Portugal.* Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 1779-1802.

ARTH, J. G.; HANSON, G. N. (1972): *Quartz-diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths.* Contr. Mineral. Petrol., 37, 161-174.

BATEMAN, P. C.; DODGE, F. C. W. (1970): *Variation of major elements across the central Sierra Nevada batholith.* Geo. Soc. Amer. Bull., 81, 409-420.

BAYLEY, D. K. (1970): *Volatile flux, heat-focussing and the generation of magma.* En "*Mechanism of Igneous Intrusion*". Eds. Newall & Rast, Gallery Press. Liverpool.

BEA, F. (1975): Tesis doctoral. Univ. Salamanca.

BEA, F.; POLO, L. M. (in litt.): *Optimization of the silicate rocks decomposition method and determination of major elements by A. A. S.* Talanta.

BEA, F.; UGIDOS, J. M. (in litt.): *Granulitización geoquímica de los movilizados cordieríticos.*

BEA, F. (in litt.): *Chemical buffers and operational parameters in Rb, Ba, Sr, and Li determination by A. A. S.*

BESTWICK, A. E. (1973): *An experimental study of alkali metal distribution in feldspars and micas.* Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 183-208.

BEUS, A. A. (1964): *Distribution of Lithium in igneous rocks.* Geochem. Internat., 808-811.

CAPDEVILA, R.; FLOOR, P. (1970): *Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne.* Bol. Geol. Min., 80 (2/3), 215-225.

CAPDEVILA, R.; CORRETGÉ, L. G.; FLOOR, P. (1973): *Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique.* Bull. Soc. Geol. France, (7) 15, 209-228.

CIVANTOS, A. V. (1974): Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca.

CLIFFORD, T. N.; ROOKE, J. M.; ALLSOP, H. L. (1969): *Petrochemistry and age of the Franzfontein granitic rocks of Northern South West Africa.* Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 973.

CORRETGÉ, L. G. (1971): Tesis Doctoral. Univ. Salamanca.

DUPUY, C.; ALLEGRE, C. J. (1972): *Fractionement K/Rb dans les suites ignimbritiques de Toscane. Un example de rejuvénation crustal.* Geochim. Cosmochim. Acta, 36, 437-458.

EWART, A.; STIPP, J. (1967): In HEIER & BILLINGS (1972) "*Rubidium*". Handbook of Geochemistry. Ed. K. H. Wedepohl. Springer Verlag. Berlin.

FYFE, W. S. (1970): *Some thoughts on granitic magmas.* In "*Mechanism of Igneous Intrusion*". Eds. Newall & Rast, Gallery Press. Liverpool.

FYFE, W. S.; BROWN, G. C. (1972): *Granites past and present.* J. Earth Sci. Lett., 8, part 2.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1954): *Contacto entre granito y facies de los esquistos verdes en Perosín (Peñaparda, Salamanca).* Not. Com. I. G. M. E., 33.

— (1966): *Datos petrológicos de la Sierra de Gata (Cáceres).* Rev. Fac. Cien. Oviedo, vol. VII, núm. 1.

— (1972): *Memoria explicativa de la hoja de Gata (Cáceres).* I. G. M. E. Hoja núm. 573.

GAST, P. W. (1968): *Trace element fractionation and the origin of tholeitic and alkaline magma types.* Geochim. Cosmochim. Acta, 32, 1057-1086.

GREEN, T. H. (1972): *Cristallyzation of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions.* Contr. Mineral. Petrol., 34, 150.

GULSON, B. L. (1972): *The high-K diorites and associated rocks of the Yeoval Diorite Complex, N. S. W.* Contr. Mineral. Petrol., 35, 173-193.

GULSON, B. L.; LOVERING, J. F.; TAYLOR, S. D.; WHITE, A. (1972): *High-K diorites: their place in the calc-alkaline association and relation to andesites.* Lithos, 5, 269-279.

HART, S. R.; BROOKS, C. (1974): *Clinopiroxene-matrix partitioning of K, Rb, Cs, Sr, Ba.* Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 1797-1806.

HEDGE, C. E. (1966): *Variations in radiogenic Strontium found in volcanic rocks.* J. Geophys. Res., 71, 6119-6126.

HEIER, K. S.; ADAMS, J. A. S. (1964): *The geochemistry of alkali metals.* Phys. Chem. Earth., 5, 255-380.

HEIER, K. S.; BILLINGS, G. H. (1972): *Lithium.* In "*Handbook of Geochemistry*". Ed. K. H. Wedwpohl. Springer Verlag. Berlin.

HEIER, K. S.; CHAPPEL, B. W.: ARRIENS, P. A.; MORGAN, J. W. (1965): *The geochemistry of four Iceland basalts.* Norsk. Geol. Tidsskr.,46, 427-437.

HURLEY, P. H.; HUGHES, T. D.; FAURE, H.; FAIRBAIN, H. W.; PINSON, W. H. (1962): *Radiogenic Strontium - 87 model of continent formation.* J. Geophys. Res., 67, 5315-5334.

HYNDMAN, D. W. (1972): *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks.* McGraw-Hill. New York.

JAKES, P.; SMITH, I. E. (1970): *High potassium calc-alkaline rocks from Cape Nelson, Eastern Papua.* Cont. Mineral. and Petrol., 28, 259-271.

JAKES, P.; WHITE, A. R. J. (1969): *Structure of the Melanesian arc and correlation with distribution of magma types.* Tectonophysics, 8, 223-236.

JOPLIN, G. A. (1958): *Basic and ultrabasic rocks near Happy Jacks and Tumut Pond. In the Snowy Mts. of N. S. W.* J. Roy. Soc. N. S. Wales., 91, 120-141.

KORRINGA, M. K.; NOBLE, D. C. (1971): *Distribution of Ba and Sr between plagioclase feldspar and igneous Melt.* Earth. Planet. Sci. Lett., 6, 191.

LARSEN, E. S. Jr. (1948): *Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore and San Luis Rey quadrangle, Southern California.* Geol. Soc. Am., 29, 182 p.

LEE, D. E.; VAN LOENEN, R. E. (1971): *Hybrid granitoid rocks of the Southern Snake Range, Nevada.* U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 668, 48 p.

LEWIS, J. D.; SPOONER, Ch. M. (1973): *K/Rb rations in Precambriam granulite terranes.* Geochim. Cosmochim. Acta, 37, 1111-1118.

LEUTWEIN, F.; SAUPE, F.; SONET, F.; COUYX, E. (1970): *Première mesure géochronologique en Sierra Morena. La granodiorite de Fontanosas (Province de Ciudad Real, Espagne).* Geol.. En. Mijnbow., 49, 297-304.

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F. (1974): Tesis Univ. de Salamanca.

MENDES, F. (1968): *Contribution à l'etude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal.* Bol. Mus. Lbs. Min. Geol. Fac. Sci. Lisboa.

MENDES, F.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; FERNÁNDEZ SANTÍN, S. (1972): *L'âge de quelques granites de la Sierra de Guadarrama. (Système Central Espagnol).* Rev. Fac. Cien. Lisboa, 17, 345-365.

NAGASAWA, H.; SCHELTZLER, C. C. (1971): *Partitioning of rare earth, alkali and alkaline earth elements between phenocryst and acidic igneous magma.* Geochim. Cosmochin. Acta, 35, 953-968.

NOCKOLDS, S. R. (1954): *Average Chemical composition of some igneous rocks.* Bull. Geol. Soc. America., 65, 1007-1032.

NOCKOLDS, S. R.; ALLEN, R. (1953): *The geochemistry of some igneous rock series.* Geochim. Cosmochin. Acta, 4, 105-142.

— (1954): *The geochemistry of some igneous rocks series.* Part. II. Geochim. Cosmochin. Acta, 5, 245-285.

— (1956): *The geochemistry of some igneous rocks series.* Part. III. Geochim. Cosmochim. Acta, 9, 34-77.

OEN ING SOEN (1970): *Granite intrusión, Folding and Metamorphism in Central Northern Portugal.* Bol. Geol. Min. Esp., 81 (2/3), 271-298.

PETERMAN, Z. E.; HEDGE, C. E.; COLEMAN, R. G.; SNAVELY, P. D. Jr. (1967): *Sr^{86}/Sr^{87} Ratios in some eugeosynclinal sedimentary rocks and their bearing on the origin of granitic magma in orogenic belts.* Earth. Planet. Sci. Letters, 2, 433-439.

PHILPOTTS, J. A.; SCHELTZLER, C. C. (1970): *Phenocryst-matrix partition coefficients for K, Rb, Sr, and Ba with applications to anorthosite and basat genesis.* Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 307-322.

PIWINSKII, A. J. (1975): *Experimental studies of granitoid rocks near the San Andres faulth zone in the Coat Range and Mojave desert, California.* Tectonophysics, 35, 217.

PRESNALL, D. C. (1969): *The geometrical analysis of Partial Fusion.* Am. J. Sci., 267, 1178-1194.

PRESNALL, D. C.; BATEMAN, P. C. (1973): *Fusion Relations in the System $NaAlSi_3O_8$-$CaAl_2Si_2O_8$-$KalSi_3O_8$-SiO_2-H_2O and Generation of Granitic Magmas in the Sierra Nevada Batholith.* Bull. Geol. Soc. Am., 84, 3181-3202.

PRIEM, H. N. D.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. H.; HEBEDA, E. M. (1970): *Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Westren Iberian Peninsula.* Eclog. Geol. Helvet., 63, 255-274.

PRINZ, M. (1967): *Geochemistry of basaltic rocks: Trace elements.* En *"The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition"*. Ed. H. H. Hess y A. Poldervart. Interscience Publishers. New York.

RINGWOOD, A. E.; GREEN, D. H. (1966): *Petrological nature of the stable continental crust.* En *"The Earth Beneath the Continents"*. Eds. J. S. Steinhart y T. J. Smith. Geophys. Monograph. 10, Am. Geophys. Union. Washington. D. C.

SHAW, D. M. (1968): *A review of K-Rb fractionation by covariance analysis.* Geochim. Cosmochim. Acta., 32, 485-513.

SHAW, D. M. (1970): *Trace element fractionation during anatexis.* Geochim. Cosmochin. Acta, 32, 237-243.

SHEINMAN, Y. M. (1971): *Tectonics and the formation of magmas.* Consultants Bureau. New York.

SHILLING, J. C.; WINCHESTER, J. M. (1967): *Rare eart fractionation and the magmatic processes.* En *"Mantle of Earth and Terrestrial Planets"*. Ed. S. K. Runcorn.

SHIMIZU, N. (1974): *An experimental study of the partitioning of Kb, Rb, Cs, Sr and Ba between clinopyroxene and liquid at high pressures.* Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 1789-1796.

SIGHNOLFI, G. P. (1969): *K-Rb ratio in High Grade Metamorphism: A conformation of the Hypothesis of a Continual Crustal Evolution.* Contr. Mineral and Petrol., 21, 346-356.

TAYLOR, S. R. (1969): *Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. Proc.* Andesite Coference, Oregon Dept. Geol. Min. Ind. Bull., 65.

TAYLOR, S. R.; EMELEUS, C. H.; EXLEY, C. S. (1956): *Some anomalous K/Rb rations in igneous rocks and their petrological significance.* Geochim. Cosmochim. Acta, 7, 224-229.

TOWNEND, R. (9166): *The geology of some granite plutons from Western Connerama.* Co. Galway. Roy. Irish. Acad. Proc., 65, 167.

TUREKIAN, K. (1956): *The geochemistry of strontium.* Geochim. Cosmochin. Acta, 10, 145-196.

UGIDOS, J. M. (1973): Tesis. Univ. Salamanca.

— (1974a): *Características del Metamorfismo del área Béjar-Plasencia.* Bol. Geol. Min., 85 (1), 73-82.

— (1974b): *Metamorfismo y Granitización en el complejo metamórfico de Béjar-Barco de Avila-Plasencia. Petrogénesis de los granitos de tendencia alcalina.* Stvd. Geol., 8, 27-44.

VOGEL, D. E. (1967): *Petrology of an eclogite and pyrigarnite bearing polymetamorphic Rock. Complex at Cabo Ortegal, N. W. Spain.* Leidse. Geol. Meded., 40, 121-213.

WEIWEL, M. (1960): *Chemismus und Mineralzusammensetzung von Gesteinen der nördlichen Bergeller Massivs.* Schweiz.-Mineral. Petrog. Mittl., 40, 69.

(Recibido el 19 - VII - 76)

STVDIA GEOLOGICA, XI, 1976 (75-91)

NUEVOS FACTORES PARA EL ESTUDIO ESTADISTICO DE TURBIDITAS. APLICACION A LA FORMACION LECHADA (CARBONIFERO; CORDILLERA CANTABRICA)

L. LOBATO*

RESUMEN.—En este trabajo se explica un procedimiento experimental estadístico para el estudio de turbiditas. Se proponen algunos factores que permiten expresar la proximalidad o distalidad de los depósitos turbidíticos y la expresión gráfica de la variación de las características sedimentarias a lo largo de una serie turbidítica. Este procedimiento se aplica como ejemplo en la Formación Turbidítica Carbonífera de Lechada.

SUMMARY.—This paper tries to resolve a statistical experimental procedure to follow in the study of turbidites. Some factors are proposed which permit to express the proximality or distality of turbiditic deposits, and the graphic expression of the variations of the sedimentary charasteristics along a turbiditic sequence. This procedure has been applied to the study of the Lechada Carboniferous Turbiditic Formation.

INTRODUCCION

En la Zona Cantábrica del Macizo Herciniano Ibérico se han diferenciado varias unidades (JULIVERT, 1967) que se envuelven concéntricamente y que se caracterizan por los distintos espesores y facies de su Paleozoico, así como por su estructura tectónica. De éstas, la Región del Pisuerga-Carrión ocupa el interior del arco paleozoico y queda perfectamente individualizada por sus especiales características estratigráficas, paleontológicas y tectónicas. LOBATO (1974) ha dividido la Región del Pisuerga-Carrión en dos áreas: a) Area del Pisuerga-Rubagón, situada en el cuadrante SE de la Región y b) Area del Carrión-Yuso-Deva, que ocupa el resto de la Región (Fig. 1).

El Area del Carrión-Yuso-Deva presenta, como una de sus principales características estratigráficas, la existencia de secuencias turbidíticas carboníferas de gran espesor. Los materiales carboníferos depositados en ella con posterioridad a la discordancia de Curavacas (intra-Westfaliense B) consti-

* Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, León.

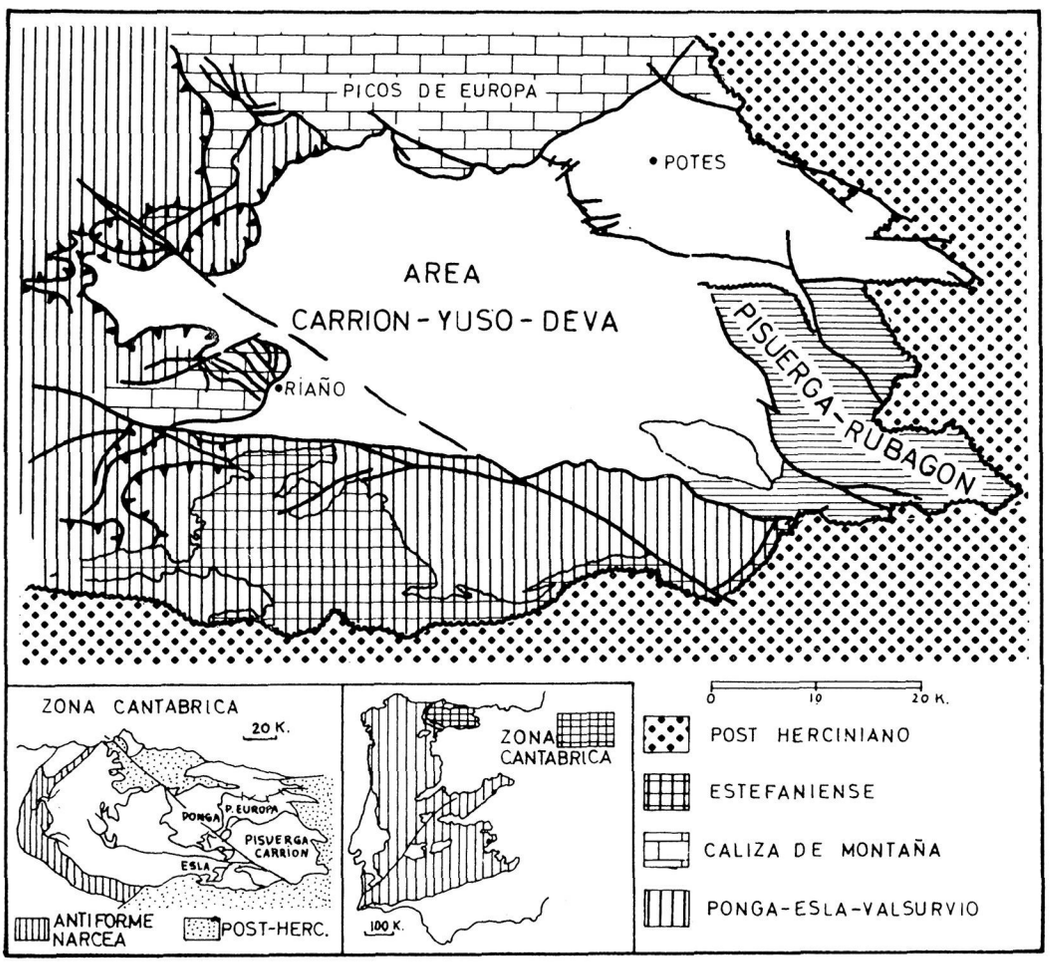


FIG. 1

tuyen, en términos generales, un flysch que presenta una facies conglomerática basal cuya importancia en espesor decrece en sentido E-O, pasando lateral y verticalmente a una facies (de tipo fundamentalmente turbidítico) constituida por una alternancia de grauwacas y lutitas. En niveles más altos presenta también intercalaciones calcáreas.

La facies conglomerática basal ha sido denominada "Conglomerado de Curavacas" (ORIOL, 1876) y datada como Westfaliense B Superior (WAGNER, 1960).

La facies de grauwacas y lutitas situada por encima, comprende varias unidades estratigráficas con fuertes cambios laterales en facies y espesor. El conjunto turbidítico situado inmediatamente por encima del Conglomerado de Curavacas ha sido denominado "Formación Lechada" (VAN VEEN, 1965) y se considera limitado superiormente por la Caliza de Panda, datada con fusulinas como Podolskiense Superior por M. LYS (Universidad de Orsay, París) (com. pers. en LOBATO, 1974).

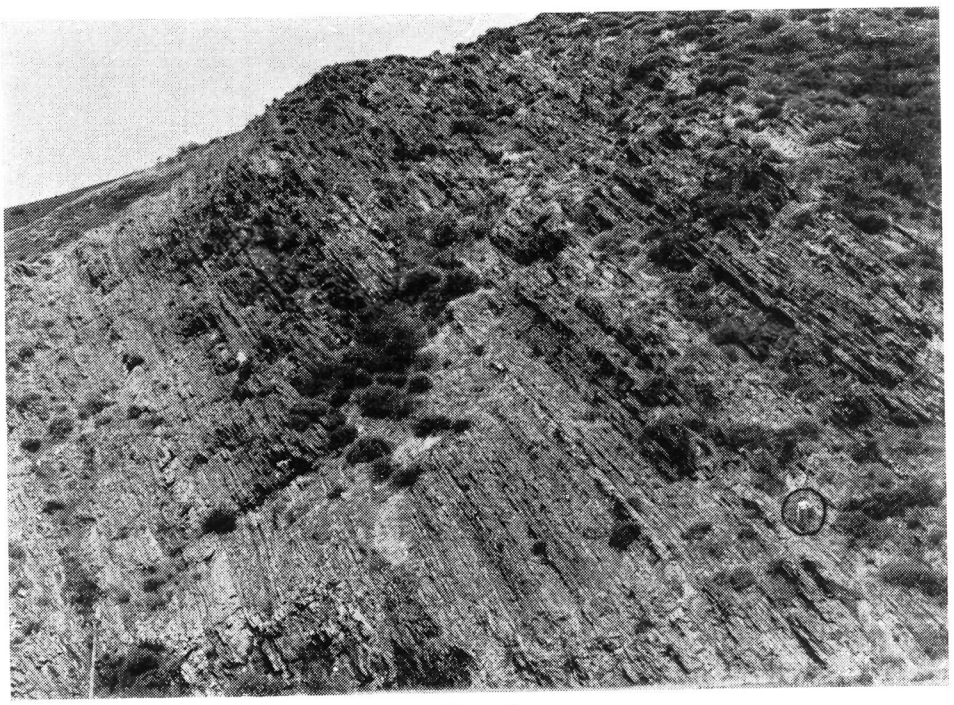


FIG. 2
Formación Lechada, vista general

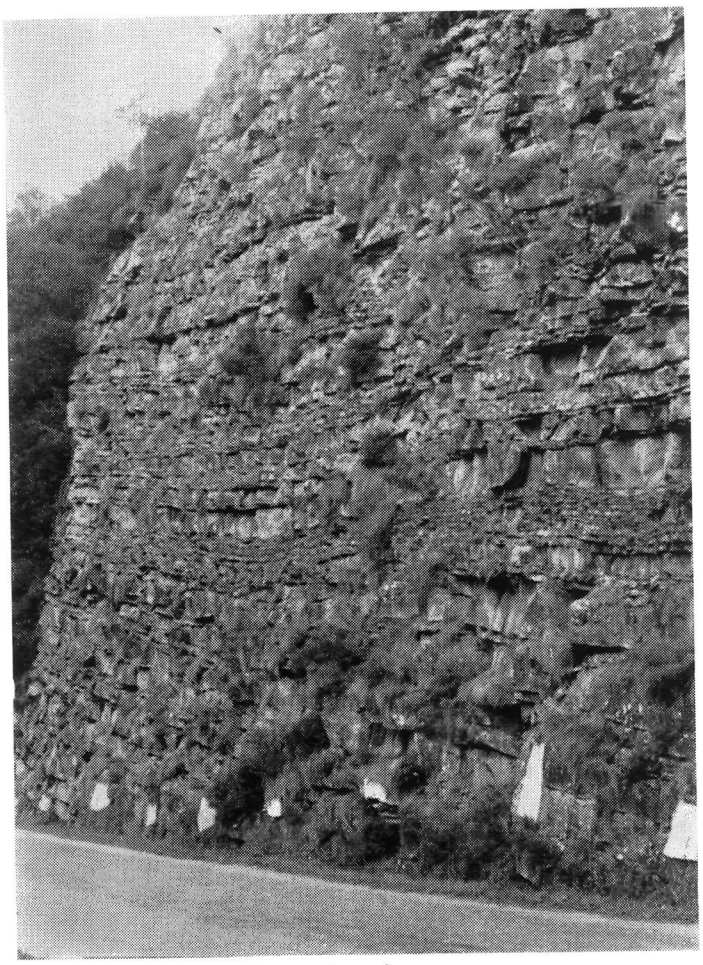


FIG. 3
F. Lechada, facies turbidítica proximal

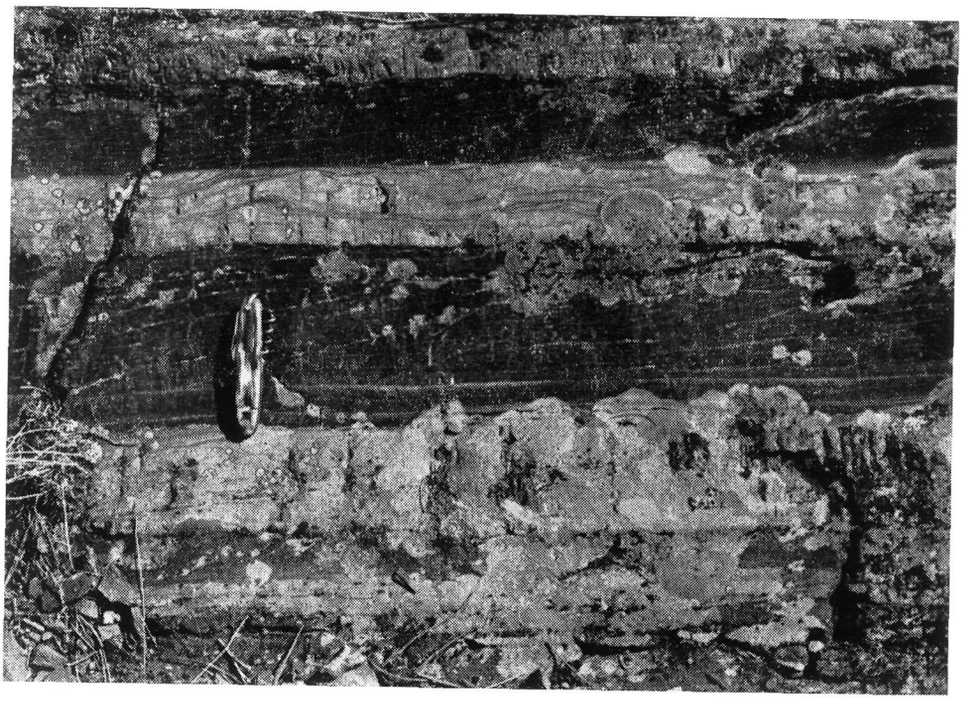


FIG. 4

F. Lechada, alternancia de divisiones C-E



FIG. 5

F. Lechada, convolutes

En este trabajo se hace un análisis cuantitativo de las características sedimentarias de la Formación Lechada, aplicando nuevos factores para el estudio estadístico de sus variaciones.

El mejor afloramiento de la Formación Lechada se encuentra en el núcleo del Sinclinal de Lechada, entre los kilómetros 40'7 y 42'5 de la carretera de Potes (Santander) a Riaño (León) y este ha sido el corte en el que se ha realizado este estudio.

La Formación Lechada está constituida por una alternancia rítmica de grauwacas y lutitas, con una sucesión de estructuras sedimentarias que se disponen según el modelo de facies turbidítica de BOUMA (1962) (Figs. 2, 3, 4 y 5).

Abundan también distintos tipos de marcas de corriente en los muros de las capas, las más frecuentes pertenecen a los tipos "groove" (Fig. 6) y "flute" (Fig. 7), los cuales se encuentran a veces asociados. Existen, asimismo, marcas de saltación, arrastre, etc. (Fig. 8). Todas las marcas de corriente presentan una dirección constante en el corte estudiado (Fig. 9).

Las pistas fósiles son poco frecuentes en general, pero en algunos estratos se hacen particularmente abundantes. Prescindiendo de las pistas de gusanos (burrows) no indicativas de medio, la mayor parte de las pistas fósiles encontradas indican una facies turbidítica de agua profunda (deep water). Entre las pistas halladas, T. P. CRIMES (Universidad de Liverpool, Inglaterra; com. pers.) ha identificado:

Helminthopsis

Palaeodictyon sp.

Chondrites sp.

Cosmorhaphe sp.

FACTORES DE PROXIMALIDAD-DISTALIDAD

Según BOUMA (1962), la fracción arenosa depositada por una corriente de turbidez puede ser dividida en tres partes, una inferior (A) con granoclasificación ("graded bedding"), una intermedia (B) con laminación paralela y una superior (C) con laminación entrecruzada ("ripple-cross lamination" o "current ripples").

En un ciclo turbidítico completo se situarían sobre éstos un nivel (D) con laminación paralela muy fina y un nivel lutítico (E). El nivel (D) estaría formado por laminaciones muy finas de limos y arcillas pero, dada la dificul-



FIG. 6

F. Lechada, marcas de corriente (tipo «groove»)



FIG. 7

F. Lechada, marcas de corriente (tipo «flute»)



FIG. 8

F. Lechada, marcas de corriente (tipos «groove» y «prod»)

tad de su reconocimiento en el campo, normalmente se incluye su espesor en el de (E) y se consideran ambos como interturbidita.

Por datos experimentales (KUENEN, 1964), se sabe que las corrientes de turbidez, en su movimiento a partir del área fuente, sufren una desaceleración gradual y depositan sedimentos cada vez más finos. Según esto, las turbiditas se han diferenciado en "proximales" y "distales" de acuerdo con la cercanía o alejamiento de su depósito respecto al área fuente.

WALKER (1967), relaciona las estructuras sedimentarias de una turbidita con la proximalidad o distalidad de su depósito por medio de un Indice ABC que llama P. Este factor P puede obtenerse de la ecuación: $P = A + \frac{B}{2}$, donde A y B representan los porcentajes de ciclos que empiezan por las divisiones (A) y (B) de BOUMA. El Indice ABC refleja el punto en la distribución de la velocidad de corriente en el cual comienza el depósito en cada localidad. Las turbiditas proximales y distales tienen, en general y respectivamente, valores de P altos y bajos.

CRIMES (1973) indica la posibilidad de expresar los espesores de las diferentes divisiones (A), (B) y (C) como un porcentaje del espesor total are-

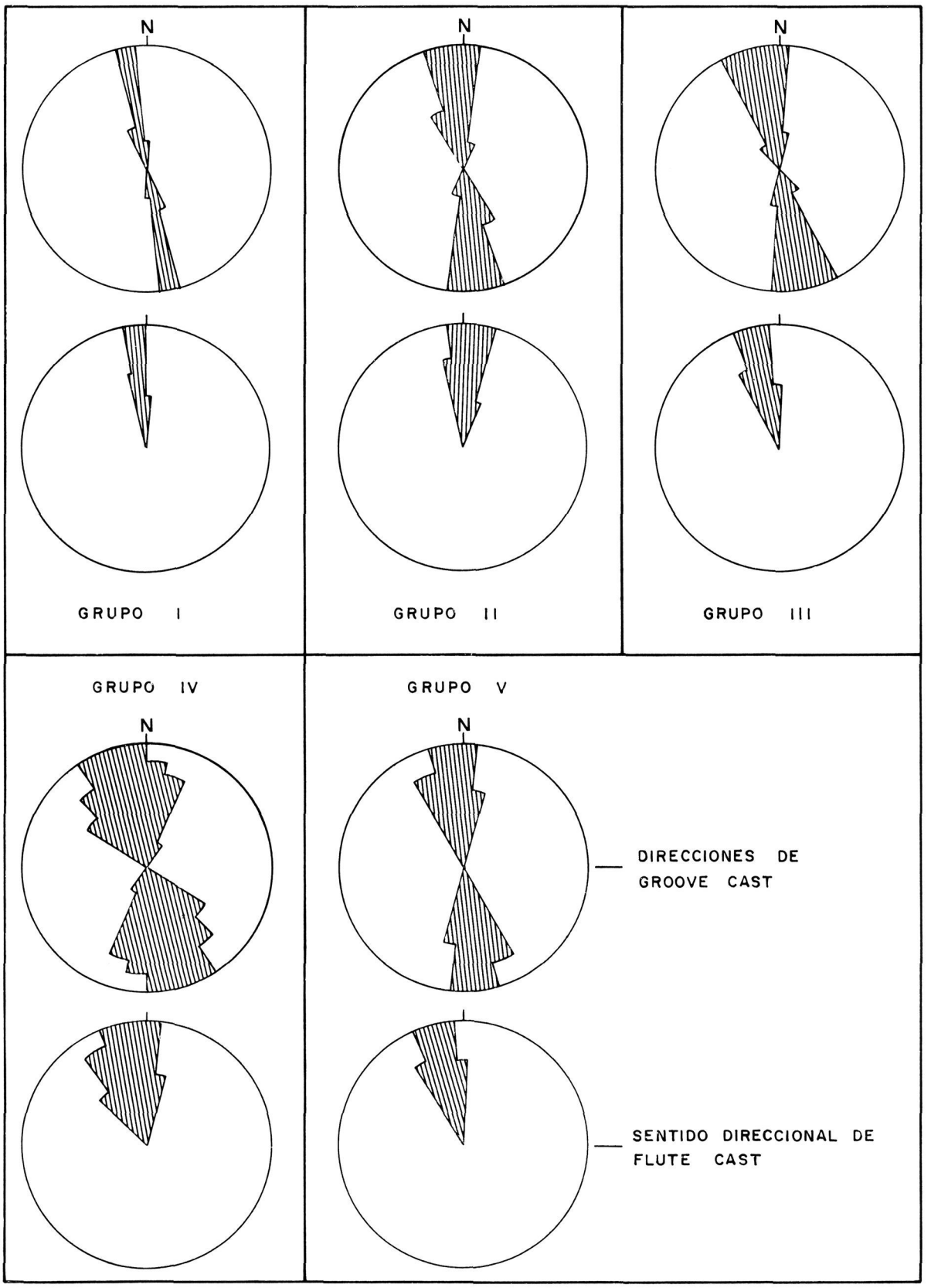


FIG. 9

Diagramas de orientación de marcas de corriente en el corte estudiado de la F. Lechada. El radio de cada círculo representa el número de las direcciones más frecuentes. Las demás direcciones medidas se expresan como porcentajes de ese número (150 a 200 direcciones medidas en cada grupo)

noso en cada ciclo turbidítico y considera que existe una semejanza o una relación entre esos porcentajes y el Indice ABC. La cantidad total de sedimento depositado puede ser función del volumen de sedimento incluido en la corriente de turbidez. Sin embargo, el volumen relativo de sedimento depositado en las distintas divisiones es una función de la distribución de la velocidad de la corriente más exacta que el índice ABC, ya que refleja de forma más completa la historia deposicional en ese lugar y no solo el punto en la distribución de la velocidad en el cual comenzó la sedimentación.

Este trabajo se propone la utilización de un factor PH que engloba las dos consideraciones anteriores, o sea en qué divisiones empieza la sedimentación en los distintos ciclos y qué volumen relativo de sedimento deposita en las distintas divisiones.

Para ello se parte de un previo factor H que se obtiene de la ecuación:

$$H = \frac{A + B}{T} \times 100$$

donde A y B son los espesores medios de las divisiones (A) y (B) de BOUMA y T el espesor medio de los ciclos considerados.

Según esto, el factor H expresa el porcentaje de espesor ocupado por las divisiones (A) y (B), e indica el volumen relativo de sedimento depositado en ellas. El porcentaje de espesor arenoso ocupado por la división (C) sería por tanto 100-H.

El factor H y el factor P de WALKER son porcentajes y entre ellos existe una evidente relación ya que se obtienen a partir de las mismas divisiones de BOUMA. El valor promedio de ambos es el factor PH, que por tanto engloba sus propiedades y representa de forma más completa la variación de las características sedimentarias en los distintos ciclos turbidíticos.

En otro orden de consideraciones, la secuencia de divisiones de un ciclo turbidítico puede también interpretarse en términos de régimen de flujo, por analogía con regímenes de flujo propuesto por SIMONS *et. al.* (1961). El cambio gradual de las estructuras sedimentarias presentes en las divisiones de un ciclo turbidítico sería el resultado de una disminución, también gradual, en el régimen de flujo de la corriente de turbidez transportadora de los sedimentos.

En términos generales, las divisiones (A) y (B) representan un régimen de flujo más alto y las (C), (D) y (E) uno más bajo, que incluso puede considerarse nulo en parte de la división (E).

El predominio de estructuras sedimentarias indicativas de un régimen de flujo más alto o más bajo, puede expresarse en términos de porcentaje de espesor mediante el factor F, que se obtiene de la ecuación:

$$F = \frac{(A + B) - (C + E)}{T} \times 100$$

siendo A, B, C y E los espesores medios de las respectivas divisiones de BOUMA y T el espesor medio de los ciclos considerados. El valor de F es positivo si el predominio corresponde al régimen de flujo alto y negativo si al bajo. Por tanto, F será predominantemente positivo en turbiditas proximales y negativo en distales.

EXPRESIONES NUMERICA Y GRAFICA

La explicación del método seguido se va a hacer tomando como ejemplo los valores hallados en cinco grupos de ciclos de la Formación Lechada. Estos cinco grupos se han elegido a intervalos aproximadamente regulares desde la base hacia el techo de la serie y en los niveles más típicos y representativos dentro del flanco Sur del Sinclinal de Lechada. Los cuatro grupos inferiores comprenden 100 ciclos y el quinto 78.

En cada uno de los grupos considerados se han medido de forma correlativa y a la escala de centímetros, los espesores de las divisiones (A), (B), (C) y (D + E = E) de BOUMA de cada ciclo turbidítico. Los valores obtenidos se han promediado, en este caso, en subgrupos de cinco ciclos. No obstante, aplicando el método a un gran número de cortes, puede utilizarse un orden de aproximación menor, promediando estadísticamente en subgrupos de mayor número de ciclos.

El conjunto de valores promedio obtenidos puede expresarse numéricamente en una "Tabla de Valores" o bien indicar gráficamente su variación a lo largo de la serie mediante "Curvas de Variabilidad".

Para la expresión numérica se va a utilizar, en este caso, una "Tabla de Valores" que consta de 15 columnas. En ella, las cuatro primeras contienen los espesores en centímetros de las divisiones de BOUMA, promediados en subgrupos de 5 ciclos. El resto de las columnas se obtienen a partir de las cuatro primeras y las cuatro últimas contienen los valores de los factores de proximalidad-distalidad utilizados (Tabla I, a y b).

La variación de las características sedimentarias a lo largo de una serie turbidítica puede expresarse también de forma gráfica mediante "Curvas de Variabilidad". Esta forma resulta más expresiva y directa, pero naturalmente se basa en los datos numéricos de la "Tabla de Valores".

Las curvas de variación de los datos y factores más importantes pueden representarse en un gráfico de conjunto (Fig. 10), lo cual permite una comparación entre sus variaciones respectivas.

Las curvas gráficas se obtienen situando en abscisas una numeración correlativa de los ciclos o grupos de ciclos medidos y en ordenadas el valor promedio de sus espesores o factores respectivos.

EXPRESIONES MATEMATICA Y ANALITICA

Si se construyen gráficas situando en ordenadas los valores del cociente de espesores Arenisca/Lutita de cada subgrupo de ciclos y en abscisas los valores respectivos de sus factores H, PH y F, se observa que los puntos intersección de las coordenadas correspondientes a cada subgrupo se sitúan aproximadamente sobre una línea o banda continua. Esta línea es una curva cuyas características funcionales son esencialmente las de una rama de hipérbola equilátera.

Como ejemplo representativo de estas características pueden tomarse las gráficas correspondientes al Grupo IV de los considerados en la Formación Lechada, en el cual el campo de valores alcanza una mayor amplitud (Fig. 11, a, b, c). Las curvas obtenidas son gráficas de funciones hiperbólicas cuya expresión analítica general es del tipo: $-xy=K$, siendo K un factor de excentricidad constante para cada curva.

La obtención del factor K definidor de cada curva es trabajosa y complicada si se hace a partir de los datos numéricos de la "Tabla de Valores". Sin embargo, es relativamente sencilla la confección, a la misma escala, de curvas patrón con una serie de valores determinados de K. El factor K, representativo de cada gráfica, puede obtenerse entonces por simple comparación con las curvas patrón, las cuales pueden dibujarse sobre papel transparente para mayor facilidad operativa.

Si al adaptar alguna de las curvas obtenidas y una curva patrón, no coincidieran los orígenes de coordenadas de ambos sistemas, habría que considerar dos nuevos factores de traslación según los ejes coordenados. La expresión analítica general se transforma en: $-(x-a)\,(y-b) = K$. Esta complicación puede salvarse reuniendo el factor K y los de traslación a y b en

NUMEROS		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
GRUPOS		ESPESORES MEDIOS DE LAS DIVISIONES (cms.)				Espesor medio de los ciclos(cm)	Espesor medio de arenisca	Espesor medio de pelita	Relac. espesores arenisca/pelita	PORCENTAJE DE CICLOS QUE EMPIEZAN POR LAS DIVISIONES:			P	H	PH	F
		A	B	C	D-E					A	B	C				
I	1-5	-	29	1	13	43	30	13	2'5	-	100	-	50	67	58	34
	6-10	-	1	1	19	21	2	19	0'1	-	40	60	20	8	14	-82
	11-15	-	1	4	11	16	5	11	0'4	-	20	80	10	8	9	-82
	16-2o	-	3	3	10	16	6	10	0'6	-	40	60	20	20	20	-58
	21-25	-	-	3	9	12	3	9	0'3	-	-	100	0	0	0	-100
	26-30	-	2	3	6	11	5	6	0'8	-	20	80	10	17	13	-65
	31-35	-	1	3	6	10	4	6	0'6	-	20	80	10	10	10	-80
	36-40	-	4	5	6	15	9	6	1'5	-	40	60	20	24	22	-50
	41-45	-	-	2	5	7	2	5	0'4	-	-	100	0	0	0	-100
	46-50	-	1	3	4	8	4	4	1	-	20	80	10	10	10	-80
	51-55	-	3	4	5	12	7	5	1'2	-	40	60	20	26	23	-46
	56-60	-	-	3	4	7	3	4	0'7	-	-	100	0	0	0	-100
	61-65	-	1	3	5	9	4	5	0'8	-	20	80	10	17	13	-65
	66-70	-	-	3	8	11	3	8	0'4	-	-	100	0	0	0	-100
	71-75	-	1	3	10	14	4	10	0'4	-	20	80	10	4	7	-91
	76-80	12	16	7	8	43	35	8	4'4	20	60	20	50	66	58	31
	81-85	-	4	4	7	15	8	7	1'1	-	40	60	20	26	23	-47
	86-90	-	-	9	7	16	9	7	1'3	-	-	100	0	0	0	-100
	91-95	-	2	5	6	13	7	6	1'2	-	40	60	20	15	17	-55
	96-100	-	9	1	10	20	10	10	1	-	80	20	40	46	43	-8
II	101-105	-	10	5	9	27	15	12	1'1	-	40	60	20	37	28	-25
	106-110	-	-	3	6	9	3	6	0'5	-	-	100	0	0	0	-100
	111-115	-	5	2	9	16	7	9	0'8	-	40	60	20	31	25	-36
	116-120	-	18	7	11	39	25	14	1'8	-	60	40	30	44	37	-11
	121-125	-	1	3	6	10	4	6	0'6	-	20	80	10	6	8	-88
	126-130	-	1	8	10	19	9	10	0'9	-	40	60	20	8	14	-85
	131-135	-	1	4	7	12	5	7	0'7	-	20	80	10	5	7	-89
	136-140	-	4	6	4	14	10	4	2'5	-	20	80	10	26	18	-47
	141-145	-	2	4	12	18	6	12	0'5	-	20	80	10	10	10	-80
	146-150	-	1	6	11	18	7	11	0'6	-	20	80	10	6	8	-86
	151-155	-	5	5	7	17	10	7	1'4	-	20	80	10	28	19	-42
	156-160	-	2	3	11	16	5	11	0'4	-	20	80	10	16	13	-67
	161-165	-	5	4	8	17	9	8	1'1	-	40	60	20	31	25	-37
	166-170	-	2	5	13	20	7	13	0'5	-	20	80	10	11	10	-76
	171-175	-	7	5	9	21	12	9	1'3	-	60	40	30	33	31	-34
	176-180	-	3	5	13	21	8	13	0'6	-	80	20	40	20	30	-58
	181-185	1	5	1	12	19	7	12	0'5	20	60	20	50	30	40	-37
	186-190	-	2	3	10	15	5	10	0'5	-	20	80	10	15	12	-70
	191-195	-	7	2	13	22	9	13	0'7	-	60	40	30	33	31	-36
	196-200	-	5	5	15	25	10	15	0'6	-	60	40	30	20	25	-61

TABLA Ia

		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
		A	B	C	D-E					A	B	C	P	H	PH	F
III	201-205	4	11	18	12	45	33	12	2'7	20	20	60	30	33	31	-33
	206-210	1	7	2	7	17	10	7	1'4	20	40	40	40	43	41	-12
	211-215	-	4	6	6	16	10	6	1'7	-	40	60	20	25	22	-48
	216-220	1	1	3	10	15	5	10	0'5	20	60	20	50	15	32	-68
	221-225	-	5	3	5	13	8	5	1'6	-	40	60	20	37	28	-24
	226-230	-	3	8	10	24	11	13	0'8	-	40	60	20	13	16	-73
	231-235	1	3	2	10	16	6	10	0'6	20	80	-	60	31	45	-36
	236-240	3	6	5	18	32	14	18	0'7	20	40	40	40	30	35	-39
	241-245	1	1	2	7	11	4	7	0'6	20	-	80	20	16	18	-67
	246-250	-	1	2	5	8	3	5	0'6	-	20	80	10	10	10	-80
	251-255	1	1	3	6	11	5	6	0'8	20	-	80	20	12	16	-74
	256-260	3	2	2	13	20	7	13	0'5	60	-	60	60	22	41	-52
	261-265	1	1	2	9	13	4	9	0'4	20	-	80	20	13	16	-71
	266-270	1	1	2	8	12	4	8	0'5	20	-	80	20	13	16	-73
	271-275	1	3	4	10	19	8	11	0'7	20	20	60	30	21	25	-56
	276-280	3	1	2	11	17	6	11	0'5	60	-	40	60	23	41	-52
	281-285	2	-	3	7	12	5	7	0'7	40	-	60	40	20	30	-59
	286-290	1	2	2	5	11	5	6	0'8	20	20	60	30	28	29	-42
	291-295	-	1	3	10	14	4	10	0'4	-	20	80	10	10	10	-78
	296-300	-	-	3	8	11	3	8	0'4	-	-	100	0	0	0	-100
IV	301-305	39	1	1	13	54	41	13	3'1	100	-	-	100	74	87	49
	306-310	33	4	1	9	47	38	9	4'2	100	-	-	100	80	90	61
	311-315	**68**	**-**	**-**	**6**	**74**	**68**	**6**	**11'3**	**100**	**-**	**-**	**100**	**91**	**95**	**83**
	316-320	46	-	-	25	71	46	25	1'9	100	-	-	100	64	82	41
	321-325	66	7	-	6	79	73	6	12	100	-	-	100	92	96	84
	326-330	50	20	-	8	78	70	8	9	100	-	-	100	89	94	77
	331-335	44	21	-	2	67	65	2	32	80	20	-	90	97	93	95
	336-340	29	12	-	3	44	41	3	14	80	20	-	90	94	92	80
	341-345	19	19	-	2	40	38	2	19	80	20	-	90	94	92	88
	346-350	5	10	1	5	21	16	5	3	40	60	-	70	77	73	55
	351-355	**14**	**6**	**2**	**21**	**43**	**22**	**21**	**1**	**80**	**20**	**-**	**90**	**46**	**68**	**-7**
	356-360	1	11	-	9	21	12	9	1'3	20	80	-	60	57	58	14
	361-365	4	7	4	29	44	15	29	0'5	20	40	40	40	25	32	-48
	366-370	1	10	4	10	25	15	10	1'5	20	60	20	50	45	47	-8
	371-375	-	8	6	28	42	14	28	0'5	-	80	20	40	19	29	-61
	376-380	-	10	11	19	40	21	19	1	-	80	20	40	25	32	-50
	381-385	-	12	11	13	36	23	13	1'7	-	60	40	30	33	31	-31
	386-390	-	8	5	17	30	13	17	0'7	-	60	40	30	25	27	-48
	391-395	-	15	8	24	47	23	24	1	-	80	20	40	31	35	-37
	396-400	-	10	9	19	38	19	19	1	-	40	60	20	25	22	-48
V	401-405	-	6	6	10	22	12	10	1'2	-	60	40	30	37	33	-25
	406-410	-	15	15	19	49	30	19	1'5	-	80	20	40	31	35	-37
	411-415	-	10	7	16	33	17	16	1	-	40	60	20	30	25	-37
	416-420	**-**	**2**	**7**	**8**	**17**	**9**	**8**	**1'1**	**-**	**40**	**60**	**20**	**14**	**17**	**-71**
	421-425	3	9	6	15	33	8	15	0'5	20	60	20	50	37	43	-24
	426-430	-	3	8	15	26	11	15	0'7	-	20	80	10	10	10	-79
	431-435	-	5	4	15	24	9	15	0'6	-	60	40	30	19	24	-60
	436-440	-	4	8	17	29	12	17	0'7	-	60	40	30	13	21	-73
	441-445	-	7	3	20	30	10	20	0'5	-	60	40	30	23	26	-53
	446-450	-	3	3	13	19	6	13	0'5	-	20	80	10	14	12	-70
	451-455	-	-	6	22	28	6	22	0'2	-	-	100	0	0	0	-100
	456-460	-	2	4	16	22	6	16	0'3	-	40	60	20	10	15	-78
	461-465	-	-	4	11	15	4	11	0'3	-	-	100	0	0	0	-100
	466-470	-	3	11	28	42	14	28	0'5	-	20	80	10	7	8	-85
	471-475	-	1	12	18	31	13	18	0'7	-	20	80	10	4	7	-92
	476-478	-	22	9	10	41	31	10	3	-	100	-	50	52	51	6

TABLA Ib

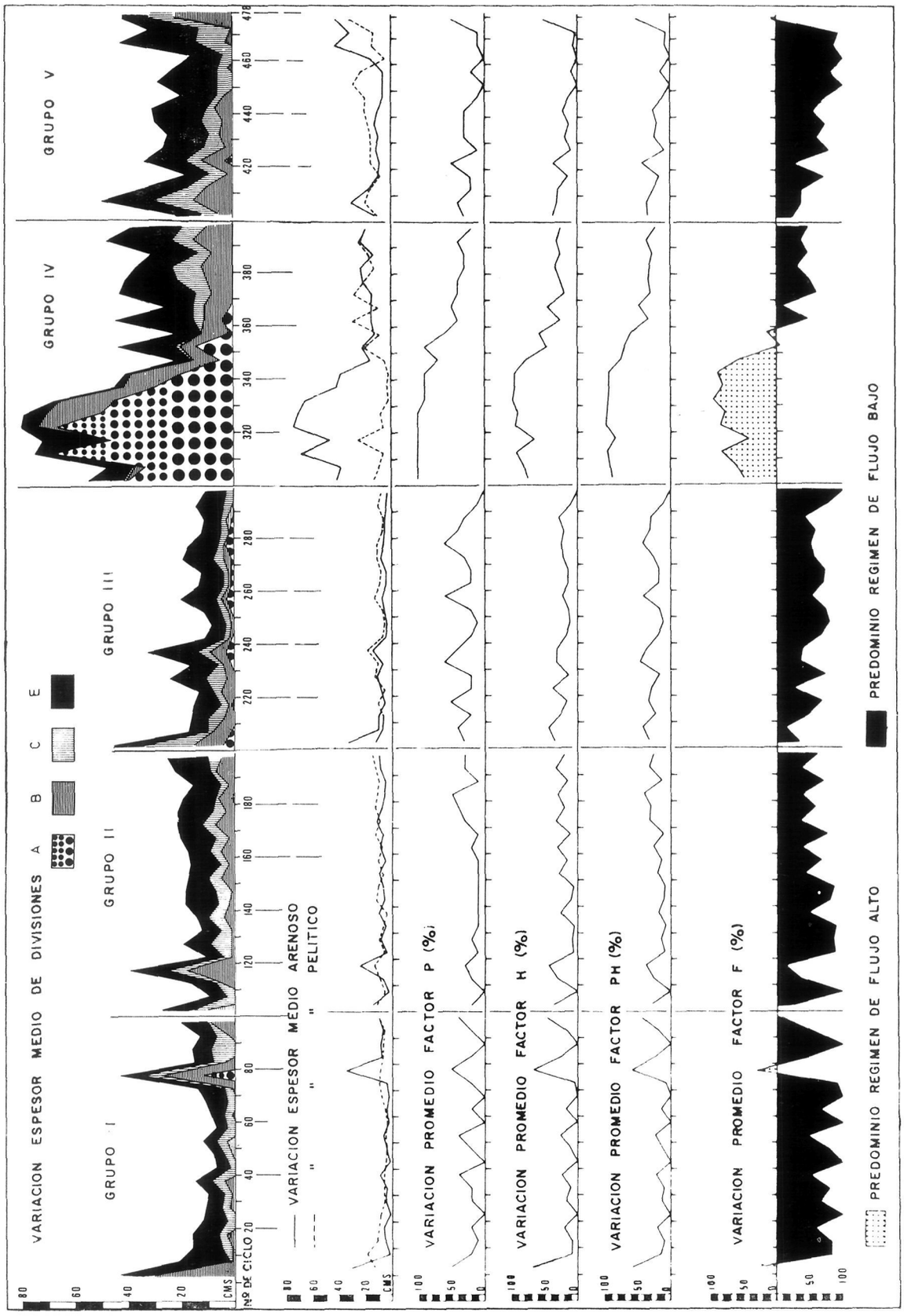

VARIACION ESPESOR MEDIO DE DIVISIONES A B C E
GRUPO I
GRUPO II
GRUPO III
GRUPO IV
GRUPO V
Nº DE CICLO
CMS
VARIACION ESPESOR MEDIO ARENOSO
" " " PELITICO
VARIACION PROMEDIO FACTOR P (%)
VARIACION PROMEDIO FACTOR H (%)
VARIACION PROMEDIO FACTOR PH (%)
VARIACION PROMEDIO FACTOR F (%)
PREDOMINIO REGIMEN DE FLUJO ALTO
PREDOMINIO REGIMEN DE FLUJO BAJO

FIG. 10

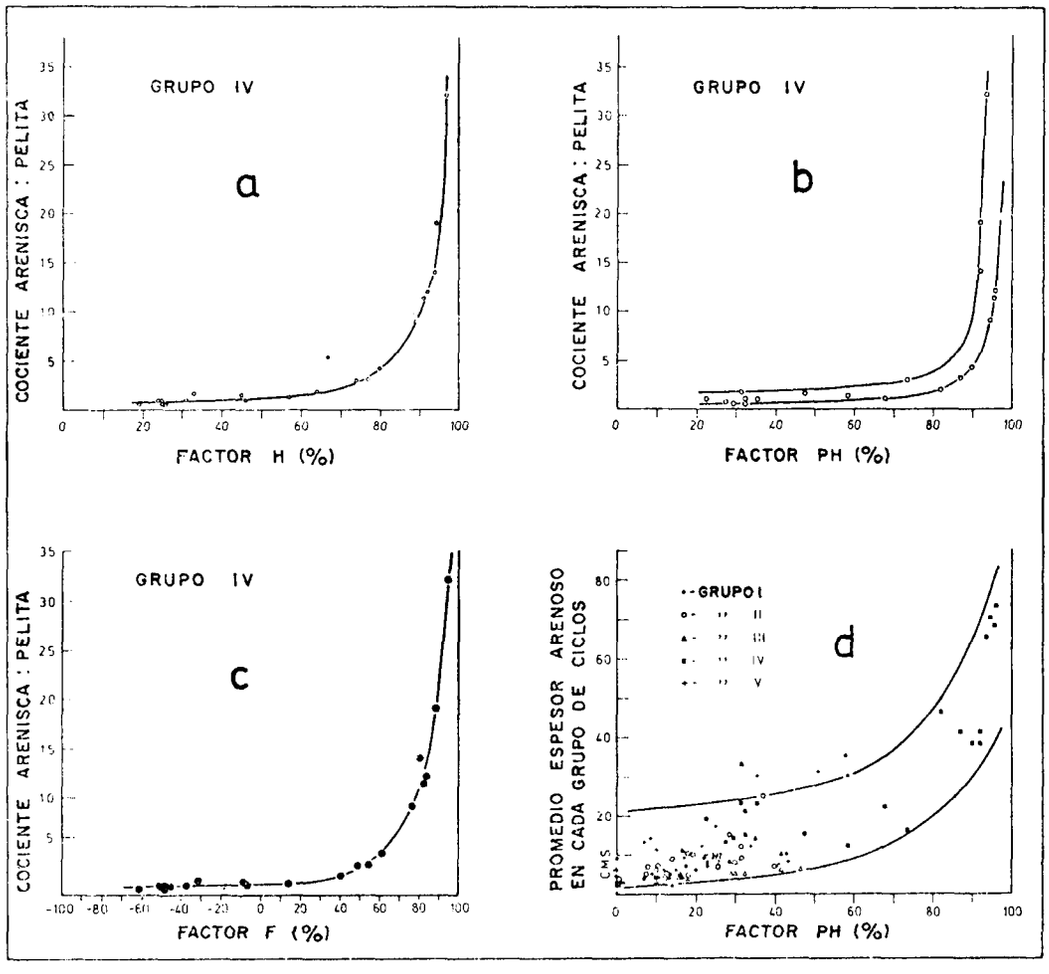


FIG. 11

uno solo "Z", mediante una simple integración definida de la función anterior:

$$Z = \int_{x_1}^{x_2} y \, dx = b \int_{x_1}^{x_2} dx - K \int_{x_1}^{x_2} \frac{dx}{x - a} = \left[bx - K \log_e (x - a) \right]_{x_1}^{x_2}$$

los valores de x_1 y x_2 pueden ser cualesquiera entre 0 y 100.

Los factores K y Z obtenidos a partir de las gráficas correspondientes a los anteriores PH y F permiten una definición numérica de grupos de turbiditas en la cual están implicadas todas las características sedimentarias y de régimen de flujo.

La principal utilidad del factor Z se basa en su fácil programación para Computador-Ordenador Aut. con vistas al estudio estadístico de turbiditas.

Grupos de turbiditas con un mismo valor para el factor Z puede considerarse que tienen unas características similares en conjunto. La variación de estas características de base a techo de una serie, puede comprobarse con ayuda de las gráficas de la figura 10, o bien numerando de forma correlativa los puntos de las gráficas de la figura 11.

Los puntos de la gráfica "d" de la figura 11, muestran la relación entre el factor PH y el espesor medio de la fracción arenosa en cada subgrupo. Considerando todos los grupos del ejemplo puede observarse que, con pocas excepciones, todos los puntos quedan incluidos en el interior de una banda limitada por dos curvas similares. Esta banda puede definir el concepto de ciclos normales o anormales, según el punto que los representa quede en el interior o en el exterior de ella. Las características y posición de los ciclos anormales pueden determinarse claramente en las gráficas de la figura 10. Asimismo, promediando las dos curvas que limitan la banda puede obtenerse una curva media que indicaría la relación "espesor arenoso/PH" más representativa de la serie turbidítica.

CONCLUSIONES

El nuevo factor PH propuesto puede representar, de forma más completa que otros índices, las características sedimentarias de una serie turbidítica. Su expresión gráfica en distintos cortes de una misma serie, permite determinar los cambios laterales y verticales. Asimismo, puede servir para comparar series turbidíticas distintas.

El factor F puede tener una aplicación principalmente gráfica, acompañando a columnas estratigráficas y señalando en las distintas zonas el predominio de estructuras sedimentarias indicativas de un régimen de flujo más alto o más bajo.

La expresión matemática y analítica de estos factores facilita el estudio estadístico de turbiditas al incluir gran cantidad de datos basados en sus características estratigráficas y permitir su programación para ordenadores electrónicos. Esto puede ser de gran utilidad para el estudio sistemático de amplias cuencas sedimentarias con depósitos turbidíticos.

BIBLIOGRAFIA

BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of some Flysch Deposits.* Amsterdam, Elsevier Publ. Co., 168 pp.

CRIMES, T. P. (1973): *From limestones to distal turbidites: A facies and trace fossil analysis in the Zumaya flysch (Paleocene-Eocene), N. Spain.* Sedimentology, 20, 105-131.

CRIMES, T. P.; MARCOS, A. & PÉREZ-ESTUN, A. (1974): *Upper Ordovician turbidites in Western Asturias: A facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations.* Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol., 15, 169-184.

JULIVERT, M. (1967): *La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del manto del Ponga.* Trabajos de Geología, 1, 59-76; Oviedo.

KUENEN, P. H. (1964): *Deep-sea sands and ancient turbidites.* Develop, in Sediment., 3, 3-33.

KUENEN, P. H. (1967): *Emplacement of Flysch-type sandbeds.* Sedimentology, 9, 203-243.

LOBATO, L. (1974): *Estratigrafía y tectónica del área del Carrión-Yuso-Deva (Región del Pisuerga-Carrión, Cordillera Cantábrica, España).* Tesis Doctoral, 303 pp., 56 figs., 110 láms., 1 mapa; Univ. Oviedo.

MAAS, K. (1974): *The geology of Liébana, Cantabrian Mountains, Spain; Deposition and Deformation in a flysch area.* Leid. Geol. Med., 49, 379-465.

MARTÍNEZ-GARCÍA, E.; CORRALES, I. y CARBALLEIRA, J. (1971): *El flysch carbonífero de Pendueles (Asturias).* Trabajos de Geología, 3, 277-283; Oviedo.

NEDERLOF, F. H. (1959): *Structure and sedimentology of the Upper Carboniferous of the upper Pisuerga valleys, Cantabrian Mountains, Spain.* Leid. Geol. Med., 24, 603-703.

ORIOL, R. (1876): *Descripción geológico industrial de la cuenca hullera del río Carrión de la provincia de Palencia.* Bol. Com. Map. Geol. España, 3, 137-168.

SAVAGE, J. F. (1967): *Tectonic analysis of Lechada and Curavacas synclines, Yuso basin, León, NW Spain.* Leid. Geol. Med., 39, 193-247.

SIMONS, D. B.; RICHARDSON, M. L. & ALBERTSON, E. V. (1961): *Flume studies using medium sand (0,45 mm.).* U. S. Geol. Surv., Water Supply Papers, 1498 A, 1-76.

VEEN, J. VAN (1965): *The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño Area, Cantabrian Mountains, NW Spain.* Leid. Geol. Med., 35, 45-104.

VIRGILI, C. y CORRALES, I. (1968): *Observaciones sobre el flysch carbonífero de la playa de San Pedro (Asturias).* Brev. Geol. Astúrica, 12 (1), 5-8; Oviedo.

WAGNER, R. H. (1960): *Middle Westphalian floras from Northern Palencia (Spain).* Est. Geol., 16 (2), 55-92; Madrid.

— (1970): *An Outline of the Carboniferous Stratigraphy of Northwest Spain.* Congrès et Colloques Univ. Liège, 55, 429-463.

WAGNER, R. H. & MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (1974): *The relation between geosynclinal folding phases and foreland movements in NW Spain.* Stvd. Geol., 7, 131-158; Salamanca.

WALKER, R. G. (1967): *Turbidite sedimentary structures and their relationship to distal and proximal depositional environments.* J. Sedim. Petrol., 37, 25-43.

— (1970): *Review of the geometry and facies organization of turbidites and turbidite-bearing basins.* Spec. Pap. Geol. Ass. Can., 7, 219-251.

(Recibido el 14 - IX - 76)

STVDIA GEOLOGICA, XI, 1976 (93-108)

ESTRATIGRAFIA DEL CRETACICO SUPERIOR CALCAREO EN EL BORDE OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE CAMEROS (Burgos-Soria)

ISABEL VALLADARES*

RESUMEN.—Esta nota es un estudio litoestratigráfico del Cretácico superior calcáreo del borde occidental de la Cuenca de Cameros. El levantamiento de siete perfiles permite distinguir cuatro unidades litológicas, de cada una de las cuales se da un corte tipo con sus variaciones laterales y verticales. Estas unidades son perfectamente identificables en toda la región. Se realiza la correlación de los diferentes perfiles y la interpretación paleogeográfica del borde de la cuenca desde la transgresión cenomanense hasta el final del Cretácico.

SUMMARY.—This paper deals with the iithostratigraphical study on calcareous Upper Cretaceous in the east margin of the Cameros Basin. Seven sections have been made and the data obtained reveal the presence of four lithological units of regional extension. A type-section of each unit is showed establishing their vertical and lateral changes. The correlation among all sections and the paleogeographical construction in this margin of the Basin since the Cenomanian transgression until the end of Cretaceous is carried out.

INTRODUCCION

La región objeto de este estudio está localizada (Fig. 1) en el SE de la provincia de Burgos en su mayor parte, mientras que una pequeña parte pertenece al occidente de la provincia de Soria, ocupando en total, parte de ocho hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1/50000.

Geológicamente está situada al SE del macizo paleozoico de la Sierra de la Demanda y al E y N de la cuenca terciaria del Duero, formando el borde occidental de la Cuenca de Cameros.

Los materiales que se estudian pertenecen al Cretácico superior calcáreo, y constituyen alineaciones de dirección NW-SE. Estas alineaciones forman el borde occidental y meridional de la cuenca mesozoica de Cameros y tienen siempre como yacente los materiales detríticos de la "facies Utrillas".

* Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias. Salamanca.

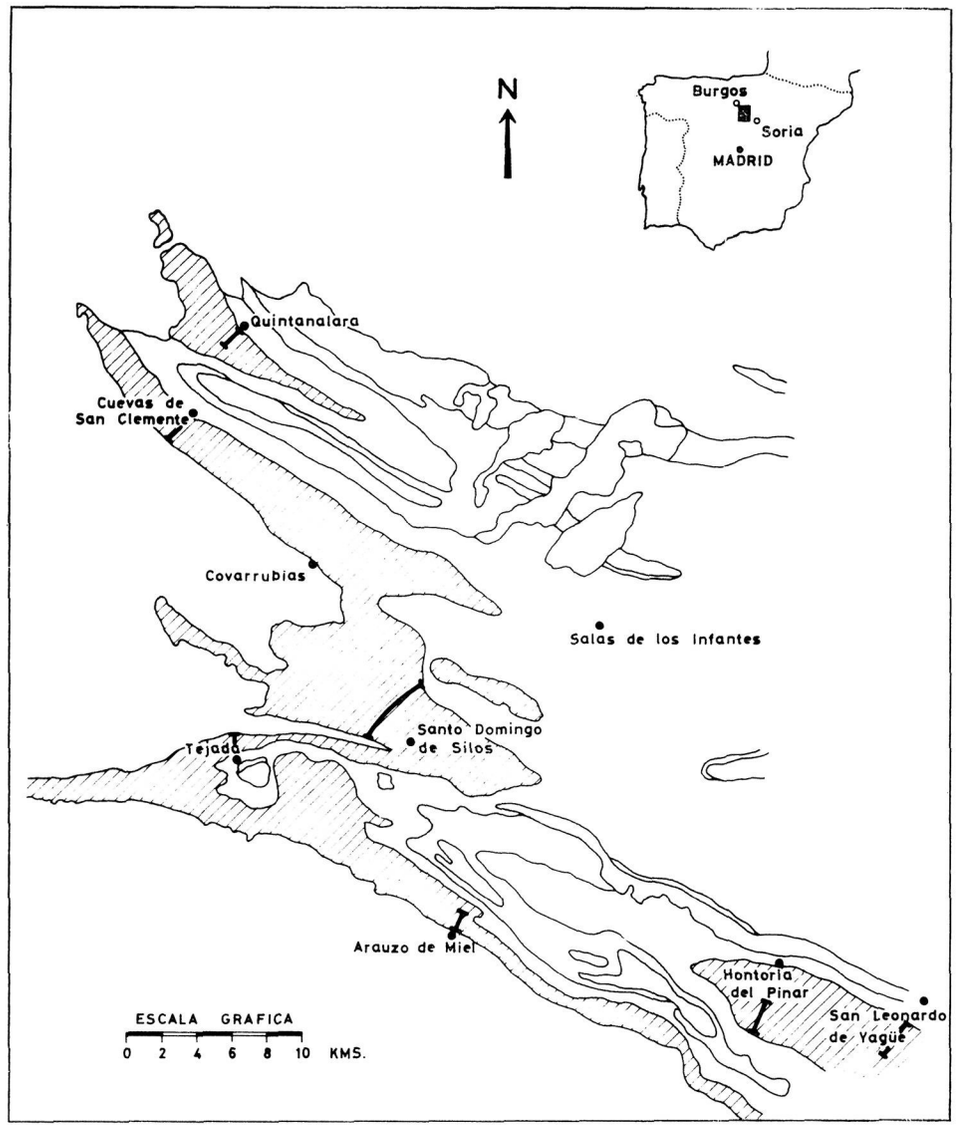


FIG. 1

Situación geográfica. Distribución de afloramientos del Cretácico superior calcáreo y situación de los cortes realizados

Los primeros datos bibliográficos sobre el Cretácico superior calcáreo de esta región son de índole paleontológica, en los que CALDERÓN (1874) cita la presencia de fósiles del Cretácico superior en Castroceniza. Posteriormente LARRAZET (1896) aporta nuevos datos estratigráficos y paleontológicos. Son de interés en el estudio del Cretácico terminal los trabajos de SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1921, 1922, 1923) y SAN MIGUEL DE LA CÁMARA & COLOM (1947).

A partir de 1950, es cuando aparece la cartografía geológica a escala 1/50000 existente sobre esta región, toda ella debida a SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1950, 1952, 1953, 1954), aportando este autor no sólo datos carto-

gráficos, sino también lito- y bioestratigráficos que le permiten diferenciar los distintos pisos del Cretácico, hasta el Campaniense y posiblemente el Maestrichtiense, aunque con límites imprecisos por la semejanza litológica. Un trabajo de gran interés es debido a WIEDMANN (1964) que establece una detallada división del Cretácico superior de la región basada en ammonoideos, lo cual le permite llegar a reconocer algunas lagunas dentro de la serie por ausencia de varias zonas. Son también de interés aunque de carácter local los trabajos de GUTIÉRREZ ELORZA (1969) y MORILLO & MELÉNDEZ (1972).

ESTRATIGRAFIA

Generalidades

El Cretácico superior calcáreo aparece en toda la región sobre los materiales detríticos de la "facies Utrillas", aparentemente en concordancia con ellos (Fig. 2).

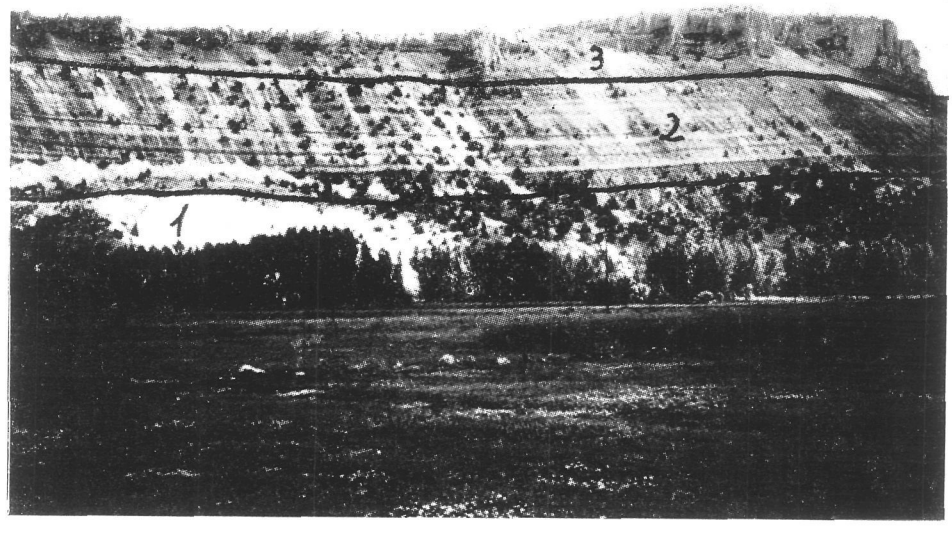


FIG. 2

Vista parcial del Cretácico superior en Hortigüela. 1. *Arenas de la facies Utrillas.* 2. *Alternancia de margas y calizas.* 3. *Calizas bioclásticas y calizas masivas*

Basándose en los caracteres litológicos se diferencian cuatro unidades perfectamente reconocibles, pero cuyos límites cronoestratigráficos son difíciles

de establecer en muchos puntos, debido a la escasez o ausencia de fauna característica.

Unidades litológicas

De las observaciones realizadas en el campo así como del estudio detallado de cinco cortes completos y dos parciales de todo el Cretácico superior calcáreo (Fig. 6), se han podido diferenciar cuatro unidades.

I. *Alternancia de margas y calizas.*—El corte tipo ha sido tomado en Cuevas de San Clemente (Fig. 1) por la carretera local que une dicha localidad con Mecerreyes a partir del km. 27,5, aproximadamente. De muro a techo pueden observarse los siguientes niveles:

Yacente: Arenas de la facies Utrillas.

1,5 m Caliza arenosa de color ocre con microfauna, estratificada en bancos de 25-30 cm, pero con aspecto muy roto.

25 m Margas de color ocre.

4 m Caliza arenosa glauconítica con alguna intercalación margosa, con fauna de exogiras y gasterópodos. Se presenta estratificada en bancos de unos 40 cm, con planos de estratificación difusos y ondulados.

15 m Margas ocres.

12 m Alternancia de margas ocres y calizas micríticas algo arenosas; las primeras se presentan con una potencia que varía de 2,5-4 m, mientras que las calizas suelen tener de 0,5-1m de espesor. Contienen gran cantidad de fauna, predominando ostreidos, que presentan gusanos incrustados, turritélidos y otros gasterópodos; son frecuentes asimismo los "burrows". Hacia la parte superior toda la fauna disminuye de tamaño, llegando a admitir formar enanas.

Techo: Calizas de la unidad superior.

Esta unidad presenta unos caracteres litológicos muy constantes en toda la región. Está formada como se ve en el corte tipo, por una alternancia de margas y calizas; predominan siempre las margas, siendo especialmente abundantes en Santo Domingo de Silos (Fig. 6), pero hacia el techo las calizas suelen ser cada vez más abundantes. Estas últimas son generalmente arenosas o bioclásticas con una cierta proporción de glauconita, estratificadas en bancos de poca potencia y siendo frecuentes las estructuras del tipo laminación cruzada y laminación paralela.

El establecimiento del límite inferior de esta unidad es bastante problemático. En primer lugar por la ausencia de fósiles en la "facies Utrillas", la cual constituye siempre su yacente. En segundo lugar por dificultades de afloramiento, ya que es difícil de observar en el campo el tránsito de las facies

detríticas a la alternancia de margas y calizas. Unicamente se ha podido ver este en Mazariegos localidad situada al NW, próxima a Cuevas de San Clemente y se realiza a través de un tramo de unos 20 m. de arcillas grises muy oscuro a casi negro, en las que sólo se encontró una fauna banal.

El límite superior se ha establecido cuando los niveles margosos desaparecen o llegan a ser un constituyente de escasa importancia, para pasar a ser la litología fundamental y a menudo exclusiva, de calizas.

En cuanto a la edad de esta unidad, LAMBERT (1935) cita en el corte tipo (Cuevas de San Clemente) la presencia de Cenomanense mediante fauna de equínidos, mientras que WIEDMANN (op. cit.) incluye en esta alternancia el Cenomanense y Turonense inferior con ausencia de las dos zonas más inferiores del Turonense por no haber encontrado fauna de esa edad, dando como posible una interrupción en la sedimentación en el tránsito Cenomanense-Turonense. Los caracteres sedimentológicos de estos materiales y la observación directa en el campo no han permitido observar nada en cuanto a la posible interrupción sedimentaria que cita el autor.

Los espesores de esta unidad son bastante constantes en toda la región investigada (Fig. 6); oscilan entre un máximo de 66 m. en Santo Domingo de Silos y un mínimo de 36 m. en Hontoria del Pinar, pero generalmente fluctua entre 47-57 m. Unicamente en Arauzo de Miel no aparece esta unidad completa, por encontrarse en una estructura anticlinal y no llegar a aflorar los niveles más inferiores.

II. *Calizas bioclásticas y calizas masivas.*—El corte tipo se ha tomado en Arauzo de Miel.

Esta unidad es la que tiene mayor desarrollo y representación en la región; tiene siempre como yacente la unidad inferior y está constituida fundamentalmente por calizas que en la parte inferior son bioclásticas mientras que en los dos tercios superiores son biogénicas. Estas están inicialmente construidas por ostreidos y en la parte alta están construidas por rudistas.

El corte se ha iniciado al N de Arauzo de Miel (Fig. 1), por la carretera local que une dicha localidad con Mamolar, aproximadamente desde el km. 1,5 hasta las cercanías de Arauzo. De muro a techo se pueden observar los siguientes niveles:

Yacente: Alternancia de margas y calizas de la unidad inferior.

14 m Caliza bioclástica de color amarillo-rojizo con fauna de gusanos serpúlidos, bivalvos y gasterópodos. Aparece estratificada en bancos de 40 cm, aunque en ocasiones éstos se adelgazan y llegan a tener 5 cm; con planos de estratificación ligeramente ondulados. Hacia arriba presenta además de la fauna anteriormente mencionada, foraminíferos y ostrácodos, así como "burrows", y se enriquece en glauconita.

4 m Caliza oolítica de color amarillento, con serpúlidos y elevado contenido en óxido de hierro.

4 m Caliza micrítica de aspecto noduloso que contiene ostreidos en posición de vida y gran cantidad de "burrows".

1 m Caliza micrítica de color gris con tinciones amarillas por óxido de hierro.

1 m Caliza bioblástica de color amarillo, teniendo la microfauna una coloración roja.

1 m Caliza fuertemente recristalizada de tonos rojos y amarillos.

12 m Caliza micrítica con algo de microfauna, algunos fragmentos de algas e intraclastos de colores rojos.

8 m Caliza bioclástica con intraclastos blancos. Contiene grandes recristalizaciones de calcita que llegan a brechificar la roca.

17 m Caliza micrítica de aspecto noduloso, con fauna de bivalvos que hacia arriba presenta únicamente ostreidos en posición de vida.

2 m Margas ocres.

16 m Caliza micrítica de aspecto noduloso, con ostreidos en posición de vida; los 11 m más superiores son poco visibles.

28,5 m Caliza micrítica de color gris claro con abundante microfauna.

125 m Caliza biogénica de color ocre con estratificación muy irregular. Contiene foraminíferos y rudistas, los cuales en la parte inferior están rotos, para pasar hacia arriba a aparecer en posición de crecimiento. A tramos disminuye el contenido en rudistas para pasar a enriquecerse en foraminíferos, teniendo estos últimos niveles, de caliza micrítica con foraminíferos, un escaso desarrollo vertical que no sobrepasa el metro de espesor.

10 m Calizas biogénicas construidas por rudistas, con espesores de 4 m, que alternan con niveles de calizas micríticas que no llegan al metro de espesor.

25 m Alternancia de caliza fuertemente recristalizada, oquerosa y con tonalidades rosas, que tiene aspecto de carniolas, y calizas micríticas de color blanco a ocre con algo de microfauna.

1 m Caliza biogénica construida por rudistas.

Techo: Calizas oquerosas de la unidad superior.

En esta unidad se pueden diferenciar tres tramos claramente reconocibles en el campo. El tramo inferior lo constituyen las calizas bioclásticas. Son calizas de color ocre, estratificadas en bancos que no superan los 50 cm., a menudo oolíticas, con gran abundancia de gusanos serpúlidos que llegan a ser el único componente, gasterópodos y frecuente glauconita. Aparecen en la parte inferior de este tramo estructuras estromatolíticas debidas a algas del tipo SH-V, SH-C y LLH-S (LOGAN et al., 1964) en Cuevas de San Clemente, Tejada y Hontoria del Pinar (Fig. 1), y es también frecuente la estratificación cruzada de bajo ángulo, generalmente asociada a los serpúlidos.

El tramo medio corresponde a calizas biogénicas construidas por ostreidos; están masivamente estratificadas en bancos que superan los 6 m. de espesor y se encuentran siempre inmediatamente sobre el tramo inferior. Los ostreidos están generalmente en posición de vida, pero a veces aparecen rotos y removidos. Es muy abundante la bioturbación y presentan "burrows" tanto horizontales como verticales.



FIG. 3

Calizas con rudistas en las proximidades de Arauzo de Miel

El tramo superior aparece sobre los bancos de ostreidos. Se trata también de calizas biogénicas construidas por rudistas (Fig. 3); estos forman bancos de 4-6 m. de altura y con poca extensión lateral y alternan con niveles calcáreos que tienen un gran contenido en foraminíferos. A menudo los bancos presentan los rudistas inicialmente rotos, para pasar en la vertical a encontrarse en posición de crecimiento. Las calizas en este tramo siguen teniendo un aspecto masivo, pero es ya más escasa la bioturbación. Aunque el tramo tiene extensión geográfica amplia por toda la región no se ha encontrado en las localidades situadas al NW (Quintanalara y Cuevas de San Clemente) probablemente por efecto de la erosión, no deposición o recubrimiento por el Terciario, mientras que su mayor desarrollo en la vertical se presenta en las localidades del S (Arauzo de Miel y Hontoria del Pinar, figura 1). En Santo Domingo de Silos, asociado a este tramo de rudistas, aunque no se les ha podido encontrar en posición de crecimiento, aparecen nódulos de silex. En esta zona

también, la parte superior del tramo se presenta alternando con niveles margosos de color blanco, carácter que no aparece en otros puntos de la región.

La edad atribuida a esta unidad, comprende Turonense y Senonense hasta el Campaniense en las proximidades de Nebrada (zona situada al W de la región) según SAN MIGUEL DE LA CÁMARA & COLOM (1947) basados en dataciones con foraminíferos. Mientras que para WIEDMANN (op. cit.) comprende Turonense superior, Coniaciense y quizás parte del Santoniense, aunque en este último piso el citado autor no ha encontrado fauna de ammonites.

Los datos que se aportan en este trabajo corresponden a la zona de Hontoria del Pinar donde los rudistas * determinados *Biradiolites lumbricalis, Durania cornupastoris, Hyppurites (Orbignya) rekieni* indican una edad Augoumiense inferior (Turonense superior).

Asimismo han sido estudiados los foraminíferos ** en Quintanalara, Cuevas de San Clemente y San Leonardo de Yagüe habiéndose podido determinar: *Rotalia cayeuxi, Dicyclina schlumbergeri, Nummofallotia cretacea, Vidalina hispanica* y *Cuneolina pavonia* en Quintanalara y Cuevas de San Clemente cuya asociación indica el Senonense inferior NEUMANN (1967) posiblemente en el tránsito Coniaciense-Santoniense, aunque estos mismos fósiles en el Cretácico superior del Montsec (HOTTINGER & ROSELL, 1973) aparecen asociados a *Lacazina elongata* lo que indicaría una edad Santoniense.

En San Leonardo de Yagüe aparece la misma asociación que en las otras dos zonas, junto con *Lacazina elongata, Pseudocyclammina* cf. *massiliensis, Idalina antiqua, Spirocyclina choffati* y *Minouxia* cf. *lobata* lo cual indica claramente para esta zona la presencia del Santoniense.

Esta unidad aparece completa en toda la región excepto en Quintanalara y Cuevas de San Clemente donde falta el tramo superior que corresponde a las calizas con rudistas, probablemente por efecto de la erosión o no deposición en la primera, mientras que en la segunda es por recubrimiento por los materiales del Terciario. En la zona del SE (Hontoria del Pinar y San Leonardo de Yagüe), mediante las dos series parciales puede completarse esta unidad.

Los espesores varían considerablemente. De forma similar a como ocurría con la unidad inferior, el máximo se encuentra localizado en Santo Domingo de Silos (Fig. 6) con espesores que superan los 400 m.; mientras que hacia el W de esta zona (Tejada) y hacia el S (Arauzo de Miel) disminuyen rápidamente éstos, superando ligeramente los 250 m. En San Leonardo de Yagüe, vuelven a aumentar los espesores aunque sin llegar a alcanzar el gran desarro-

* Los rudistas han sido estudiados por J. M. Pons, del Departamento de Paleontología de la Universidad Autónoma de Barcelona, a quien se agradece su colaboración.

** El estudio de foraminíferos ha sido realizado por J. Usera, del Departamento de Geología de la Universidad de Valencia, a quien asimismo se agradece la colaboración.

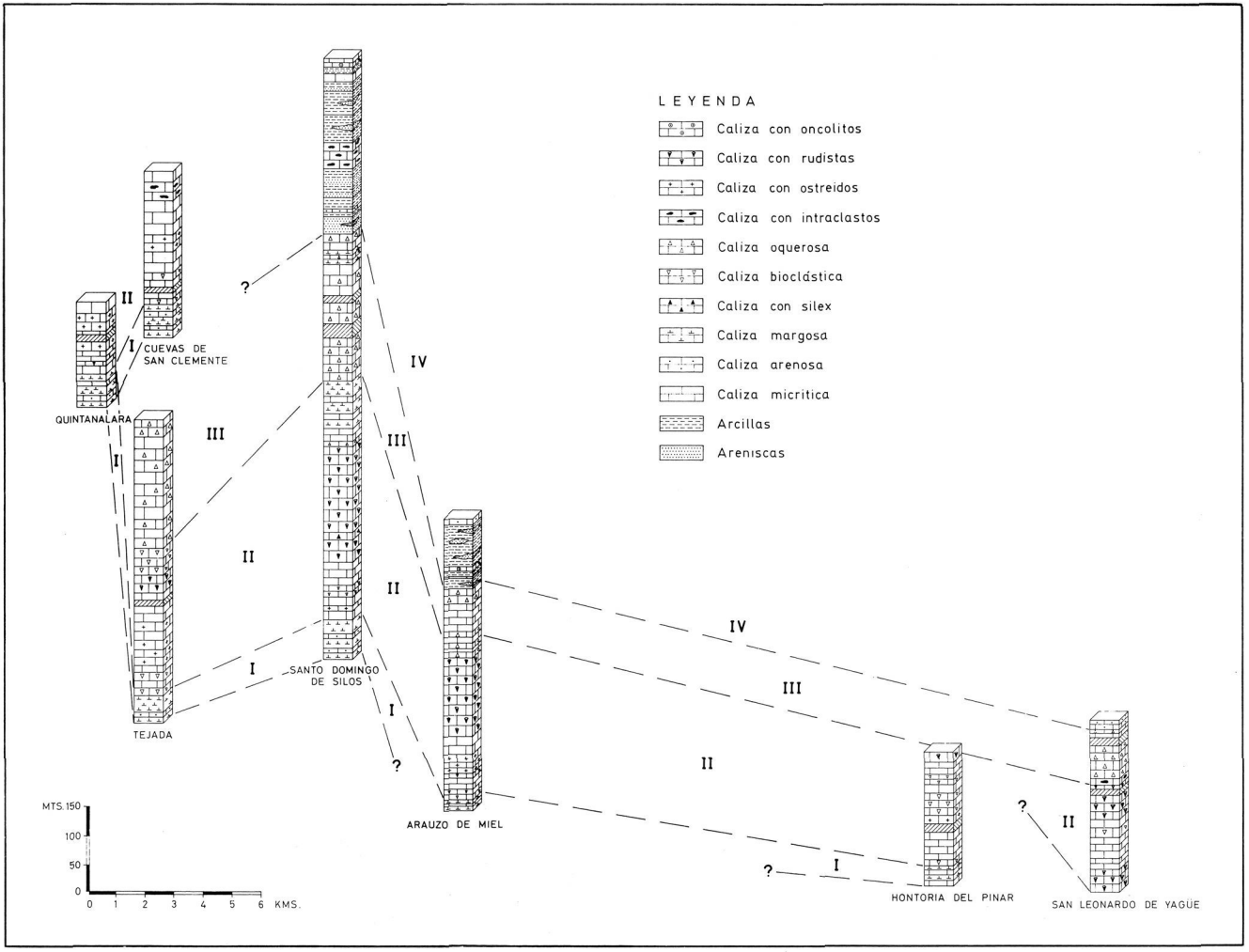


FIG. 6

Cortes del Cretácico superior calcáreo y correlación de los mismos

llo de Santo Domingo. En Cuevas de San Clemente donde, como ya se dijo, no aparece la unidad completa por recubrimiento del Terciario, aparecen sin embargo espesores ya próximos a los 250 m., mientras que en Quintanalara donde tampoco la unidad está completa, estos disminuyen considerablemente.

III. *Carniolas y calizas dolomíticas.*—El corte tipo se ha tomado en Santo Domingo de Silos (Fig. 1).

Esta unidad es fácilmente reconocible en el campo. Unicamente se encuentra en las localidades del S, mientras que en las situadas al NW (Quintanalara y Cuevas de San Clemente) y en Hontoria del Pinar, no aparecen estos niveles superiores probablemente por efecto de la erosión y/o recubrimiento por el Terciario. De los cuatro cortes donde aparece esta unidad, se encuentra completa en todos excepto en Tejada donde queda la parte superior cubierta por el Terciario.

El corte tipo ha sido levantado al N de Santo Domingo de Silos por el camino que une esta localidad con Contreras. De muro a techo se encuentran los siguientes niveles:

Yacente: Calizas con rudistas y margas de la unidad inferior.

74 m Caliza micrítica fuertemente recristalizada y muy oquerosa.

25 m Cubiertos.

35 m Caliza micrítica fuertemente recristalizada con zonas de distribución muy irregular, muy oquerosa y de aspecto de carniolas. A 32 m aparece una intercalación de caliza intraclástica teniendo los intraclastos colores rojos y negros.

13 m Cubiertos.

5 m Caliza biogénica construida por rudistas que en la parte inferior aparecen rotos, para pasar hacia arriba a estar en posición de crecimiento; contiene también foraminíferos. Aparece estratificada masivamente.

48 m Caliza micrítica de color ocre, fuertemente recristalizada; con laminación paralela que viene marcada por una coloración amarilla, que alterna con una caliza de color amarillo muy oquerosa y con aspecto de carniola, siendo más abundante esta última hacia la parte superior del tramo. Hacia arriba la caliza micrítica se enriquece en intraclastos.

24 m Poco visibles de una alternancia de margas calcáreas de color amarillo con calizas dolomíticas muy oquerosas con aspecto de carniolas.

14 m Caliza micrítica de color ocre, estratificada en bancos de 25 cm, con microfauna y algunos intraclastos.

15 m Caliza magnesiana de color amarillento, oquerosa y con aspecto de carniola, masivamente estratificada.

Techo: Areniscas de la unidad superior.

Los caracteres litológicos de esta unidad corresponden a una caliza a veces dolomítica, a veces brechoidea, y siempre cavernosa, estratificada masivamente y con aspecto de carniola, con tonos rojizos y abundantes recristalizaciones y geodas de calcita, que presenta interestratificadas calizas micríticas a menudo con laminación paralela y a veces ondulada y en ocasiones calizas con intraclastos, predominando las carniolas sobre las demás. Aparecen en ocasiones algunas intercalaciones margosas pero con poco desarrollo. En los niveles oquerosos se observa a veces la presencia de rudistas, mientras que en los niveles micríticos aparece abundancia de foraminíferos. En Tejada se encuentran dentro de esta unidad dos costras ferruginosas de unos 2 cm. de espesor.

En cuanto a su edad, WIEDMANN (op. cit.) le atribuye al Santoniense-Maestrichtiense, por tener encima el Danense en facies "Garumnense" aunque no encontró fauna de ammonites que le permitiera confirmarlo.

La microfauna determinada para este trabajo es: *Lacazina elongata, Vidalina hispanica* y *Nummofallotia cretacea* que confirman únicamente la presencia del Santoniense, sin que se haya encontrado ningún tipo de fauna de edad superior, apareciendo sobre ella la facies "Garumnense".

Los mayores espesores de esta unidad se encuentran localizados, de forma similar a como ocurría en las dos unidades inferiores en Santo Domingo de Silos (Fig. 6), llegando a alcanzar los 250 m. Estas potencias parecen mantenerse bastante constantes e incluso aumentar hacia el W, ya que en Tejada donde no llega a aparecer completa, se dan valores similares a los de Santo Domingo de Silos, con sus 220 m. Hacia el S sin embargo, disminuyen los espesores rápidamente hasta valores entre 90 y 95 m., manteniéndose en todo el borde S bastante constantes (Arauzo de Miel y San Leonardo de Yagüe, figura 6).

IV. *Areniscas, arcillas y calizas (Facies Garumnense).*—El corte tipo se ha tomado en Santo Domingo de Silos (Fig. 1) por ser la zona donde aparece más completa esta unidad superior del Cretácico.

La unidad tiene escasa representación en la región que aquí se estudia, habiéndose encontrado únicamente en un amplio afloramiento al W de Santo Domingo de Silos que sigue el curso del río Mataviejas (en el cual se ha realizado el corte tipo) y en una banda que bordea por el S esta cuenca mesozoica, desde las proximidades de Espinosa de Cervera, localidad situada al SE de Tejada. Asimismo aparece en un pequeño afloramiento situado al S de San Leonardo de Yagüe.

El corte tipo se ha realizado al NW de Santo Domingo de Silos, por el valle del arroyo de Hocejo Mayor, hasta el fondo del valle del río Mataviejas,

en donde el Cuaternario cubre estos materiales del Cretácico terminal. De muro a techo se pueden observar los siguientes niveles:

Yacente: Calizas oquerosas de la unidad inferior.

30 m Areniscas de grano muy fino, de colores rosa, amarillo y blanco, con abundancia de micas, cantos limoníticos y frecuentes "burrows"; estratificada en bancos de aproximadamente 1 m de espesor, con intercalaciones de arcillas de color ocre muy oscuro.

6 m Arcillas ligeramente margosas de color gris.

0,25 m Caliza micrítica de color gris verdoso con algo de microfauna, estratificada en un banco.

2 m Arcillas de colores amarillentos.

0,25 m Caliza arenosa de color amarillento con tinciones rojas; contiene microfauna e intraclastos rojos. Aparece estratificada en un banco.

7 m Arcillas amarillas en la base que pasan a rojas hacia el techo, con fauna de gasterópodos.

0,2 m Calizas arenosas de color ocre, estratificadas en un banco.

9 m Arcillas grises con fauna de gasterópodos.

6,8 m Limolitas de color rojo pimentón con zonas más blanquecinas que presentan fauna de gasterópodos.

3 m Arenisca de grano medio a grueso. Los granos son de cuarzo de color rojo y angulosos, y el cemento es silíceo y ferruginoso. Presenta granoselección inversa.

3 m Arcillas de color rojo oscuro.

19,5 m Arenas de grano fino a medio de color rojo, en las que disminuye el tamaño de grano hacia el techo pasando gradualmente a arcillas que en la parte inferior son rojas y en la parte superior de colores abigarrados; este ritmo tiene un espesor de unos 11 m, sucediéndole otro, con características similares al inferior; es más potente en ambos la parte que corresponde a los materiales arcillosos.

1,5 m Arenisca de grano medio a grueso, de color blanco y rojo en zonas; los granos son angulosos; tiene cantos blandos y el cemento es silíceo y ferruginoso.

21 m Tramo rítmico que se inicia con arcillas rojas que pasan rápidamente a colores marrón oscuro y negro, pasando hacia arriba a arenas de grano fino a medio. En la parte superior del tramo se encuentran oncolitos sueltos dentro de las arcillas.

2,5 m Areniscas de grano medio con moteado negro y cemento silíceo; se observa estratificación cruzada planar de mediana escala.

10 m Arcillas rojas.

45 m Caliza intraclástica de tonos rosados, con algo de microfauna que es de coloración rosa; los intraclastos son blancos. Aparece estratificada en bancos de 2 m. Tiene fauna de gasterópodos y se encuentra muy bioturbada. Presenta recristalizaciones de calcita.

13 m Arcillas rojas.

2,5 m Arenisca de grano medio, color rojo que pasa hacia arriba a colores grises. Presenta cantos blandos. Se encuentra estratificada en bancos de 25 cm.

8 m Arcillas rojas.

2 m Areniscas rojas de grano medio a grueso con gran cantidad de cantos blandos.

22 m Arcillas de color rojo pimentón en la parte inferior que pasan hacia la parte alta a rojo oscuro. Presentan en su interior lentejones de arenisca.

0.5 m Caliza micrítica de color rosa, brechificada en algunas zonas. Aparece mal estratificada y con aspecto noduloso.

40 m Arcillas marrones en la base que hacia arriba pasan a colores amarillos. Presentan lentejones de areniscas.

16 m Arenisca de grano medio y colores rosados que hacia la parte alta se hacen rojizos, con cantos angulosos de cuarzo y cuarcita de hasta 2 cm que están mal calibrados. Tiene matriz arenosa y cemento silíceo. Decrece el tamaño de grano hacia el techo y desaparecen los cantos, dando paso a arcillas rojas, repitiéndose varias veces estos ritmos.

14 m Caliza micrítica de color rosa estratificada en bancos de 60 cm.

7 m Arcillas ocres.

5 m Ritmo de areniscas gruesas de color amarillo que hacia arriba disminuyen el tamaño de grano y pasan gradualmente a arcillas rojas.

1,5 m Caliza oncolítica estratificada en bancos de unos 70 cm. Los oncolitos suelen presentar las envueltas perfectamente desarrolladas.

10 m Caliza micrítica de color rosa con intraclastos, estratificada en bancos de aproximadamente 1 m de espesor.

Los caracteres litológicos de esta unidad son muy variados. Se trata de arcillas rojas y amarillas como material más predominante que presentan intercalaciones arenosas y de calizas arenosas y oncolíticas muy subordinadas. Las intercalaciones de areniscas son de grano medio generalmente, con colores muy variados, rojo, blanco y gris oscuro, presentando en Santo Domingo de Silos granoselección tanto positiva como negativa y en ocasiones estratificación cruzada planar de mediana escala, mientras que en Arauzo de Miel las areniscas son mucho más escasas y no presentan las estructuras citadas. Muy a menudo esta sedimentación detrítica tiene un carácter rítmico, sobre todo en Santo Domingo de Silos.

Las calizas son a menudo arenosas, a veces intraclásticas u oncolíticas; tienen tonos rosados a blancos, estratificadas en bancos de 0,5-2 m., con aspecto noduloso, apareciendo en los niveles inferiores gasterópodos y en los superiores algo de microfauna (ostrácodos) y algunas caraceas. Las calizas con oncolitos son muy escasas en Santo Domingo de Silos, mientras que en Arau-

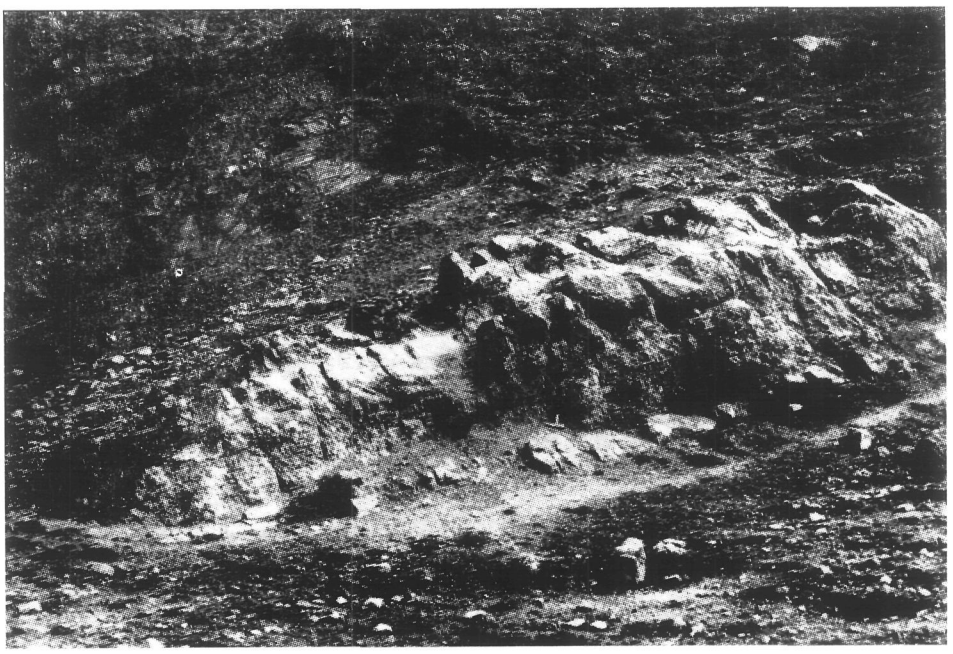


FIG. 4

Vista parcial de la facies Garumnense en Arauzo de Miel. En primer plano forma lenticular de las calizas con oncolitos

zo de Miel son más frecuentes. Tienen en esta zona forma lenticular (Fig. 4), pasando lateralmente a areniscas. Los oncolitos son, unas veces, del tipo SS-C



FIG. 5

Detalle de estratificación cruzada en surco observándose la base erosiva en las calizas con oncolitos de la facies Garumnense

y otras del tipo SS-I (LOGAN et al., 1964). En esta misma zona, asociada a las calizas con oncolitos aparece estratificación cruzada en surco (Fig. 5) y una costra ferruginosa de unos 3 cm. de espesor.

Sobre la edad de esta unidad, los datos aportados por los distintos autores concuerdan de una forma bastante clara. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (1923 y 1950), SAN MIGUEL DE LA CÁMARA & COLOM (1947) y SÁENZ GARCÍA (1957) le atribuyen en Santo Domingo de Silos al Danense continental (facies Garumnense) por la fauna encontrada en su parte inferior, mientras que la superior corresponde ya al Eoceno (Luteciense), sin que se pueda establecer el límite entre el Cretácico y el Eoceno por ausencia de fósiles en los tramos intermedios. WIEDMANN (op. cit.) le atribuye al Danense, en facies Garumnense.

De esta unidad únicamente se han podido encontrar cortes bastante completos en Santo Domingo de Silos y Arauzo de Miel, ya que en San Leonardo de Yagüe la representación es muy escasa con unos pocos metros de calizas arenosas, lo cual aporta escasos datos de esta última región. Sin embargo, aun teniendo únicamente datos de dos zonas, todos ellos parecen indicar, como en las unidades inferiores, que los mayores espesores están también localizados en Santo Domingo de Silos, con valores superiores a los 300 m., aunque no se observa el techo de la unidad al quedar cubierta por materiales del Cuaternario, mientras que en Arauzo de Miel a pesar de ser una zona próxima, éstos disminuyen rápidamente hasta los 125 m.

CORRELACION Y EVOLUCION GEOLOGICA: CONCLUSIONES

Realizada la correlación litológica (Fig. 6) del Cretácico superior, según las cuatro unidades diferenciadas anteriormente, se ve clara la uniformidad y constancia de caracteres para toda la región de las tres unidades inferiores. Se encuentra únicamente una pequeña variación de la unidad II en Santo Domingo de Silos, con un cierto predominio de niveles margosos asociados a los bancos de rudistas.

No ocurre lo mismo con la unidad superior diferenciada, donde a pesar de no haberse podido realizar más que dos cortes completos de ella, claramente se ven las grandes variaciones de litología que presenta. Hay un mayor predominio de los detríticos más gruesos y una ritmicidad de los sedimentos en Santo Domingo de Silos, mientras que en Arauzo de Miel dominan los materiales arcillosos y las calizas con oncolitos.

Como se vio ya con anterioridad, la unidad más inferior presenta un espesor muy similar por toda la región. No ocurre lo mismo con la unidad II, observándose un gran aumento de los espesores en Santo Domingo de Silos,

mientras que en las demás zonas donde se encuentra completa, se mantienen bastante constantes. Algo similar ocurre con la unidad III, volviéndose a dar los mayores espesores en la misma zona. Finalmente la unidad más superior vuelve a presentar el mismo fenómeno con las mayores potencias en Santo Domingo de Silos.

La subsidencia que caracteriza a la región situada en Santo Domingo de Silos, que es bastante local, probablemente sea debida a causas tectónicas en las cuales debieron influir de manera importante el conjunto de accidentes que constituyen la llamada "Línea de Soria". MORILLO & MELÉNDEZ (op. cit.), basándose en la constancia de facies y de espesores, señalan que la falla de "San Leonardo", perteneciente a este conjunto de accidentes, no sufrió ningún movimiento a lo largo del ciclo del Cretácico superior. En el presente trabajo se ha podido comprobar la constancia de facies, no ocurriendo lo mismo con la constancia de espesores. En consecuencia si no la falla de "San Leonardo" (cuya prolongación no se observa en las proximidades de Santo Domingo de Silos sino más al SE) sí algún accidente de la "Línea de Soria" debió afectar la sedimentación del Cretácico superior, lo que podría explicar la subsidencia local de Santo Domingo de Silos.

A partir del Albense comienza el ciclo sedimentario correspondiente al Cretácico superior, que se inicia con facies continentales (facies Utrillas). Las condiciones marinas llegan a la región en el Cenomanense con el avance de la transgresión, instalándose unas condiciones de plataforma abierta de moderada energía y de poca profundidad como indican la presencia de algas, gasterópodos, equínidos, lamelibranquios, etc.

Esta plataforma abierta evoluciona con bastante rapidez a un medio protegido (probablemente bahía) como indican las estructuras estromatolíticas en varios puntos de la región y el desarrollo de bancos de ostreidos.

El carácter transgresivo de la serie continúa y da paso a las facies de rudistas, que indican unas condiciones de tipo arrecifal.

Con la sedimentación de las carniolas y calizas dolomíticas, es decir en el Santoniense, se inicia la etapa regresiva instalándose facies cada vez de menor profundidad y mayor proximidad a la línea de costa. Estas facies calcáreas regresivas dan paso finalmente a los depósitos continentales de la facies Garumnense con los que finaliza el ciclo sedimentario.

BIBLIOGRAFIA

CALDERÓN, S. (1874): *Noticia de la existencia de Ostrea y Radiolites en Castroceniza (Burgos).* Acta Soc. Esp. Hist. Nat.; III; 78.

GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1969): *Estudios geológicos en los alrededores de los Ausines (Burgos-NW Ibérica).* Cuad. Geol. Iber.; 1; 287-308.

HOTTINGER, L. & ROSELL, J. (1973): *El Cretácico superior del Montsec.* XIII Col. Eur. de Micropal.; 73-85.

LAMBERT, J. (1935): *Echinides crétacés d'Espagne.—I. Sur quelques échinides crétacés des provinces de Burgos, Palencia et Leon communiqués par M. R. Ciry.—II. Sur quelques échinides crétacés d'Espagne communiqués par M. le Prof. Royo y Gómez.* Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.; XXXV; 513-526.

LARRAZET, M. 1896): *Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logroño.* Tesis Fac. Sc. Paris; 310; Lille.

LOGAN, B. W.; REZAK, R. & GINSBURG, R. M. (1964): *Classification and environmental significance of algal stromatolites.* Jour. Geol.; 72; 68-83.

MORILLO-VELARDE, M. J. & MELÉNDEZ HEVIA, F. (1972): *La falla de San Leonardo: interpretación paleogeográfica (Cordillera Ibérica, Soria-Burgos).* Est. Geol.; 28 (1); 65-76.

NEUMANN, M. (1967): *Manuel de Micropaléontologie des foraminifères.* Paris, Gauthier-Villars; p. 1-297.

SÁENZ GARCÍA, C. (1957): *Observaciones acerca de la extensión de las facies lacustres del Cretácico superior y del Eoceno a lo largo de la Cordillera Ibérica.* Las Ciencias; 4; 689-696.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. (1921): *Estudios geológicos en el macizo cretácico del E de la provincia de Burgos.* Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.; 21; 410-421.

— (1922): *Excursiones geológicas por la provincia de Burgos.* Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barcelona; (2) XVII; 229.

— (1923): *Adiciones a la nota: Estudios geológicos en el macizo cretácico del E de la provincia de Burgos.* Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.; 23; 200-201.

— (1950): *Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja n.º 314, Cilleruelo de Abajo (Burgos).* Inst. Geol. Min. España; 5-78.

— (1952): *Sobre la constitución geológica del anticlinal de Cuevas de San Clemente (Burgos).* Not. Comuns. Inst. Geol. Min. Esp.; 26; 109-134.

— (1953): *Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja n.º 276, Lerma.* Inst. Geol. Min. Esp.; 5-49.

— (1954): *Mapa Geológico de España. Explicación de la Hoja n.º 347, Peñaranda de Duero (Burgos y Soria).* Inst. Geol. Min. Esp.; 5-66.

SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M. & COLOM, G. (1947): *Datos geotectónicos, estratigráficos y paleontológicos de la terminación occidental de la sierra cretácica del S de la provincia de Burgos.* Est. Geol.; 5; 209-224.

WIEDMANN, J. (1964): *Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes,* Est. Geol.; 20; 107-148.

(Recibido el 11 - X - 76)

STVDIA GEOLOGICA, XI, 1976 (109-120)

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 internas [1] 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.

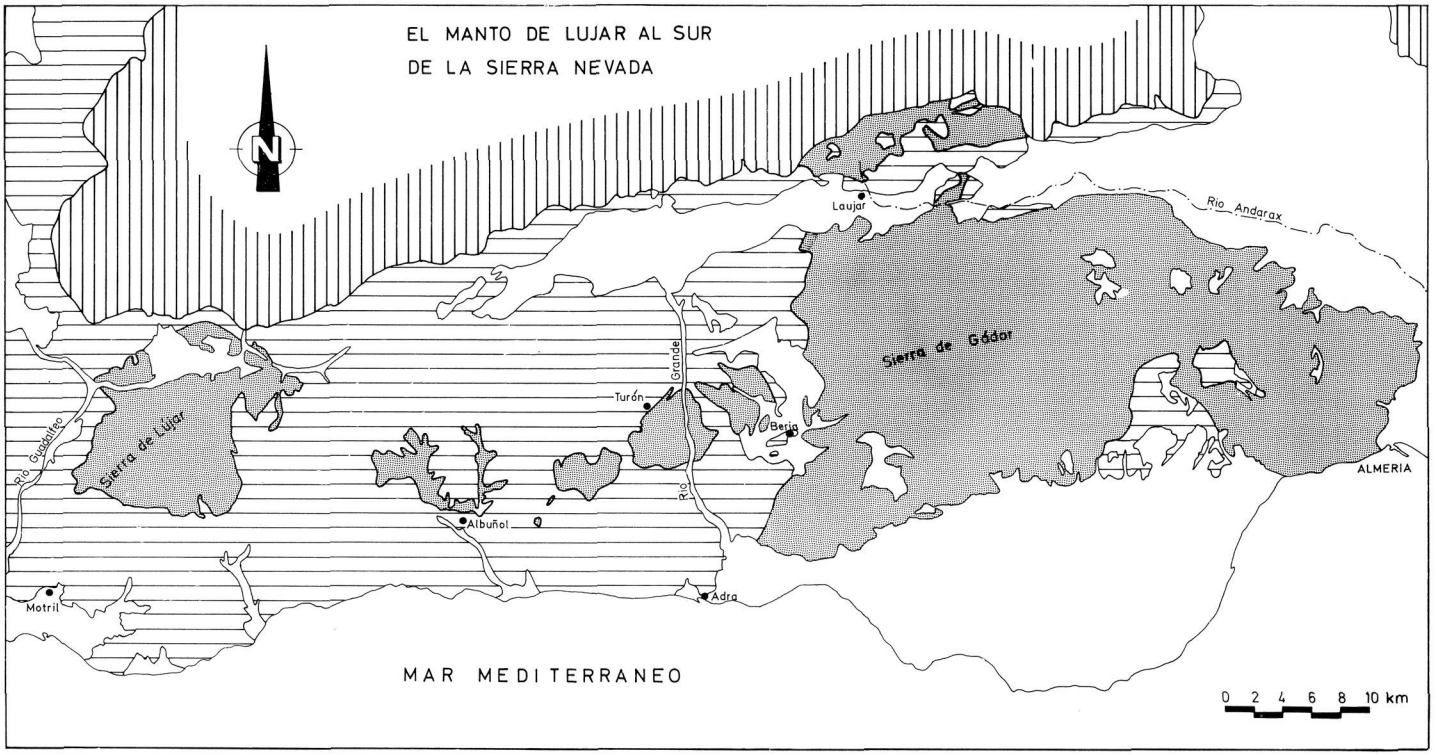
Por otra parte, afloramientos que actualmente se interpretan como pertenecientes al mismo manto, han sido frecuentemente atribuidos por dicho autor a más de uno de sus mantos.

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 1:200000 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.

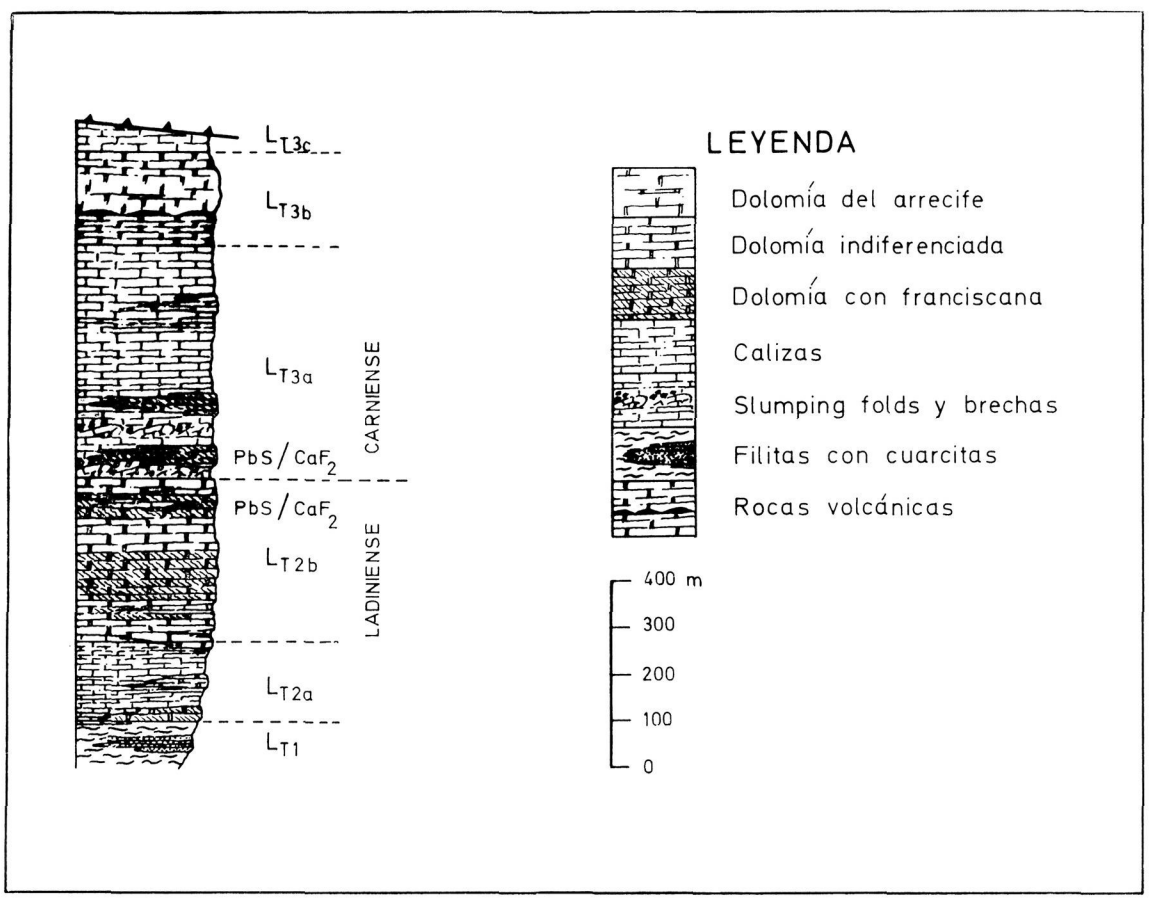


FIG. 2

ESTRATIGRAFIA Y LITOLOGIA DEL MANTO DE LUJAR

1. 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 doloespatita blanca, procesos que se localizaron en la parte superior de las láminas orgánicas. El resto de la roca sólo sufrió una recrista-

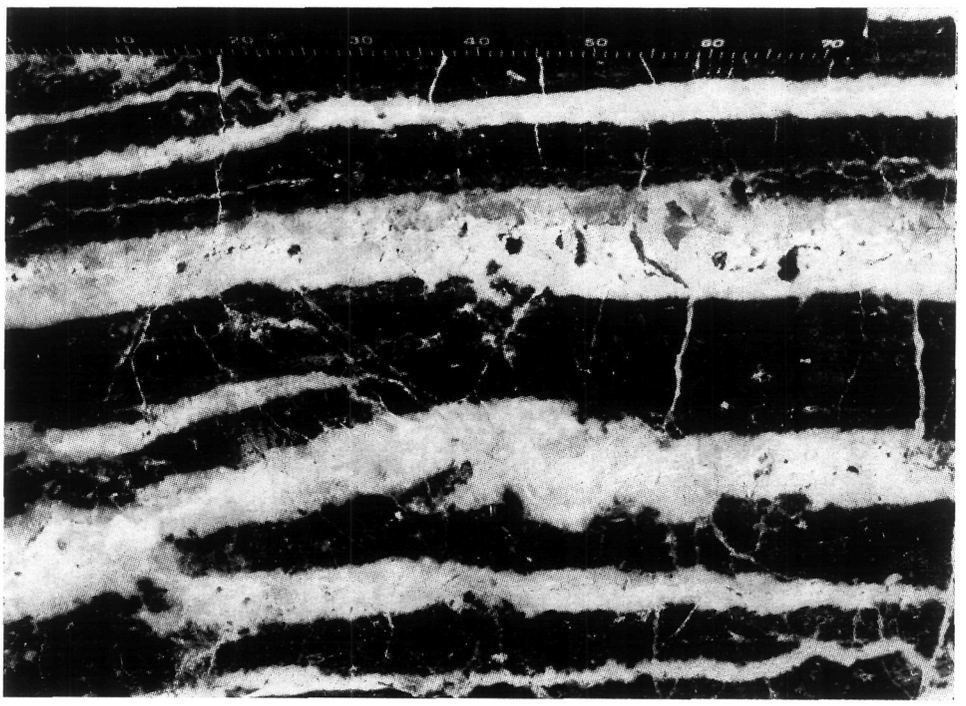


FIG. 3

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

La doloespatita es el resultado de una cristalización centrípeta simétrica. El desarrollo de la espatita 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 doloespatita 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. ARRIBAS [2] 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. Intercalciones 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. DOLOMÍAS 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.

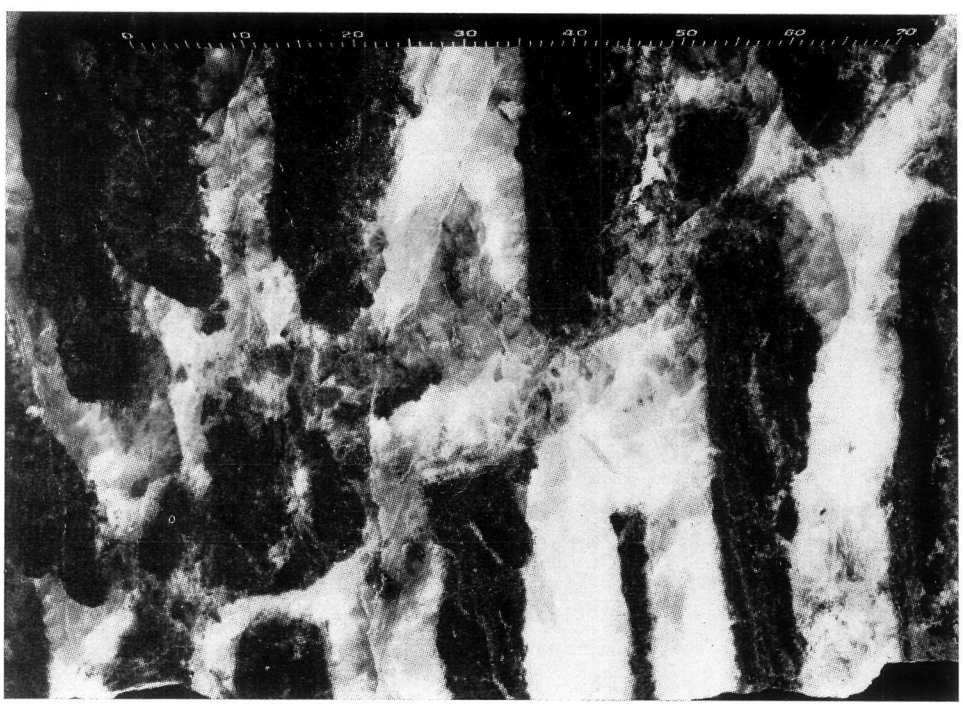


FIG. 5

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).

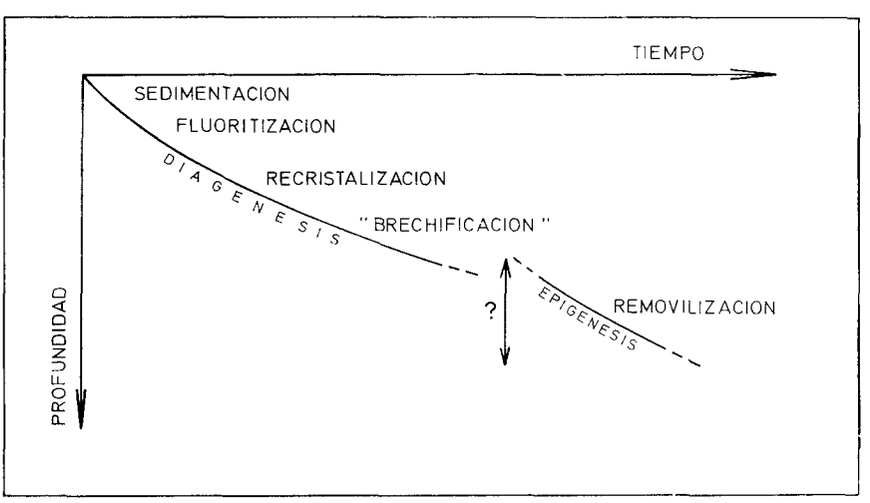


FIG. 6

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)

STVDIA GEOLOGICA, XI, 1976 (121-149)

GEOLOGIA DEL AREA GRANITICA Y METAMORFICA AL OESTE DE CIUDAD RODRIGO (Salamanca): I. EL COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVAQUICO: ESTRATIGRAFIA, METAMORFISMO Y DEFORMACION *

L. G. CORRETGÉ**
M. LÓPEZ-PLAZA**

RESUMEN.—En este artículo se presenta una cartografía y una serie de nuevos datos geológicos del complejo esquisto-grauváquico en este área, haciendo hincapié en los aspectos más desconocidos. Se ha establecido una columna estratigráfica tipo de más de dos mil metros de potencia. Igualmente, se han estudiado los materiales metamórficos, en especial el metamorfismo de contacto en donde se ha podido reconocer una zonación completa en los niveles calcosilicatados.

Por último, se han podido deducir cuatro fases hercínicas principales de deformación (tres de ellas con esquistosidad asociada), pudiéndose demostrar que las más importantes estructuras cartografiadas corresponden a la fase I de deformación.

SUMMARY.—A mapping and a new series of geological data of the "esquisto-grauváquico" complex in this area, emphasizing the most unknown aspects, have been carried out.

A stratigraphic series over two thousand meters thick has been established. Similarly, the metamorphosed sediments, specially the thermal metamorphic rocks in which we have found a whole zonation in the calcareous levels, have been studied.

Finally, four different hercynian phases of deformation have been found (three of them with schistosity), showing that the most important cartographic structures belong to phase I.

INTRODUCCION

La zona objeto de este estudio está situada al Oeste de la provincia de Salamanca, formando límite con Portugal y entre los paralelos 40° 32′ - 40° 43′ de latitud Norte y los meridianos 3° 09′ - 2° 56′, ocupando una superficie

* Comunicación presentada en la VII Reunión del Oeste Peninsular.

** Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Salamanca.

aproximada de 300 Km^2. Está comprendida dentro de las hojas topográficas I:50.000 n.º 525 de Ciudad Rodrigo y n.º 500 de Villar de Ciervo.

Hasta el momento, a pesar de que esta zona tiene indudable interés científico y económico, sólo algunos autores se han ocupado de aspectos generales de su estudio (GIL Y MAESTRE, 1880; SCHMIDT-THOME, 1945; TEIXEIRA, MEDEIROS, PILAR, LOPES & ROCHA, 1959; ARRIBAS, 1962; GONÇALVES & TORRE DE ASSUNÇÃO, 1966; G. DE FIGUEROLA, 1970; F. MINGARRO, E. MINGARRO & LÓPEZ DE AZCONA, 1971[a] y 1971[b]).

El objeto de este trabajo ha sido realizar un estudio geológico abordando los aspectos más desconocidos o problemáticos del área, tales como estratigrafía y tectónica del complejo esquisto grauváquico y petrología general del batolito de Guarda en el área de Fuentes de Oñoro.

GEOLOGIA GENERAL

En la zona estudiada se encuentran claramente diferenciados tres tipos de materiales geológicos:

a) Materiales detríticos recientes.
b) Rocas metasedimentarias.
c) Rocas graníticas.

MATERIALES DETRITICOS RECIENTES

Los podemos considerar agrupados en tres tipos:

a) Aluviones.
b) Depósitos plio-cuaternarios.
c) Depósitos detríticos del Eoceno.

ALUVIONES

Se trata de depósitos arcilloso-limosos situados en los valles y con espesor muy reducido dado el carácter esporádico de los cursos de agua y su pequeño potencial de transporte. Por esto, se trata más bien de verdaderos eluviones.

DEPÓSITOS PLIO-CUATERNARIOS

El granito en esta zona ha sufrido una intensa edafización dando lugar a verdaderos regosuelos de naturaleza arcósica, textura arenoso-limosa y fre-

cuentemente con cantos subredondeados o subangulosos de cuarzo y cuarcita, lo que demuestra la existencia de un cierto transporte (estos materiales se denominan en Portugal "cascalheiras"). La arenitización en el granito se hace más patente en la altiplanicie de la zona, quedando allí preservada de la acción de las aguas de escorrentía.

Estos depósitos rañoides se extienden desde el Sur del granito de Fuentes de Oñoro hasta el granito de Peñaparda, varios kilómetros al sur del área estudiada, ocupando gran parte de la fosa del Occidente de Ciudad Rodrigo, donde se encuentran por encima de las areniscas eocenas.

Es interesante hacer la observación de que estos materiales detríticos contienen como fracción pesada cantidades elevadas de casiterita e ilmenita en proporciones aproximadas de 1 a 3, respectivamente (ver TEIXEIRA y cols., op. cit.), siendo objeto de explotación en los últimos 40 años.

DEPÓSITOS DETRÍTICOS DEL EOCENO

Se trata de arcosas y de areniscas de tonos ocres y rojizos con intercalaciones arcillosas y dispuestas horizontalmente. Se les ha asignado edad eocena por similitud con los niveles de *Palaeotherium cf. crassum* de la región de Coja en Portugal (GONÇALVES & TORRE DE ASSUNÇÃO, op. cit.) y por correlación con series análogas de Salamanca estudiadas por JIMÉNEZ FUENTES (1970).

En la representación cartográfica que se adjunta se ha evitado diferenciar estos tres tipos de materiales a fin de resaltar las características de las rocas graníticas y metamórficas, objeto exclusivo de este trabajo.

ROCAS METASEDIMENTARIAS

ESTRATIGRAFÍA

El estudio de estos materiales anteordovícicos del complejo esquisto-grauváquico (Esquistos de Beiras) en este área presenta evidentes dificultades debido fundamentalmente a las siguientes características, que hemos podido poner de manifiesto:

a) Existencia de cuatro fases importantes de deformación, tres de ellas con esquistosidad asociada.

b) Carencia de buenos niveles-guía.

c) Frecuentes cambios laterales de facies.

d) Frecuentes repeticiones litológicas de los niveles considerados, especialmente en los niveles pizarrosos.

Para realizar un estudio estratigráfico en este tipo de materiales afectados por la tectónica hercínica hemos realizado previamente una cartografía lo más exacta posible tratando de diferenciar todos los niveles significativos y considerando siempre los criterios de polaridad de techo y muro, así como la relación esquistosidad-estratificación.

Teniendo en cuenta lo expuesto, se ha levantado una columna estratigráfica a lo largo de la Ribera de Azaba en el flanco Este del sinclinal de Gallegos de Argañán. Además de las razones obvias de abundancia de afloramientos, la elección de este lugar obedece a las siguientes causas:

1.ª La fase II no se manifiesta, o cuando lo hace es débil. Tampoco se observa la fase IV, por lo que sólo existe una esquistosidad que es de plano axial del gran sinclinal de 1.ª fase, y al encontrarnos en el flanco Este la relación esquistosidad-estratificación nos indica siempre que no existe inversión estratigráfica. La fase III sí se manifiesta, pero no impide la medida de potencias reales ya que se trata de pliegues muy laxos o flexiones sin desarrollo de esquistosidad.

2.ª Se encuentran representados en esta serie todos los niveles litológicos cartografiados.

3.ª Se han podido ver con precisión criterios de polaridad de techo y muro en diversos niveles de la serie, tales como "ripple-marks", grano-selección, estratificación cruzada, indicándonos siempre que la serie está normal.

De techo a muro se han podido reconocer los siguientes términos (Fig. 1):

1) 383 ms de pizarras arcillosas negras con alguna laminación clara pelítica. Presentan "ripple-marks" (Figs. 2 y 3).

2) 37,5 ms de pizarras grisáceas, biotíticas, bandeadas y bastante arenosas especialmente en los niveles más claros donde se observa estratificación gradada. Presentan bancos de grauvacas intercalados de una potencia inferior a 1 m (Fig. 4).

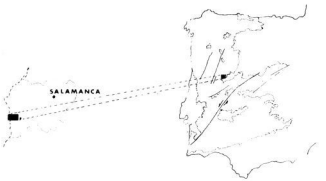
3) 82,5 ms de grauvacas oscuras en paquetes potentes con cristales milimétricos de cuarzo negro. Se observan "ripples" de interferencia (Fig. 5). El diaclasado que presentan es perpendicular a la estratificación (Fig. 6). Contienen alguna intercalación pelítica.

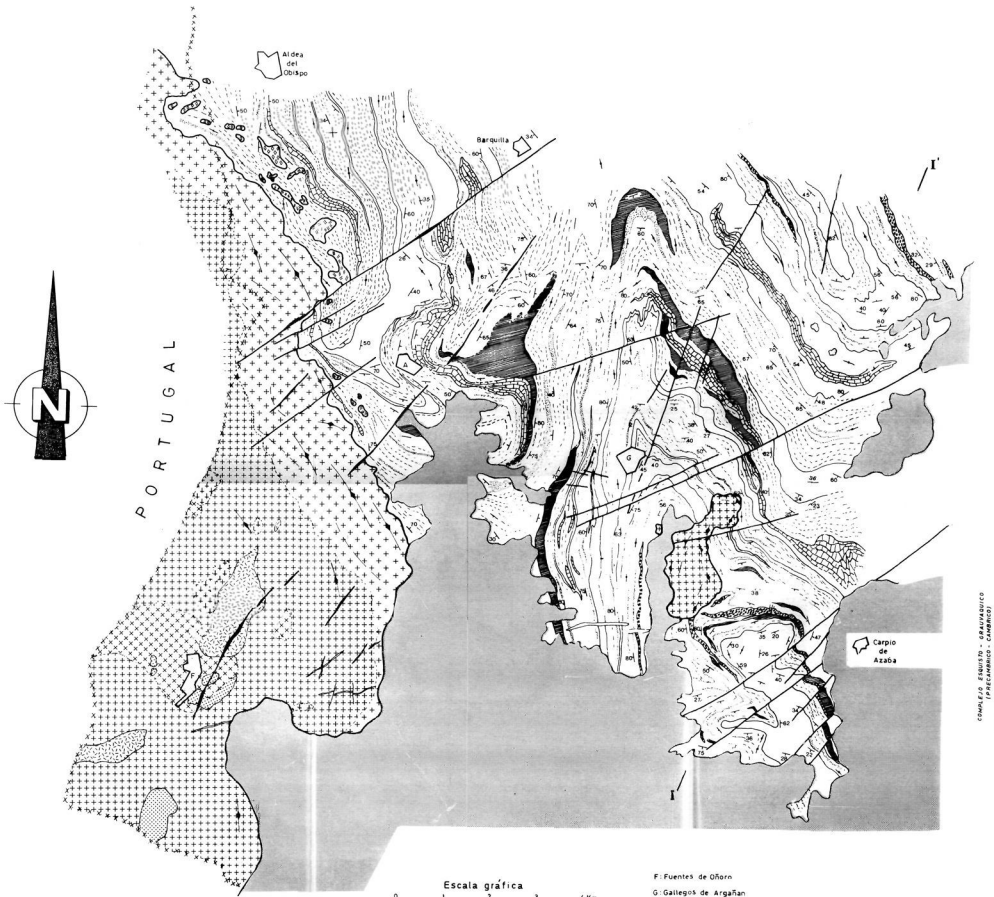
4) 45 ms de pizarras azulado-grisáceas, laminadas. Frecuentemente están distorsionadas y presentan estructuras de colapso, haciéndose patente el carácter turbidítico. Se intercalan en este tramo bloques de conglomerado (Fig. 7).

5) 75 ms de conglomerado subarcósico. Los cantos son subredondeados y algunos son pelíticos. El tamaño de grano es variable, llegando a veces a ser un microconglomerado. En otros cortes se han observado en la base de estos materiales cicatrices de erosión (Fig. 8). Ocasionalmente puede pasar a brechas calcáreas de reducido espesor.

MAPA GEOLOGICO DEL AREA CIUDAD RODRIGO - FUENTES DE OÑORO (SALAMANCA)

L. G. CORRETGE Y M. LOPEZ PLAZA, 1976





ROCAS GRANITICAS

- Granodioritas y granitos porfídicos
- Granitos monzoníticos
- Granodioritas y granitos de grano fino porfídicos
- Granitos monzoníticos heterogéneos ricos en moscovita
- Leucogranitos aplo-pegmatíticos
- Granitos de grano fino
- Granitos de grano fino moscovíticos " " " " turmalinífero

ROCAS SEDIMENTARIAS Y METAMORFICAS

- Cobertera terciaria (arcosas, limos...)
- Pizarras negras / Grauvacas
- Pizarras psamíticas, protocuarcitas y areniscas
- Pizarras listadas satinadas
- Conglomerados subarcósicos
- Calizas

COMPLEJO ESQUISTO - GRAUVAQUICO (PRECAMBRICO - CAMBRICO)

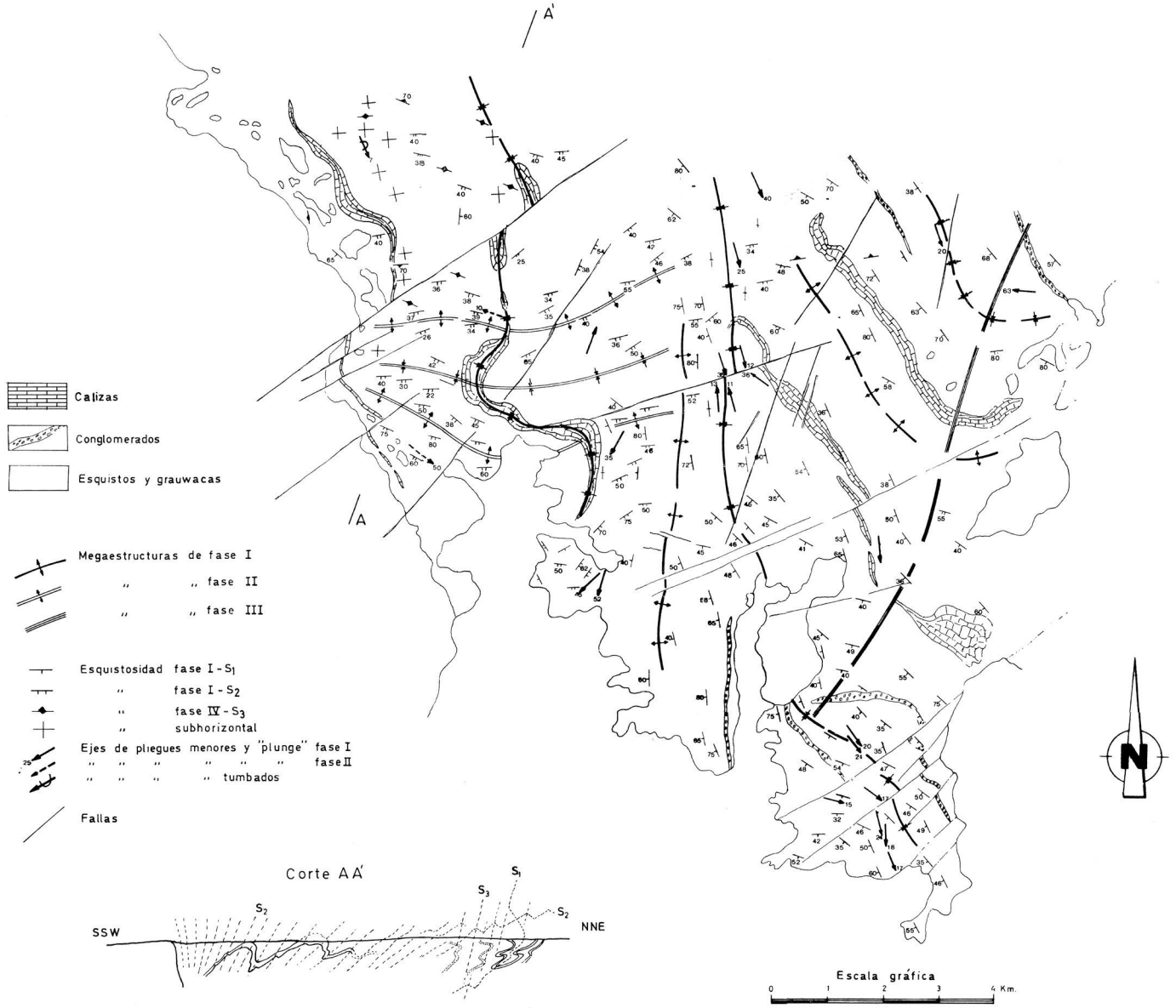
ROCAS FILONIANAS

- APLITAS
- DIQUES Y SIERROS DE CUARZO
- FELSITAS

ELEMENTOS ESTRUCTURALES

- FALLAS
- DIRECCION Y BUZAMIENTO DE LAS CAPAS
- FOLIACION DEL GRANITO (ORIENTACION PLANAR DE FELDESPATOS Y BIOTITAS)

ESQUEMA TECTONICO



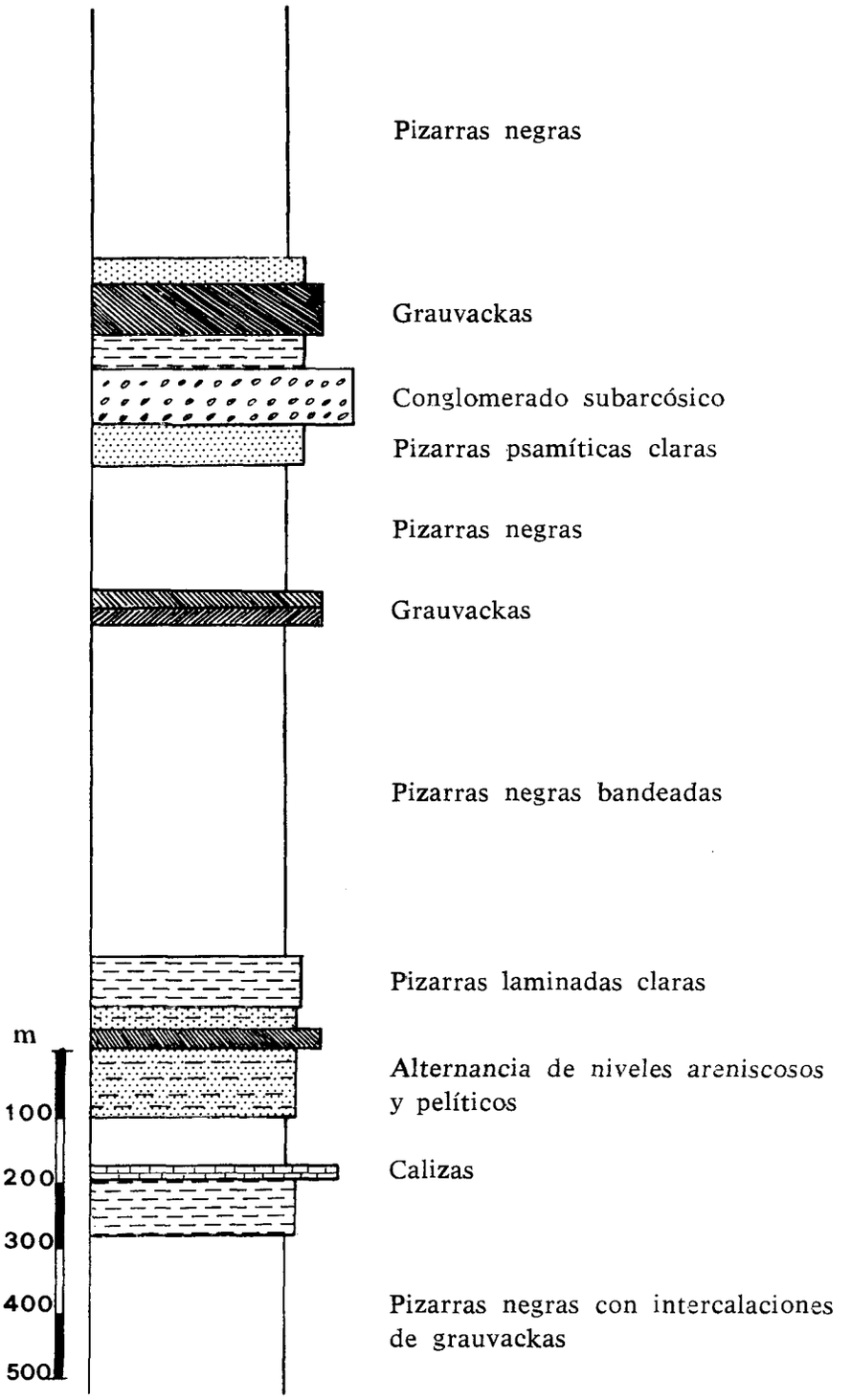


FIG. 1

Columna estratigráfica de la Ribera de Azaba (Oeste de Carpio de Azaba)

6) 63 ms de pizarras samíticas claras que hacia el muro van pasando a pizarras bandeadas con alternancia de niveles claros (areniscosos) y oscuros (pelíticos).

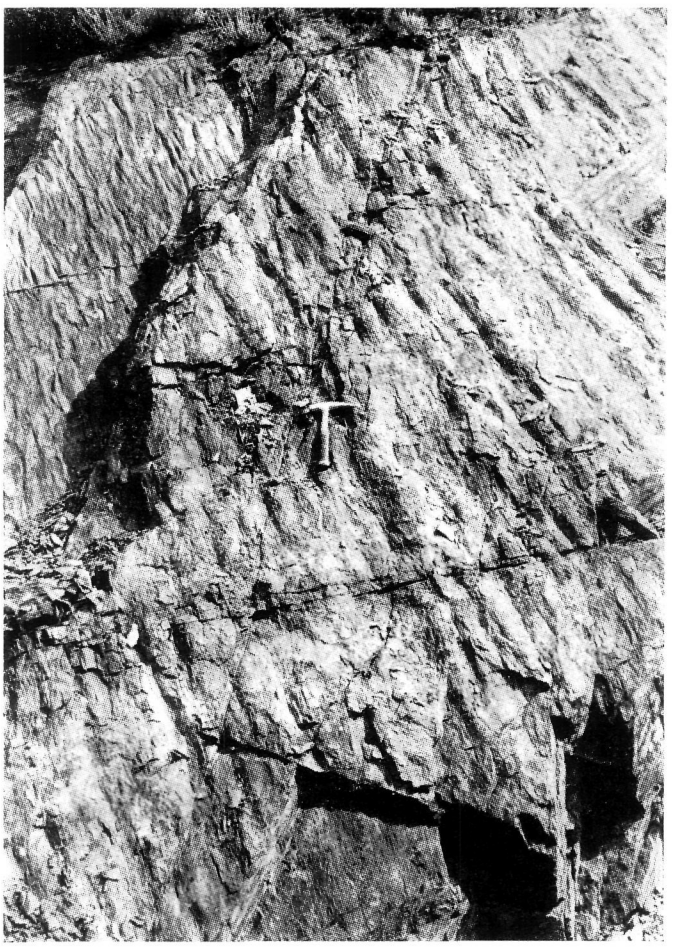


FIG. 2

"Ripple-marks" en las pizarras negras (Ribera de Azaba)



FIG. 3

Detalle de la foto anterior



FIG. 4

Bancos de grauvacas intercalados en las pizarras (Ribera de Azaba)

7) 184 ms de pizarras negras muy semejantes a las descritas en primer lugar.

8) 29 ms de grauvacas muy similares a las descritas en tercer lugar.

9) 29 ms de grauvacas de tonos más claros.

10) 517 ms de pizarras negras bandeadas, muy micáceas y con alguna intercalación de pizarras samíticas claras.

11) 75 ms de pizarras claras laminadas con niveles pelíticos.

12) 30 ms de alternancia rítmica de niveles detríticos de 8-10 cms de espesor con niveles pelítico-arcillosos de tonos azulado-grisáceos de idéntico espesor y en los que se manifiesta más claramente la esquistosidad así como los porfiroblastos de cordierita en las zonas próximas al granito.

En los niveles más detríticos se observa una secuencia turbidítica: a) grano-selección, b) laminación y c) estratificación cruzada (ocasionalmente).

13) 35 ms de alternancia de pizarras y grauvacas.

14) 112 ms de alternancia rítmica de niveles muy semejantes al núm. 12.

15) 75 ms de pizarras negras similares a las descritas.



FIG. 5

"Ripples" de interferencia (Ribera de Azaba)

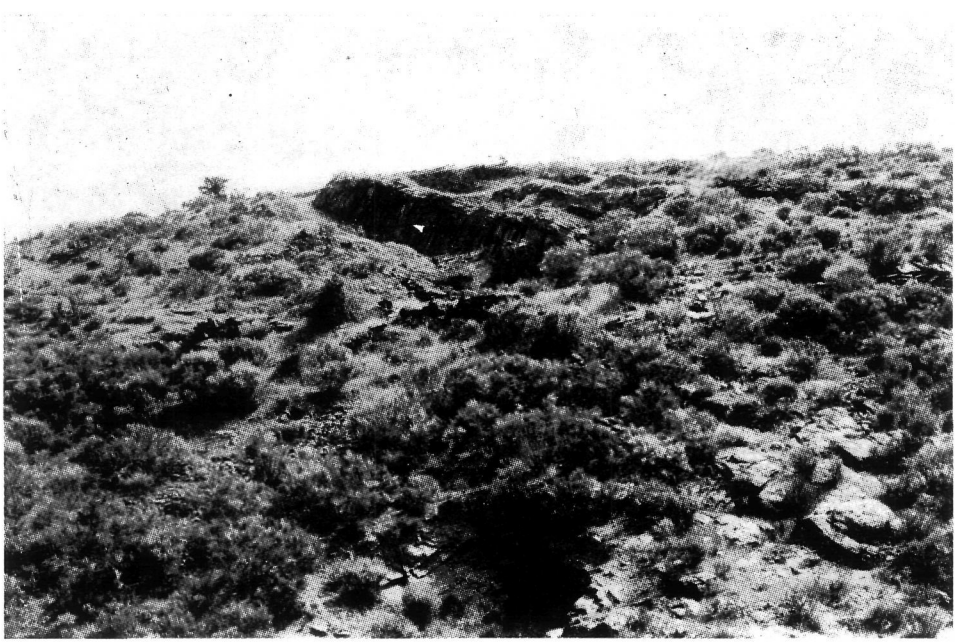


FIG. 6

Bancos potentes de grauvacas (Ribera de Azaba)



FIG. 7

Aspecto del conglomerado en las pizarras azulado-grisáceas con carácter turbidítico



FIG. 8

Conglomerado subarcósico: obsérvese la cicatriz de erosión y la estratificación gradada (Saelices)

16) 20 ms de calizas con estructuras laminadas, "slumpings", colapso brechas, etc., así como tramos conglomeráticos calcáreos. En puntos cercanos a este corte se observan esporádicamente niveles de anfibolitas de reducida potencia, constituidos por hornblenda o por tremolita-actinolita.
17) 173 ms de pizarras listadas de tonos claros grisáceos, moscovíticas y con una esquistosidad muy manifiesta.
18) Más de 200 ms de pizarras negras con bancos intercalados de 0,5 ms de espesor de grauvacas oscuras.

El espesor total de la serie es de 2.259 ms.

Correlación

Es difícil correlacionar la serie del Oeste de Carpio de Azaba con otras series locales o generales establecidas en el Macizo Hespérico. Indudablemente se encuentra por debajo de los niveles datados del Cámbrico inferior de la Rinconada (G. de Figuerola & Martínez García, 1972). Es probable que ocupe una posición intermedia entre la serie de Cabezo y Bernoy definida en Salamanca (Martínez García & Nicolau, 1973) y que sea similar a las del tránsito Precámbrico-Cámbrico del anticlinal de Valdelacasa (Lotze, 1961), especialmente las series locales de Fuentes (Moreno, 1975) con una secuencia litológica muy similar a la descrita aquí.

PETROLOGIA

Grauvacas

Se presentan generalmente en gruesos paquetes con diaclasado perpendicular a la estratificación y a veces con intercalaciones de pizarras negras. Suelen ser de tonos oscuros, a veces totalmente negras.

Frecuentemente son carbonatadas, estando entonces constituidas por cuarzo, clinozoisita, tremolita y biotita, y como minerales accesorios: calcita, plagioclasa, xenotima, monacita, biotita magnesiana, turmalina, granate, además de fragmentos de roca. Cuando la biotita se presenta abundantemente se manifiesta mejor el carácter grauváquico a juzgar por la cantidad de fragmentos de roca, que aumentan considerablemente, disminuyendo, sin embargo, los silicatos alumínico-cálcicos hasta llegar a desaparecer.

Conglomerados subarcósicos

Presentan frecuentes segregaciones de cuarzo por lo que normalmente resaltan en la topografía. Su tamaño de grano es variable, el máximo es de 2 cm y la moda de 2-4 mms. Asimismo el grado de tectonización de los cantos es variable y son subredondeados. Están constituidos fundamentalmente de cuarzo y en mucha menor proporción de feldespato potásico pertitizado, llegando éste a desaparecer por completo. La matriz es cuarcítica, sericítica o clorítica. Presentan como minerales accesorios plagioclasa (An_{07}), calcita, moscovita, xenotima y esfena.

Calizas

Generalmente son de tonos oscuros, bandeadas y con estructuras de "slumpings", colapso brechas, etc. Raramente son puras. Es frecuente la presencia de niveles claros conglomeráticos y carbonatados alternando con niveles oscuros algo dolomíticos. Ocasionalmente pueden contener algún fragmento de roca y vidrio volcánico.

Incluimos en este grupo también a los calcoesquistos biotíticos constituidos fundamentalmente por cuarzo, calcita y biotita.

Esquistos hornbléndicos

Existen pequeños niveles repartidos por todo el área estudiada de espesor inferior a 0,5 ms. Pueden contener algún nódulo centimétrico calcosilicatado.

Esquistos moscovíticos, biotíticos, sericíticos y cloríticos

Son rocas con textura grano-lepidoblástica que presentan frecuentemente una crenulación que se atenúa considerablemente al aumentar la proporción de cuarzo, poniéndose de manifiesto entonces las bandas de estratificación.

Además de cuarzo y de la mica correspondiente, pueden contener circón, apatito, plagioclasa, turmalina, pennina, rutilo y granate, así como óxidos de hierro, pirita y grafito que les confiere un color negro característico.

Areniscas

Son rocas de tonos claros, a veces rosados si presentan mayor cantidad de feldespatos.

Además de cuarzo, tienen biotita, plagioclasa (An_{08}-An_{09}), clorita, feldespato potásico, moscovita y minerales secundarios como chamosita. En el cuarzo se pueden observar fenómenos de recristalización incipientes. Pueden presentar algún fragmento de roca.

METAMORFISMO

Regional

Se trata de un metamorfismo regional de grado débil con las siguientes paragénesis:

Q-Albita-Clorita

La aparición de biotita es esporádica y suele coincidir con zonas de deformación más intensa en las que actúa la fase II.

En las rocas calcosilicatadas se observan paragénesis de:

$$Q\text{-}\begin{matrix}\textit{Tremolita}\\ \textit{Actinolita}\end{matrix}\textit{-Clinozoisita-Clorita}$$

Ocasionalmente aparece hornblenda al aumentar ligeramente el grado me-

tamórfico desapareciendo la actinolita que es fase deficitaria en la paragénesis. La reacción de paso es:

Actinolita + clinozoisita + clorita + cuarzo = hornblenda

con una estimación aproximada para esta reacción de 500°C (WINKLER, 1974).

DE CONTACTO

La aureola de contacto de pizarras mosqueadas alcanza una distancia en algunos casos superior a 1 km.; si bien, hay que hacer notar la existencia de fenómenos locales de metamorfismo puntual sin relación con masas graníticas, pero originados probablemente por la existencia de apófisis o "stocks" graníticos no aflorantes.

La cordierita que se desarrolla suele presentarse al microscopio sericitizada aunque a veces conserva su idiomorfismo.

La plagioclasa es del orden de An_{15} mientras que en zonas no afectadas por el metamorfismo de contacto es inferior a An_{09}.

En rocas carbonatadas se observan las siguientes paragénesis:

Q-Tremolita-Clinozoisita

Q-Feldes K-Clinozoisita-Diópsido-Granate

Q-Diópsido-Wollastonita

Partiendo de una zona marcada por la *tremolita* (metamorfismo regional de bajo grado) y teniendo en cuenta que el quimismo de los materiales carbonatados es sílico-cálcico-magnésico (salvo en las zonas más alumínicas en las que aparece el feldespato potásico, plagioclasa o granate) podríamos delimitar otras dos zonas, la primera de las cuales sería de una anchura de 800-850 m. y estaría representada por el *diópsido,* según la reacción:

1 Tremolita + 3 calcita + 2 cuarzo = 5 diópsido + $3CO_2$ + H_2O

Dicha reacción es un buen indicador térmico ya que en condiciones de X_{CO_2} comprendidas entre 0,2 y 0,8 la temperatura de equilibrio varía entre 490 y 525°C a P_1 = 2 Kb (ver SLAUGHTER, KERRICK & WALL, 1975).

Por último, queda delimitada una tercera zona en las inmediaciones del granito representada por la *wollastonita* según la reacción:

$$CaCO_3 + SiO_2 = CaSiO_3 + CO_2 \qquad (I)$$

y persistiendo en ella el diópsido.

Este comportamiento en las paragénesis de los niveles calcáreos guarda cierta analogía con la zonación metamórfica en torno al granito Peak (MEL-

SON, 1966), si bien en la zona de nuestro estudio los granitos afectan ya a materiales previamente metamorfizados de bajo grado. Además, hemos de considerar aquí otras circunstancias geológicas que analizaremos a continuación.

A diferencia de la dolomita y magnesita que reaccionan con el cuarzo a bajo grado de metamorfismo es incuestionable que la calcita reacciona con requerimiento de mayores temperaturas, sin embargo, tanto el cuarzo como la calcita pueden ser constituyentes de una paragénesis de bajo o de alto grado.

Hay que hacer notar asimismo que a las más altas temperaturas alcanzadas en el metamorfismo regional son estables calcita + cuarzo. Así pues, para que se realice la reacción (I) se requieren unas condiciones, como afirma WINKLER (1965), que consisten en: a) que la fase fluida rica en CO_2 fuera considerablemente diluida por agua, o b) que la presión del fluido rico en CO_2 fuera baja en la estrecha zona térmica del metamorfismo de contacto. La primera condición puede cumplirse en nuestra zona ya que la aparición de wollastonita va ligada frecuentemente a niveles carbonatados de un espesor inferior a 1 m. y, por lo tanto, el agua de las rocas adyacentes con abundantes filosilicatos por el efecto térmico podría ser extraída de éstos e introducida en esos niveles carbonatados diluyendo así la fase fluida rica en CO_2 y haciendo que el equilibrio se desplace a la derecha. Es decir, habría una considerable dilución de la fase fluida rica en CO_2. Este efecto vendría reflejado en el siguiente cuadro según GREENWOOD (1967):

TEMPERATURA °C		
X_{CO_2}	P_f = 1000 bares	P_f = 2000 bares
0,25	**580**	610
0,50	**630**	670
0,75	**660**	715
1,00	**670**	730

Teniendo en cuenta que probablemente el emplazamiento de los granitos del área estudiada está próximo a los 2 Kb (en prensa) la temperatura de este equilibrio variará considerablemente según X_{CO_2}. En las observaciones microscópicas realizadas no hemos observado paragénesis de granate con wollastonita que se originan a valores de X_{CO_2} menores de 0,20 - 0,22 (KERRICK, CRAWFORD & RANDAZZO, 1973; KERRICK, 1974). Por tanto, lo único que puede afirmarse es que la temperatura mínima para la formación de la wollastonita

es de 610°C con valores de X_{CO_2} superiores a 0,20. El límite superior no puede fijarse con certeza, pues no conocemos el valor exacto de X_{CO_2} que, sin embargo, por los razonamientos anteriormente expuestos no debe ser elevado, posiblemente inferior a 0,5, lo cual nos daría una temperatura inferior a 670°C.

TECTONICA

Existen en el área estudiada cuatro fases hercínicas importantes de deformación cuya intensidad y efectos no se manifiestan de un modo uniforme, sino que se hacen patentes variaciones apreciables en la intensidad de cada una de las fases en todo el dominio considerado.

Seguidamente analizaremos cada una de las fases tectónicas.

1.ª FASE DE DEFORMACION

MACROESTRUCTURAS

Se han puesto de manifiesto prácticamente en toda la zona estudiada. Particularmente importante es una macroestructura sinclinal bastante amplia que se extiende desde el SO de Carpio de Azaba y pasando por Gallegos de Argañán acaba al N del área estudiada, presentando una longitud mayor de 12 Kms.

La longitud de onda de estos pliegues es variable desde 3 ó 4 Kms. en el centro y E hasta algunos centenares de metros en el O.

La vergencia es siempre hacia el E y NE (ver corte geológico, fig. 9) excepto en las zonas donde el efecto de la 2.ª fase es intenso, como al O de la zona cartografiada.

Estas macroestructuras llevan asociadas una esquistosidad de flujo S_1.

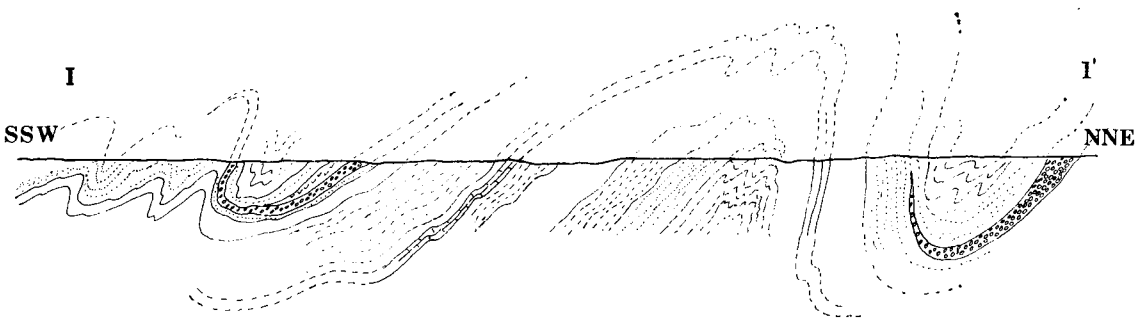


FIG. 9

Corte geológico I-I' (ver mapa geológico)



FIG. 10

Pliegue de fase I en el sinclinal de Gallegos de Argañán

PLIEGUES MENORES

Existen una serie de pliegues métricos, algunas veces decimétricos y raramente decamétricos. Normalmente son vergentes al E o al NE e isoclinales excepto en los lugares que la deformación es menos intensa, conservándose su forma disimétrica (Figs. 10 y 11). Predominan los moderadamente inclinados y con débil cabeceo, según la clasificación de FLEUTY (1964), en las zonas donde sólo actúa la fase I.

En el mapa tectónico que se adjunta se pueden ver representados una serie de ejes de pliegues menores que en el sinclinal de Gallegos de Argañán están casi siempre buzando al sur, excepto en las zonas afectadas por basculamiento debido a las fracturas tardías. Los pliegues se hacen más apretados e isoclinales al O de esta gran estructura, poniéndose de manifiesto allí que el dominio estructural es más profundo.

ESQUISTOSIDAD S_1

Es una esquistosidad de flujo que se dispone paralelamente a los planos axiales de los pliegues menores y mayores. Suele ser bastante penetrativa. Se observa muy bien en el sinclinal de Gallegos de Argañán.

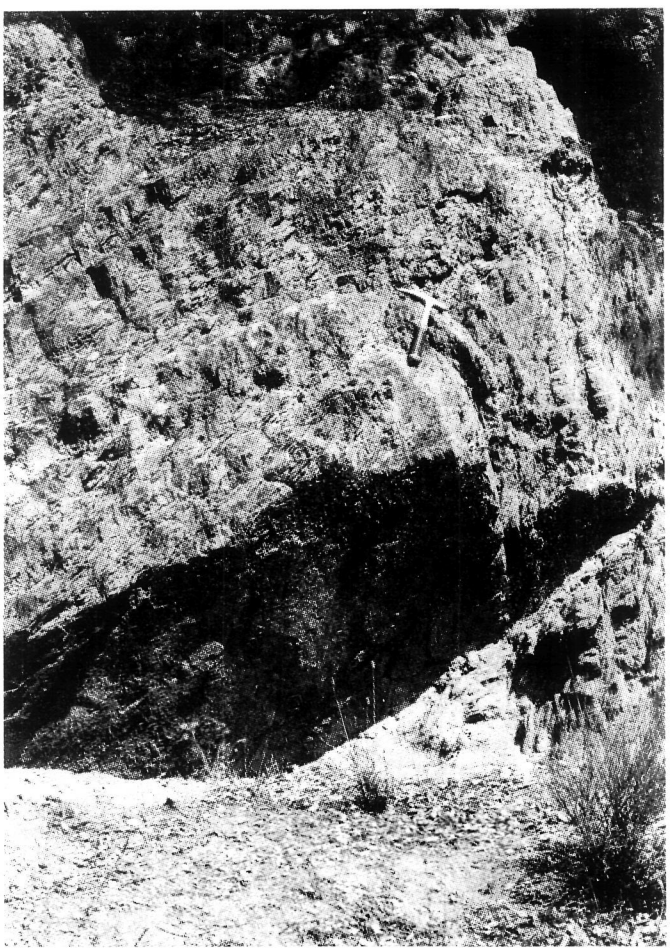


FIG. 11

Pliegue de fase I vergente al E en el sinclinal de Gallegos de Argañán (Ribera de Azaba)

ESTRUCTURAS LINEARES DE 1.ª FASE

EJES DE PLIEGUES MENORES: Como ya hemos hecho referencia, estos ejes definen un elemento linear, tal como está reflejado en la cartografía, que es paralelo a la traza axial de las macroestructuras de primera fase (Fig. 12).

LINEACIONES DE ALARGAMIENTO: Vienen definidas por el alargamiento de los minerales en distintas rocas, como el cuarzo y el feldespato en el conglomerado subarcósico, que tienden a disponerse paralelamente al eje B cinemático de los pliegues. El grado de tectonización de este conglomerado es variable, normalmente poco intenso. También en las rocas calcáreas puede observarse una orientación de los cantos de cuarzo y de dolomía según el eje B cinemático.

LINEACIONES DE INTERSECCIÓN: En la zona de Gallegos de Argañán se define bien esta lineación. Se han realizado medidas de lineación L_1 en las zonas

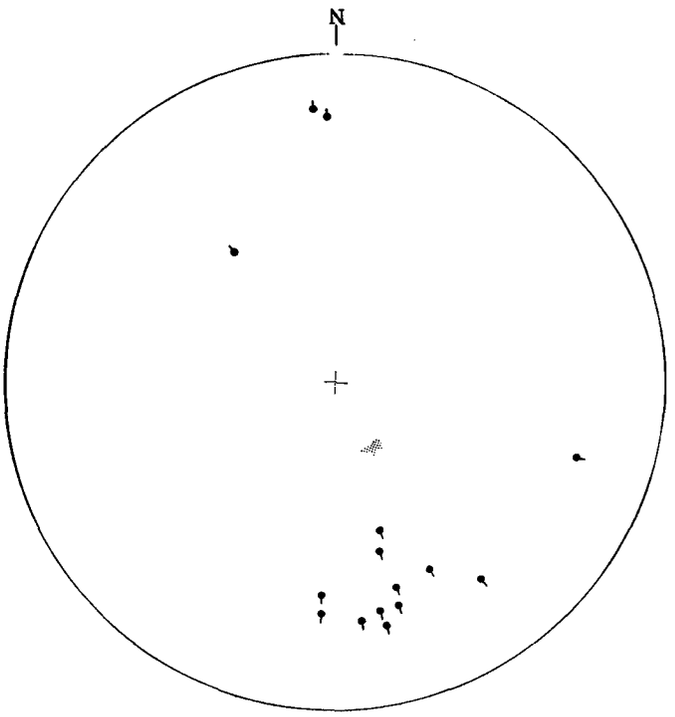


FIG. 12

Ejes de pliegues menores de fase I en el sinclinal de Gallegos de Argañán

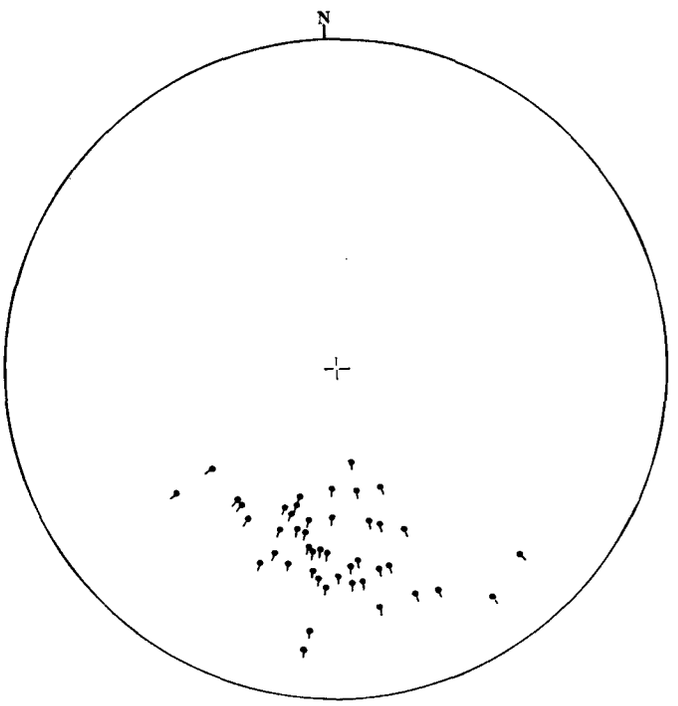


FIG. 13

Lineaciones L_1 en zonas de cierre del sinclinal de Gallegos de Argañán

de cierre del sinclinal (Fig. 13), observándose que este elemento linear está en concordancia con los anteriores. El vector estadístico medio (suma de vectores en coordenadas polares) resulta ser 185/30 S, y podemos decir, por lo tanto, que el σ_1 tiende a ser E-O.

2.ª FASE DE DEFORMACION

Macroestructuras

Se ponen de manifiesto especialmente al O del área estudiada donde en la cartografía se observan una serie de pliegues cuya traza axial tiende a ser E-O. Tal como queda reflejado en la cartografía estos pliegues presentan una disarmonía progresiva siendo muy apretados en determinadas zonas del cierre para convertirse progresivamente en pliegues bastante laxos.

La vergencia de estas macroestructuras es al N y su longitud de onda aproximadamente de 1 Km.

Pliegues menores

Son métricos, vergentes al N y con tendencia a ser isoclinales. Llevan asociados una esquistosidad de plano axial S_2.

Esquistosidad S_2

Está presente principalmente al oeste de la zona estudiada, aunque también aparece ocasionalmente al N y NE. Es variable en su intensidad, existiendo varios estadios en su evolución, desde esquistosidad de fractura, micropliegues, transposición de la S_1 con bandeado tectónico hasta llegar a esquistosidad de flujo en algunas ocasiones. Es en la zona oeste donde con más intensidad se manifiesta dicha esquistosidad, siendo la única que se observa ya que la S_1 está totalmente transpuesta y sólo al microscopio se pueden observar restos de ésta por medio de micas que forman arcos poligonales en el bandeado tectónico (Figs. 14, 15, 16 y 22).

Estructuras lineares

Además de los ejes de pliegues menores de 2.ª fase existe la lineación L_2, intersección de S_1 con S_2. A tenor de las lineaciones L_2 representadas (Fig. 17) se puede decir que el σ_1 del elipsoide de deformación es aproximadamente E-O, a pesar de que las trazas axiales tienden a llevar esa misma dirección,

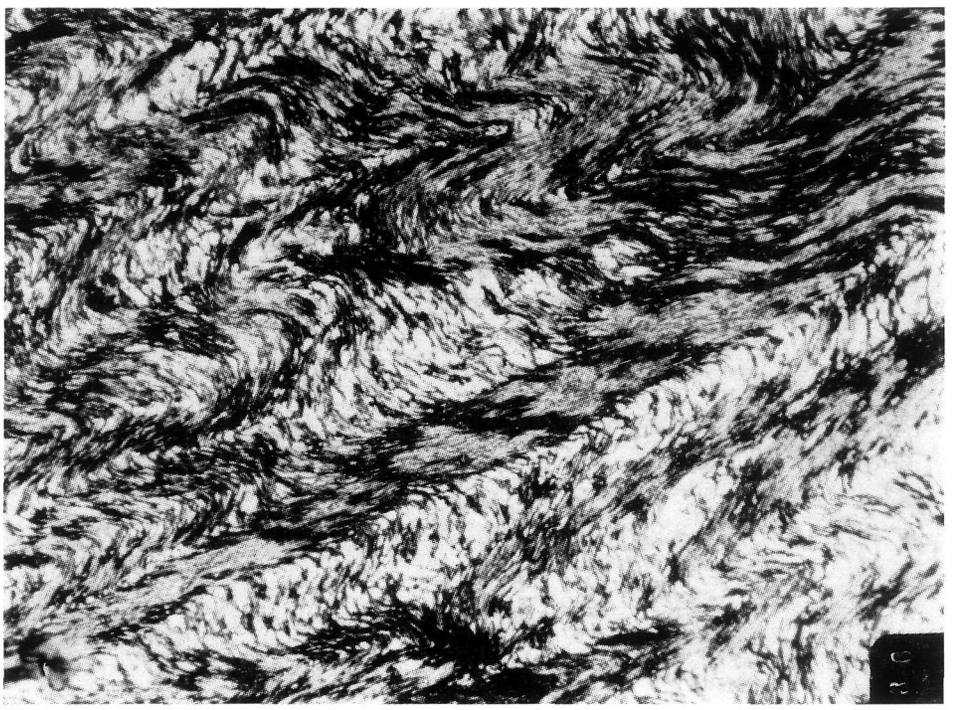


FIG. 14

Esquistosidad de crenulación S_2 con bandeado tectónico (O de Gallegos de Argañán). L.N. × 20

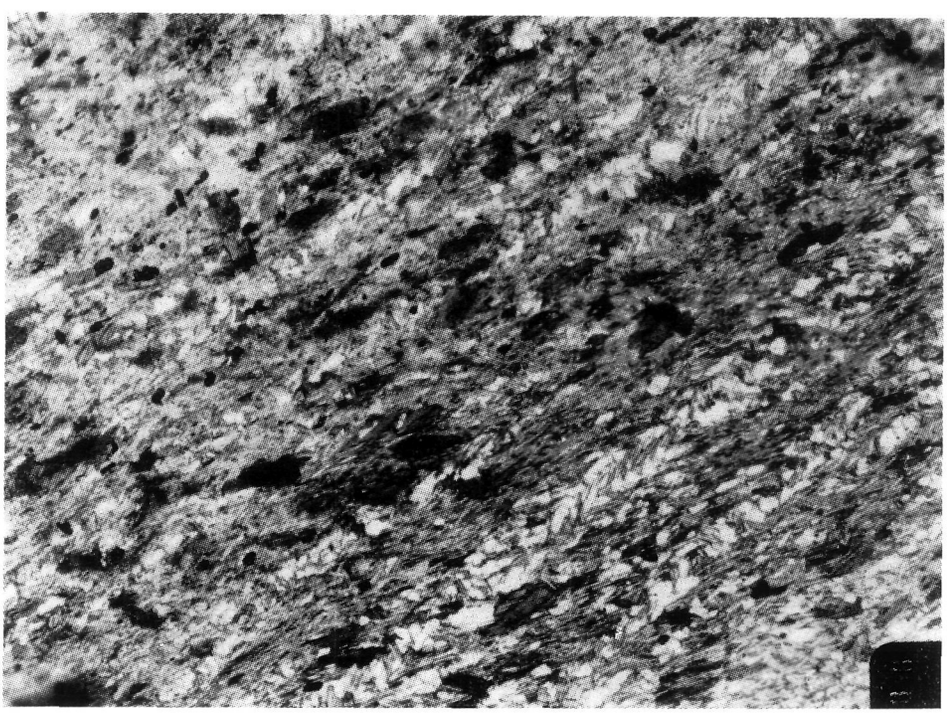


FIG. 15

Esquistosidad de fase II S_2 con porfiroblastesis de biotita (O de Alameda de Gardón). L.N. × 20

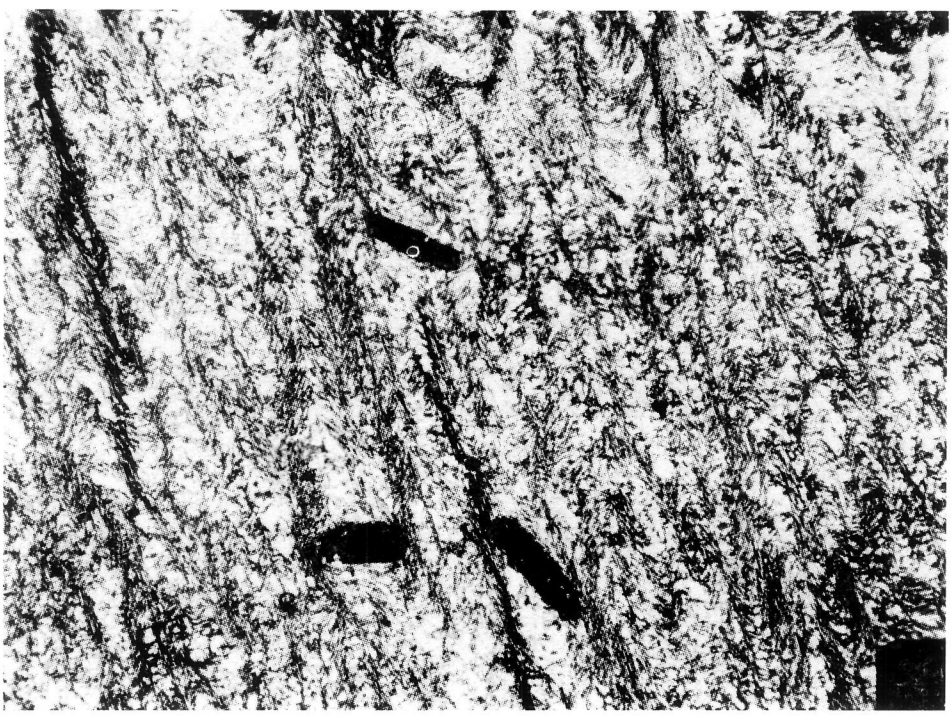


FIG. 16

Esquistosidad S_2 —rutilos pre fase II— (Alameda de Gardón). L.N. × 20

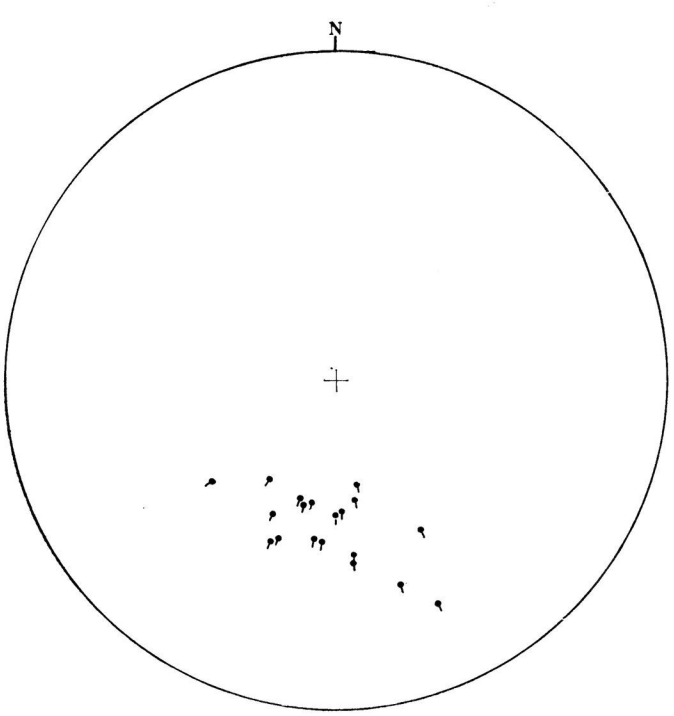


FIG. 17

Lineaciones L_2 (entre Gallegos de Argañán y Alameda de Gardón)

es decir, prácticamente homoaxial con el elipsoide de la fase I. Esto, sin embargo, hay que considerarlo con cautela puesto que anteriormente a la fase I el complejo esquisto-grauváquico ya estaba deformado, aunque sin esquistosidad, como puede demostrarse por la lineación de intersección S_0 con S_1 que suele estar verticalizada tal como se observa en ciertos puntos.

3.ª FASE DE DEFORMACION

MACROESTRUCTURAS

En la cartografía puede observarse una macroestructura de 3.ª fase, aparentemente de antiforma, de dirección N 20 E - N 30 E, localizada al E de la zona estudiada y presentando una extensión aproximada de 9 Kms. Se trata de una flexión o un pliegue muy laxo que afecta también a los pliegues de 1.ª fase cuya taza axial pasa de ser N-S a NO-SE. Asimismo existen varias macroestructuras en forma de pliegues laxos o flexiones frecuentemente localizados en las fallas cartografiadas, siendo particularmente notable la flexión producida por una falla al oeste de Carpio de Azaba.

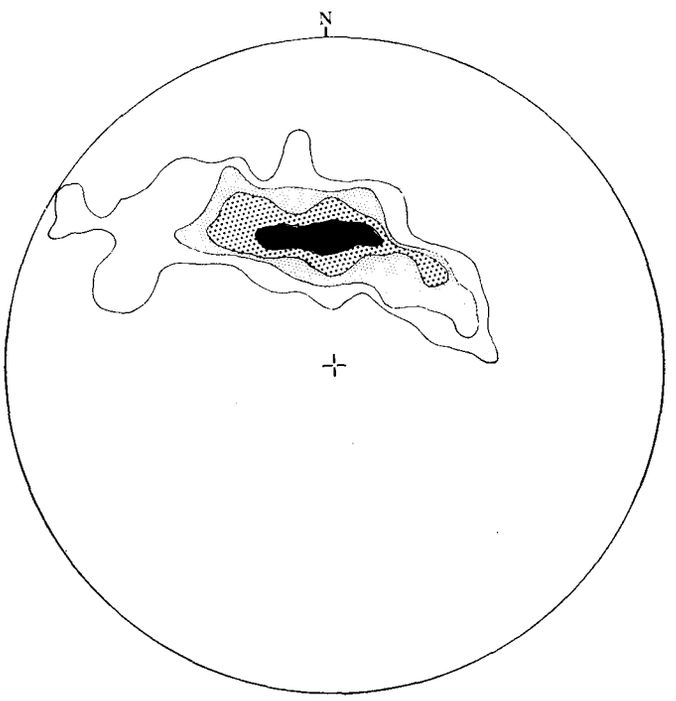


FIG. 18

Esquistosidad S_2. Contornos 5-10-15-20 % para el 1 % del área total

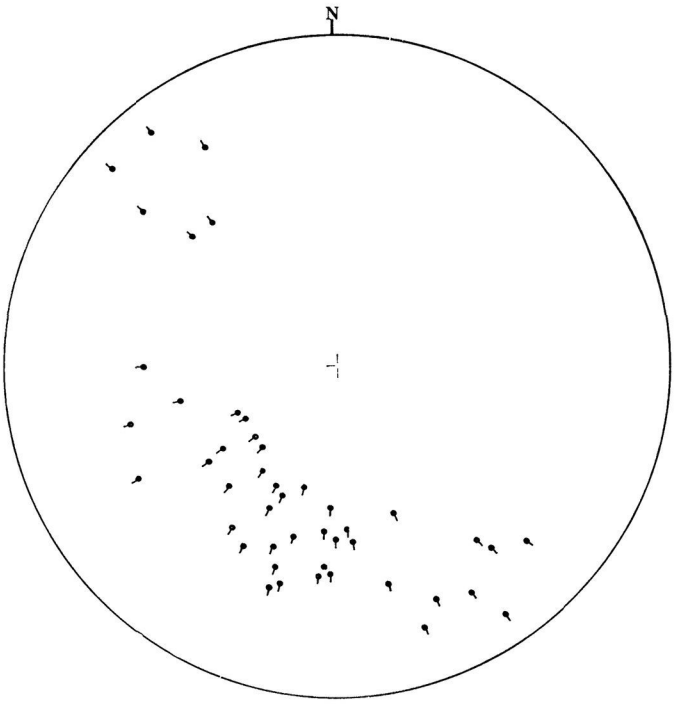


FIG. 19

Lineaciones L_1 (en el flanco E del sinclinal de Gallegos de Argañán)



FIG. 20

Pliegues "chevron" de fase IV (carretera de Castillejo a Aldea del Obispo)

Estas fallas son de desgarre dextrógiras y con un desplazamiento máximo de 1 Km. y de dirección que oscila desde N55E hasta N67E. Frecuentemente están rellenas de cuarzo, en especial, cuando la distancia al granito no es muy grande, pudiendo llevar asociadas mineralizaciones de estaño. Además, existe otro sistema de fallas de desgarre de menor importancia que también produ-

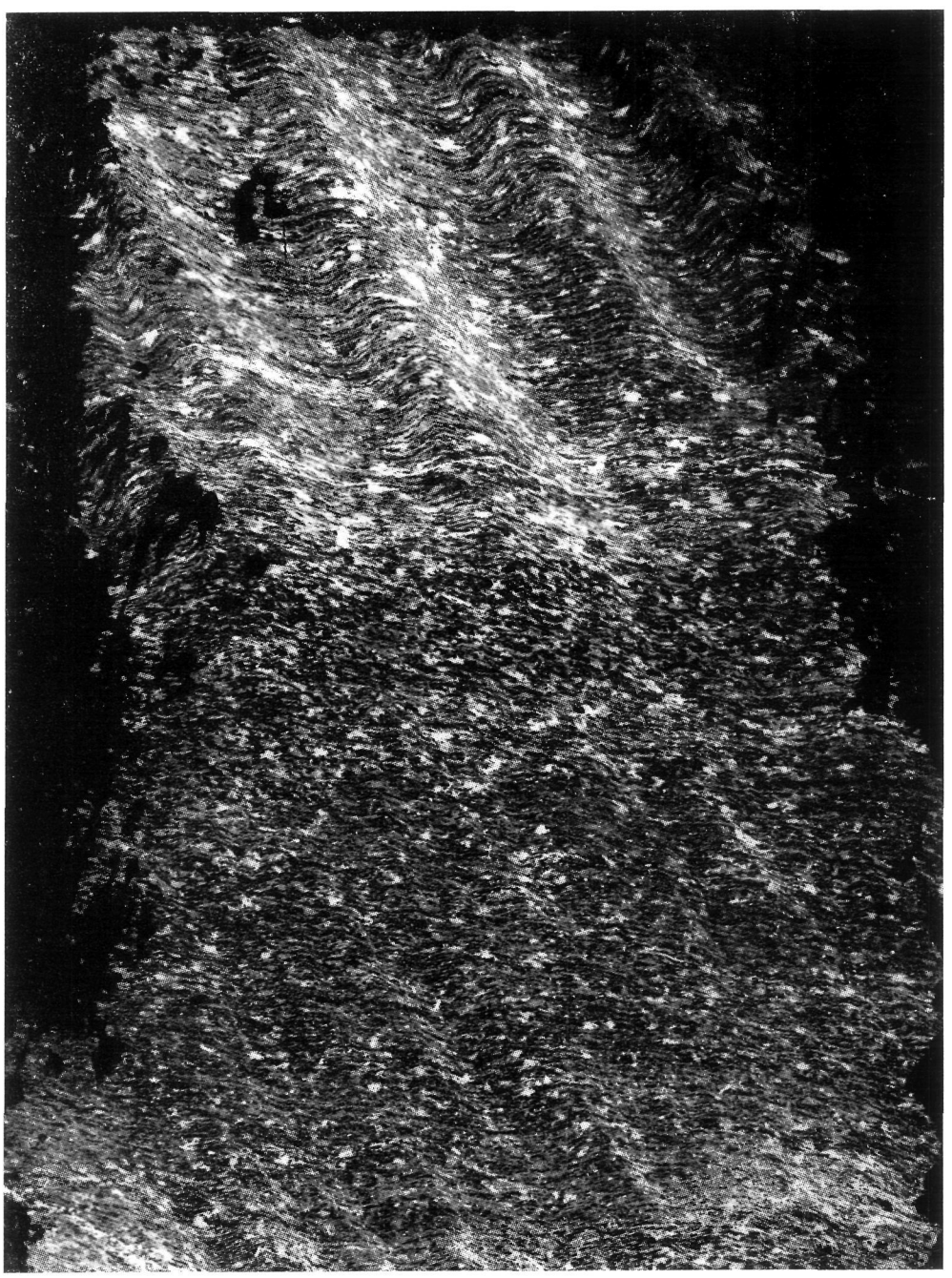


FIG. 21

Esquistosidad S_3 —fase IV—. Sección perpendicular a S_2 y S_3. (Negativo de la lámina delgada. Los puntos blancos son biotita lepidoblástica). (Ribera de Gardón)

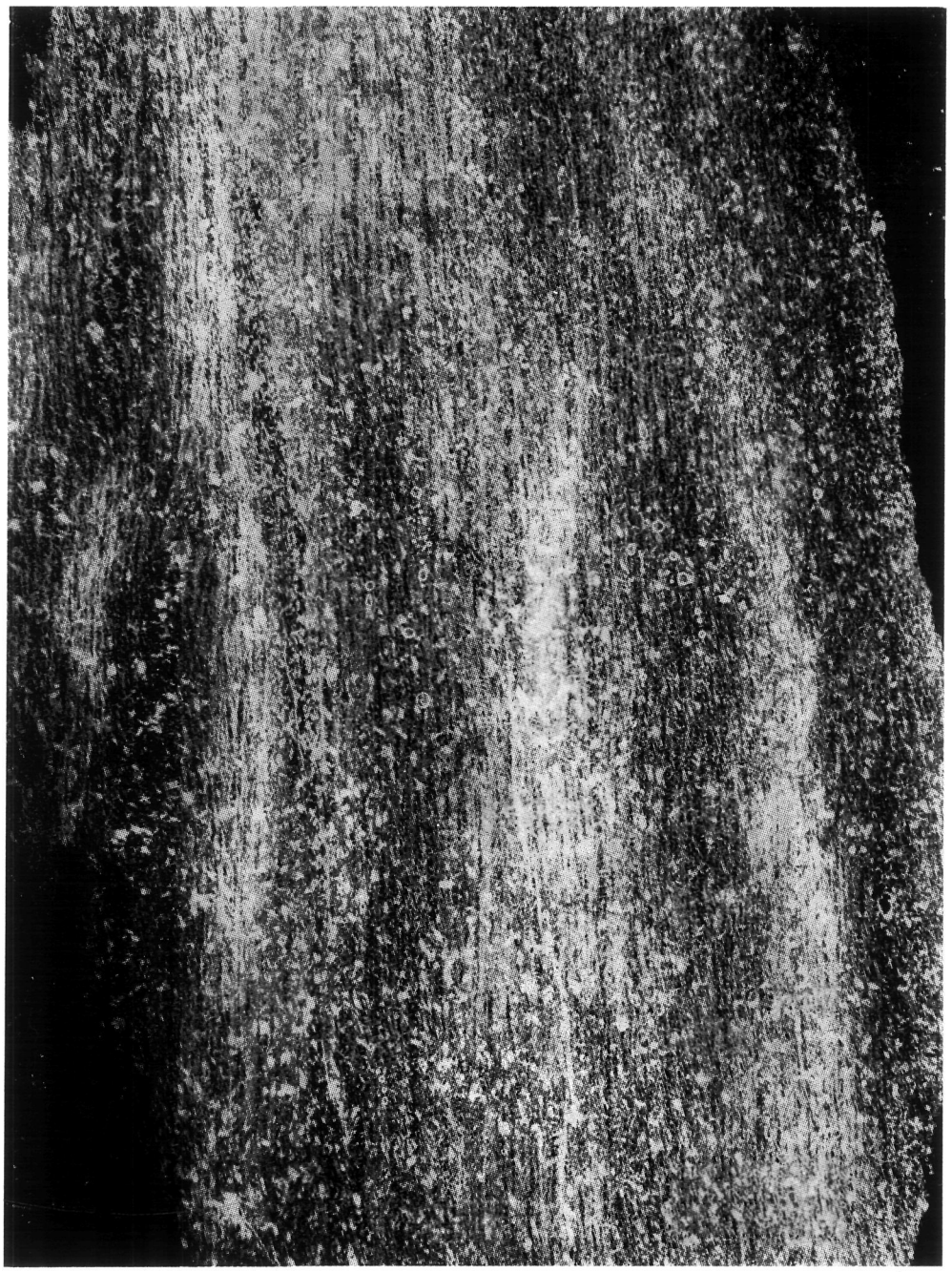


FIG. 22

Esquistosidad S_2. Sección paralela a S_3 y perpendicular a S_2 (misma muestra que la anterior)

cen flexiones o pliegues laxos y de dirección N15E-N30E, probablemente conjugadas de las anteriores.

En la cartografía se observa también el efecto de esta tercera fase por las flexiones en la traza axial de los pliegues de 2.ª fase. Por otra parte, se han proyectado 41 polos de esquistosidad S_2 (Fig. 18), poniéndose de manifiesto

la dispersión de los polos que definen una zona de dirección aproximada N20E, lo cual coincide con las flexiones de las macroestructuras.

Asimismo la proyección de lineaciones L_1 en el flanco E del sinclinal de Gallegos de Argañán (Fig. 19), donde no actúa la fase II sino sólo las fases I y III, pone de manifiesto la dispersión de estas lineaciones.

Es importante hacer notar que, según nuestro criterio, las direcciones hercínicas aberrantes que se observaban en el área de Fuenteguinaldo (Salamanca), G. DE FIGUEROLA (op. cit.), se deben a flexiones kilométricas de la fase III que produce un efecto serpenteante en gran parte del orógeno hercínico.

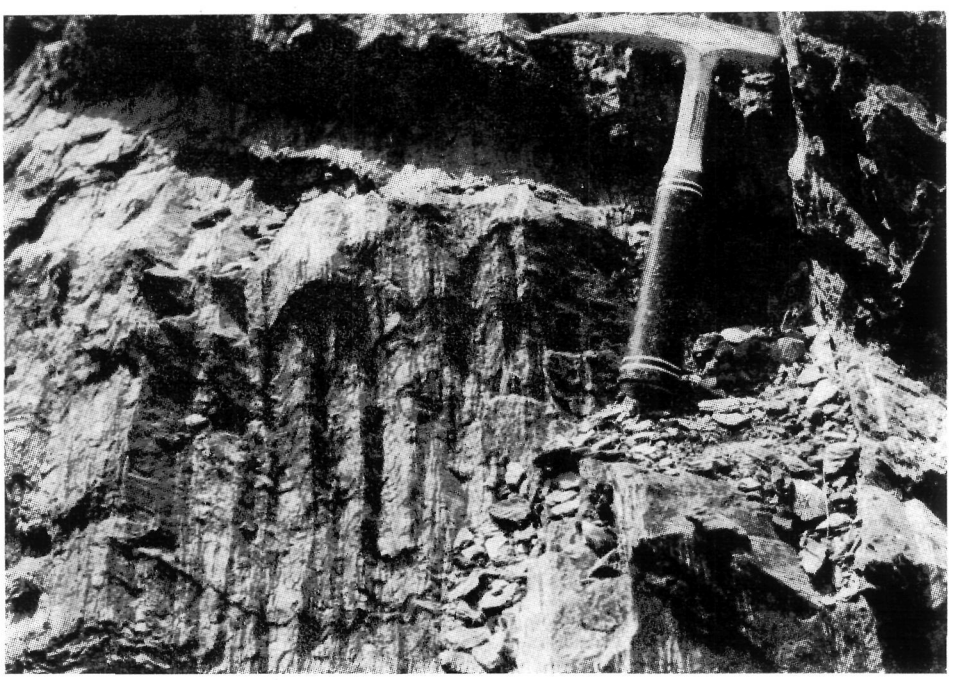


FIG. 23

Micropliegues tipo "chevron" de la fase IV (Castillejo de Dos Casas)

4.ª FASE DE DEFORMACION

Se pone de manifiesto especialmente en la parte nor-occidental del área estudiada.

No origina macroestructuras, pero sí pliegues menores frecuentemente de tipo "chevron" (Fig. 20) y con una longitud de onda que oscila de 0,5 m. a 2 m. A veces los pliegues son laxos, pero siempre su plano axial tiende a ser subvertical.

Lleva asociada una esquistosidad de crenulación S_3 que tiende a ser de dirección E-O. Vista al microscopio se presenta incipiente; su longitud de onda

es de 3 a 4 mm. (Figs. 21 y 22), pero puede variar, observándose a veces micropliegues "chevron" de varios cms. (Fig. 23); otras veces, la separación de los planos de esquistosidad se reduce considerablemente al ser ésta de plano axial de pliegues mesoscópicos (Fig. 24).

Se han representado 43 polos de esquistosidad S_3 (Fig. 25); se puede observar que la dispersión es mínima (compárese con la dispersión de la S_2 en la figura 18). Luego cabe admitir que entre la fase II y IV existe una intermedia sin esquistosidad que afecta a la segunda, pero no a la cuarta.

El efecto que produce la 4.ª fase de deformación es el de horizontalizar la esquistosidad S_2 (véase corte en el esquema tectónico).

Posteriormente a la fase IV de deformación aparecen estructuras distensivas ("kink-bands") con direcciones variables, pero predominantemente E-O y buzando al norte 30-40°.

Por último, hay que hacer notar que las fallas de desgarre anteriormente descritas han rejugado posteriormente, afectando incluso a depósitos terciarios.

RELACION DE LA INTRUSION GRANITICA CON LA TECTONICA

En las zonas próximas al granito se observa en los esquistos incipiente porfiroblastesis de biotita debido al influjo térmico. Esta biotita es posterior



FIG. 24

Pliegues de fase IV de plano axial subvertical con esquistosidad grosera (Castillejo de Dos Casas)

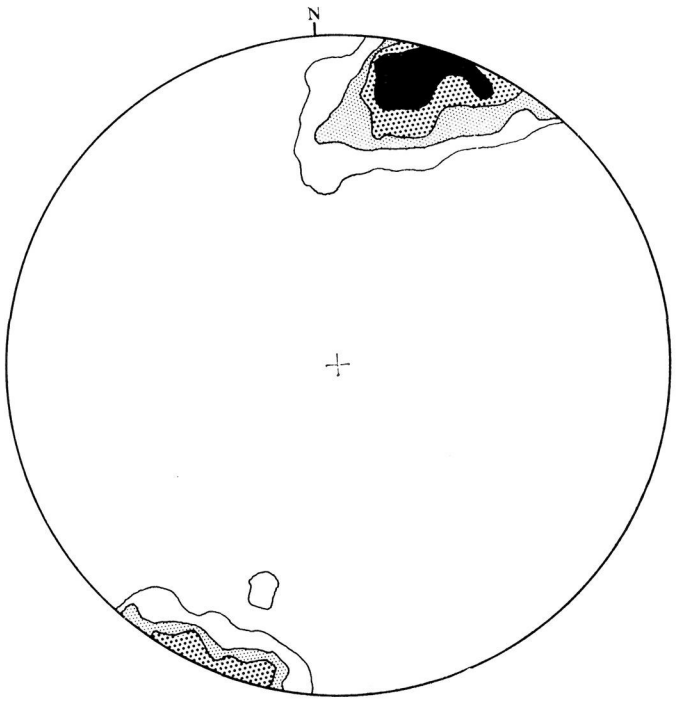


FIG. 25

Esquistosidad S_3. Contornos 5-10-15-20 % para el 1 % del área total

a la esquistosidad S_2 (Figs. 15 y 22), admitiéndose pues, que el granito es igualmente posterior a dicha fase.

Por otra parte, el granito está afectado por las fallas de desgarre relacionadas en algunos casos con las flexiones de la fase III, y asimismo las apófisis graníticas están afectadas por la fase IV. Cabe, pues, situarlo entre las fase II y III (con seguridad entre las fases II y IV).

RELACION DEL METAMORFISMO REGIONAL CON LA TECTONICA

Los procesos de blastesis mineral manifestados principalmente por la biotita, granate y especialmente rutilo nos demuestran que la fase álgida metamórfica (que en esta zona pertenece a estadios débiles e intermedios) está situada en la interfase I y II, como parece poder demostrarse por los fenómenos de sombras de presión y los de aplastamiento en torno a estos minerales metamórficos. De todas formas, la blastesis mineral metamórfica comienza a actuar durante la fase I ya que las micas están orientadas según los planos de esquistosidad S_1.

AGRADECIMIENTOS: Damos las gracias al Prof. García de Figuerola, J. R. Martínez Catalán y F. González Lodeiro por sus sugerencias y comentarios.

BIBLIOGRAFIA

ARRIBAS, A. (1962): *Las pizarras uraníferas de la provincia de Salamanca.* Est. Geol., 18, 155.

FLEUTY, M. J. (1964): *The description of folds.* Geol. Assoc. Proc., 75, 461-492.

GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1970): *La existencia de pliegues en el complejo esquisto-grauváquico.* Act. Geol. Hisp., 5 (4).

— y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972): *El cámbrico inferior de la Rinconada (Salamanca).* Stvd. Geol., 3, 33-41.

GIL Y MAESTRE, A. (1880): *Descripción física y minera de la provincia de Salamanca.* Mem. Com. Mapa Geol. España.

GONÇALVES, F. y TORRE DE ASSUNÇÃO, C. F. (1966): *Carta Geológica de Portugal. Escala 1:50.000.* Noticia explicativa da folha 18. Nave de Haver. Lisboa.

GREENWOOD, H. J. (1967): *Wollastonite: stability in $H_2O - CO_2$ mixtures and ocurrence in a contact-metamorphic aureole near Salmo, British Columbia, Canada.* Am. Min. 52, 1669-1680.

JIMÉNEZ FUENTES, E. (1970): *Estratigrafía y paleontología del borde Sur-Occidental de la cuenca del Duero.* Tesis Doctoral, 325 pp. Univ. Salamanca.

KERRICK, D. M. (1974): *Review of Metamorphic Mixed-Volatile ($H_2O - CO_2$) Equilibria.* Am. Min., 59, 729-762.

— CRAWFORD, K. E. y RANDAZZO, A. F. (1973): *Metamorphism of Calcareous Rocks in Three Roof Pendants in the Sierra Nevada, California.* Jour. Petrol., 14 (2), 303-325.

LOTZE, F. y SDMUY, K. (1961): *Das Kambrium Spaniens.* Abh. Math-naturw. Klasse, 6. Part I: *El Cámbrico de España,* F. LOTZE. Trad. de GÓMEZ DE LLARENA, J. Mem. IGME. (1969).

MARTÍNEZ GARCÍA, E. y NICOLAU, J. (1973): *Los terrenos infraordovícicos de la antiforma de Martinamor (Salamanca).* Bol. Geol. Min., 84, 407-418.

MELSON, W. G. (1966): *Phase equilibria in calc-silicate hornfels, Lewis and Clark County, Montana.* Am. Min., 51, 402-421.

MINGARRO, F.; MINGARRO, E. y LÓPEZ DE AZCONA, M. C. (1971a): *Mapa Geológico de España 1:50.000.* Hoja núm. 500. *Villar de Ciervo.* IGME. Madrid.

— (1971b): *Mapa Geológico de España 1:50.000.* Hoja núm. 525. *Ciudad Rodrigo.* IGME. Madrid.

MORENO, F. (1975): *Olistostromas, fangoconglomerados y slump folds. Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (Provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real).* Est. Geol., 31, 249-260.

SCHMIDT-THOME, P. (1945): *Paläzoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge im Westlichen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Cáceres).* Geotekt Forschungen, 6, 37-77. Trad. esp. por RÍOS, J. M. (1950). Publ. Extr. s. Geol. de España, t. V, 93-144. Madrid.

SLAUGHTER, J. ; KERRICK, D. M. y WALL, V. J. (1975): *Experimental and thermodynamic study of equilibria in the system $CaO - MgO - SiO_2 - H_2O - CO_2$.* Am. J. Sci., 275, 143-162.

TEIXEIRA, C.; DE MEDEIROS, A. C.; PILAR, L.; LOPES, J. T. y ROCHA, A. T. (1959): *Carta Geológica de Portugal. Escala 1:50.000.* Noticia explicativa da folha 18 B, Almeida. Lisboa.

WINKLER, H. (1965-1974): *Petrogenesis of Metamorphic rocks.* 3.ª ed., Springer-Verlag. Berlin, 320 pp.

— (1974): *Les réactions minéralogiques, indicateurs des conditions métamorphiques.* Cent. Soc. Géol. Belgique. *Géologie des domaines cristallins.* Liege, 67-87.

STVDIA GEOLOGICA, XI, 1976 (151-161)

ESTRATIGRAFIA DEL JURASICO MARINO EN EL SECTOR SUR-OCCIDENTAL DE LA PROVINCIA DE BURGOS

I. VALLADARES*

RESUMEN.—Se exponen en este trabajo las conclusiones estratigráficas obtenidas en el Jurásico marino del borde occidental de la cuenca de Cameros. Se describen las diversas unidades litoestratigráficas que lo integran, así como las variaciones observadas en los distintos puntos. Esto permite ver una evolución desde un medio salobre a una plataforma de cierta profundidad, pasando posteriormente dentro de la plataforma a dos subcuencas separadas por un umbral. Finaliza bajo estas condiciones la sedimentación marina del Jurásico y se inicia la sedimentación de la facies Purbeck.

SUMMARY.—This work shows the stratigraphic conclusions obtained about the marine Jurassic in the east margin of the Cameros Basin. Various formations are defined so that changes in different places may be noticed. This allows us to see an evolution from a brackish environment to a platform at some depth, which later becomes two basins divided by a threshold. At this stage in the evolution the Jurassic marine sedimentation ends and the sedimentation of Purbeck beds begins.

INTRODUCCION

La región estudiada se sitúa al SE de la Sierra de la Demanda y al E de la depresión terciaria del Duero, formando el borde occidental de la cuenca de Cameros (figura 1).

El Jurásico marino aparece únicamente sobre el substrato Triásico en el borde sur de la Sierra de la Demanda, mientras que en los restantes puntos de la región, aparece a favor de estructuras, lo que impide observar los niveles inferiores.

Desde el punto de vista litológico se han distinguido varias unidades perfectamente delimitadas con una cartografía a escala 1/50.000 y con un cierto valor cronoestratigráfico. Los datos bioestratigráficos se basan fundamentalmente en los resultados de MENSINK (1965) y BULARD et al. (1973).

* Departamento de Estratigrafía. Universidad de Salamanca.

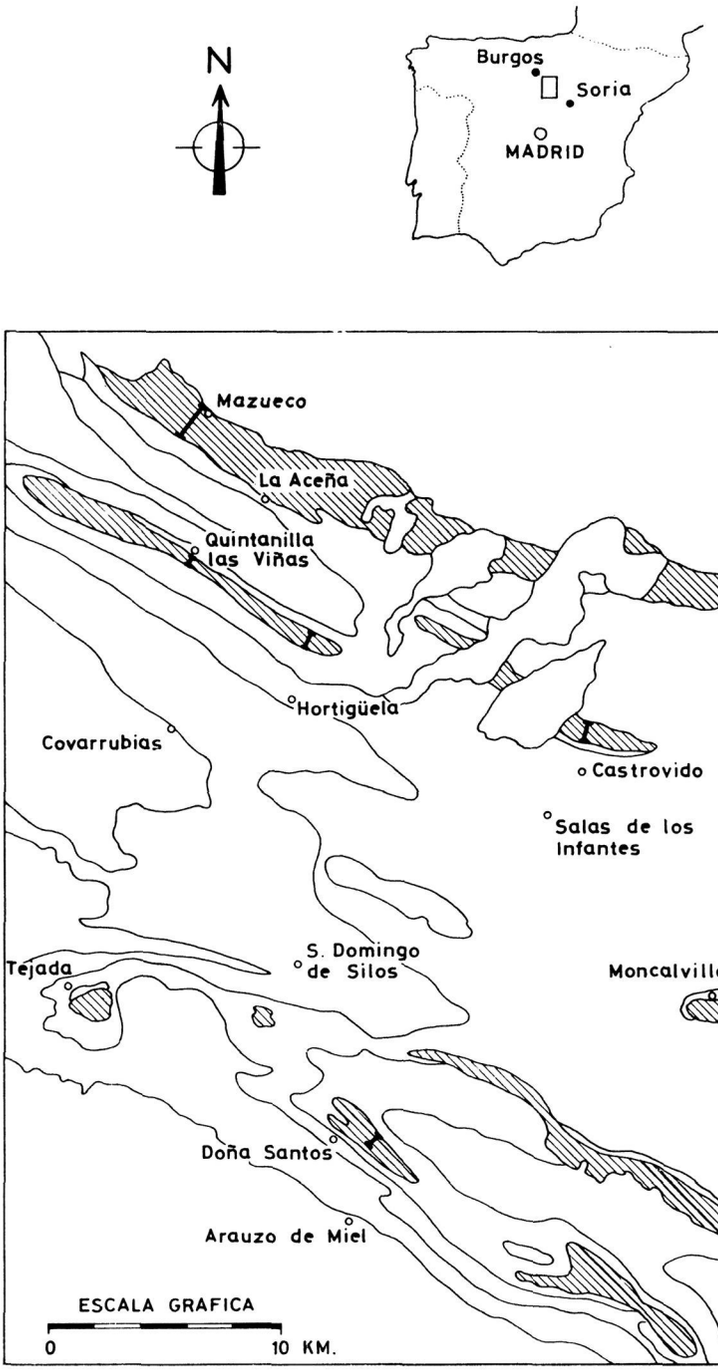


FIG. 1

Situación geográfica. Distribución de afloramientos jurásicos y situación de las series realizadas

ESTRATIGRAFIA

Dentro de los sedimentos pertenecientes al Jurásico marino, se pueden distinguir varias unidades, de muro a techo, cuyos caracteres se describen a continuación:

TRAMO DOLOMÍTICO

Se incluyen bajo esta denominación los depósitos basales del ciclo jurásico que se inicia con la llamada "facies carniolas".

La serie tipo (figura 2) está tomada 500 m. al W de la localidad de Mazueco (figura 1), por el camino vecinal que va a San Millán de Lara y es de muro a techo:

Muro: Margas del Keuper.

1. 12 m. Calizas dolomíticas cavernosas, color rosa, con abundantes recristalizaciones y geodas de calcita; aspecto masivo.
2. 4 m. Dolomías margosas bien estratificadas, color verde; tienen laminaciones debidas a algas.
3. 73 m. Calizas dolomíticas cavernosas, a menudo brechificadas; color rosa, con abundantes recristalizaciones y geodas de calcita. Pasan hacia arriba de forma gradual a calizas ligeramente dolomíticas de grano muy fino, color gris oscuro, bien estratificadas con frecuentes laminaciones debidas a algas.
4. 1,5 m. Dolomía de grano fino, color rosa, muy recristalizada; estratificada en bancos de 30 cm, con laminaciones debidas a algas de color amarillo.
5. 1 m. Dolomía de grano fino, color gris, muy recristalizada; estratificada en bancos de 20 cm.
6. 1,4 m. Caliza dolomítica de grano fino, colores rosa y amarillo, muy recristaiizada; estratificada en bancos de 30-60 cm, disminuyendo el espesor hacia arriba. Tiene laminación paralela y ondulada marcada por recristalizaciones de calcita que se pierden hacia el techo, donde adquiere tonos grises.
7. 0,1 m. Margas calcáreas compactas, color blanco.
8. 1,5 m. Caliza dolomítica de grano fino recristalizada; estratificada en bancos de 70 cm separados por niveles margosos de 10 cm. En la base de los bancos presenta laminaciones debidas a algas que se pierden hacia arriba.

Techo: Calizas del tramo margoso.

Dentro de esta unidad se pueden diferenciar dos subtramos. Al inferior corresponden los cinco niveles inferiores de la serie tipo, mientras que al superior pertenecen los niveles 6, 7 y 8. El paso del subtramo inferior al superior se hace de una forma gradual con la pérdida paulatina de magnesio, lo que hace que presente caracteres muy similares al inferior, con la única diferencia algo notable de que se presenta estratificada en bancos aunque de una forma bastante irregular.

La edad es desconocida debido a ser completamente azoico en toda la región, aunque MENSINK (op. cit.) cita fósiles indeterminables en localidades situadas al E de las que aquí se estudian. Sin embargo en el techo del tramo aparecen margas y calizas con gran contenido en fauna que definen la zona *raricostatum* del Sinemuriense superior.

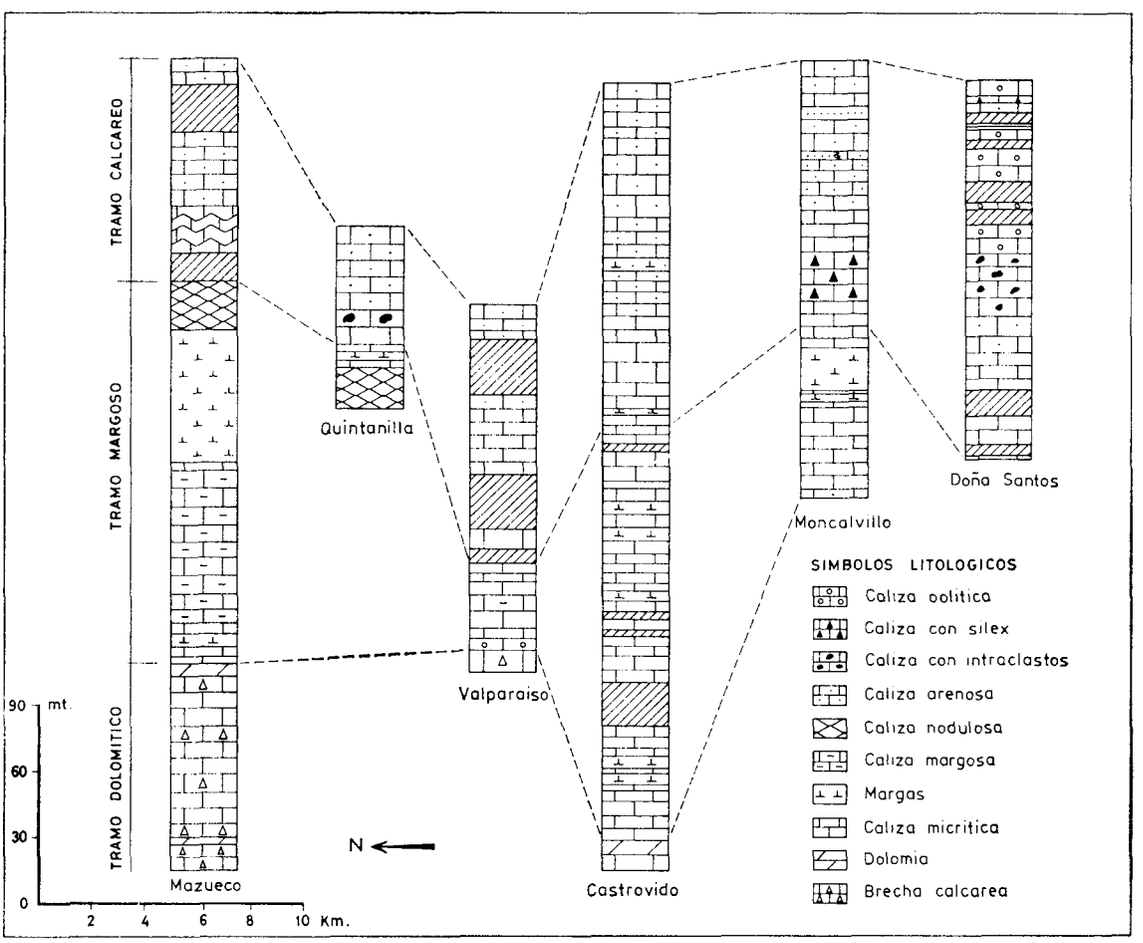


FIG. 2

Series del Jurásico marino y correlación de las mismas

Este tramo sólo se ha podido encontrar completo en Mazueco, mientras que en los demás puntos de la región, no llega a encontrarse, o donde lo hace como ocurre en Valparaíso (corresponde al extremo oriental de la banda jurásica de Quintanilla, al N de Hortigüela) y Castrovido (figura 2), únicamente están representados los niveles más superiores pertenecientes al subtramo superior. Esta incompleta aparición, impide decir algo sobre la evolución paleogeográfica de la cuenca para esta etapa inicial del Jurásico.

TRAMO MARGOSO

Sobre el tramo inferior dolomítico aparece este segundo tramo, caracterizado por una alternancia de margas y calizas. Varía la relación entre ambas tanto vertical como lateralmente, pero en general se observa una mayor abundancia de margas hacia la parte alta del tramo y al N de la región (figuras 1 y 2).

La serie tipo (figura 2) está tomada en las proximidades de Castrovido, iniciándola en el Km. 4,5 de la carretera comarcal de Salas de los Infantes a Nájera (figura 1) y es de muro a techo:

Muro: Dolomías del tramo inferior.

1. 22 m. Caliza micrítica, color gris oscuro, estratificada en bancos de 50-60 cm que se hacen más finos hacia arriba. Contiene braquiópodos, lamelibranquios, belemnites, crinoides, gasterópodos y microfauna orientada según la estratificación. Asimismo tiene pequeños cristales de pirita.
2. 16 m. Alternancia de caliza micrítica, color gris oscuro, en bancos de 15 cm y margas de color ocre. A partir de los 2 m las margas desaparecen y los bancos calcáreos se hacen más potentes. Tiene braquiópodos piritizados.
3. 4 m. Cubiertos.
4. 10 m. Caliza micrítica, color gris oscuro, estratificada en bancos de 10-40 cm. Contiene braquiópodos.
5. 20 m. Cubiertos.
6. 21 m. Caliza micrítica, color gris oscuro, estratificada en bancos de 15-20 cm que ocasionalmente llegan a ser de 45 cm con planos de estratificación irregulares. Presenta braquiópodos y belemnites piritizados. Son frecuentes los nódulos de limonita, estilolitos y burrows.
7. 3 m. Cubiertos.
8. 5,5 m. Caliza micrítica, color gris oscuro, estratificada en bancos de 15-20 cm. Tiene fauna de braquiópodos limonitizada.
9. 3 m. Cubiertos.
10. 5,5 m. Caliza micrítica, color gris oscuro. Presenta grandes ejemplares de lamelibranquios, braquiópodos y belemnites. Tiene glauconita.
11. 8 m. Alternancia de margas ocres, con espesor de 40 cm y calizas margosas, color gris oscuro en bancos de 10 cm. Presenta belemnites, braquiópodos y lamelibranquios.
12. 13,5 m. Caliza micrítica, color gris oscuro, estratificada en bancos de 30 cm. Contiene braquiópodos, pectínidos, belemnites y gasterópodos, estos últimos concentrados en algunas zonas.
13. 40 m. Alternancia de margas ocres de 30 cm de espesor, con calizas micríticas gris oscuro de 10 cm de espesor. A 20 m disminuyen de forma

notable las margas. Presenta belemnites, pectínidos, braquiópodos y ammonites. Las calizas tienen pirita.

14. 7 m. Caliza micrítica, color gris oscuro, estratificada en bancos de 30-40 cm, con planos de estratificación irregulares. Presenta lamelibranquios, braquiópodos y ammonites. Hay algunas costras de limonita y burrows.
15. 4 m. Cubiertos.
16. 7 m. Caliza micrítica, color gris oscuro, estratificada en bancos de 30-40 cm, con planos de estratificación irregulares. Contiene lamelibranquios, braquiópodos, ammonites y belemnites a menudo limonitizados. Tiene burrows y estilolitos.

Techo: Calizas del tramo superior.

Lateralmente sobre todo hacia el N (Mazueco) hay un mayor predominio de margas que llegan a formar niveles bastante potentes (figura 2). En Valparaíso, el tramo se inicia con calizas oolíticas algo arenosas con laminación cruzada a gran y pequeña escala y en ocasiones laminación paralela, para pasar rápidamente hacia arriba a tener caracteres similares a los de la serie tipo. De forma similar en Moncalvillo se inicia el tramo con calizas que presentan un elevado contenido en materia orgánica y material detrítico, pasando hacia arriba a la serie típica de calizas y margas.

Este tramo aparece completo en casi todos los puntos, excepto en Quintanilla, donde sólo aflora la parte superior, debido a una falla que le pone en contacto con la "facies Purbeck" y en Doña Santos donde no llega a aflorar.

Su edad comprende desde el Sinemuriense superior (MENSINK, 1965) con la aparición de la zona *raricostatum* hasta el Bajociense inferior (MENSINK, op. cit. y MORILLO & MELÉNDEZ, 1972), con la identificación de la zona *murchisonae*. Según MENSINK (op. cit.) existe una laguna en el Toarciense inferior por ausencia de las zonas *tenuicostatum* y *falcifer*, pero las observaciones de campo no han permitido ver ningún carácter sedimentológico que pudiera indicar la citada laguna. En Quintanilla únicamente está representado a partir del Toarciense superior como indica WESTERMANN (1957).

Se puede ver una considerable reducción de la potencia del tramo en Valparaíso, en donde además, todos los caracteres sedimentológicos indican condiciones de alta energía (calizas oolíticas, frecuentes estratificaciones cruzadas), mientras que hacia el N y NE aumentan rápidamente los espesores con un carácter más tranquilo en la sedimentación. El mapa de isopacas (figura 3 a) muestra una zona de plataforma, con aumento progresivo de la profundidad hacia el NE, con una mayor amplitud de esta y pendiente ligeramente más suave al N (Mazueco).

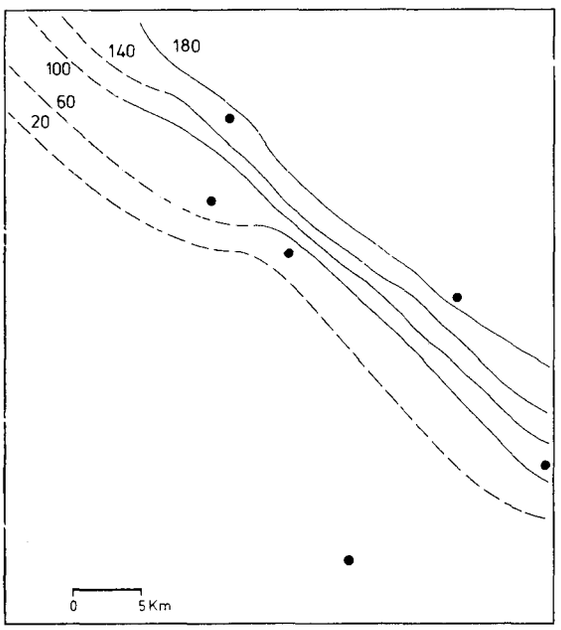


FIG. 3 a

Mapa de isopacas del tramo margoso

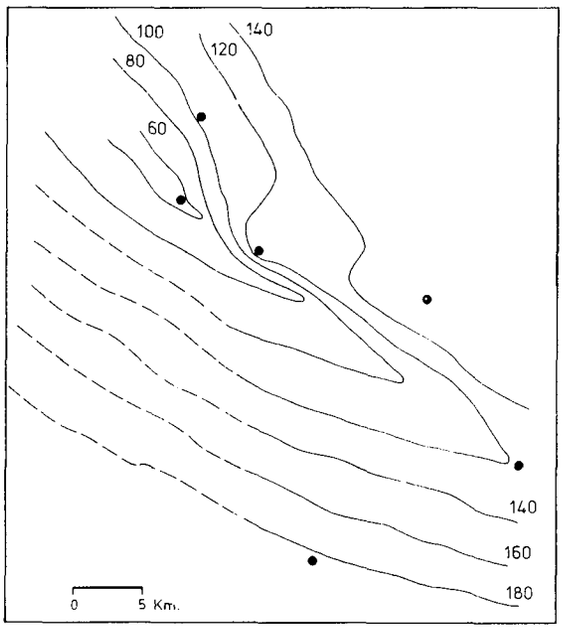


FIG. 3 b

Mapa de isopacas del tramo calcáreo

TRAMO CALCÁREO

El tramo superior calcáreo es el que tiene mejor representación en toda la zona estudiada. Se encuentra siempre sobre el tramo margoso intermedio, excepto en Doña Santos donde este último no llega a aflorar.

La serie tipo (figura 2) está tomada unos 600 m. al S de Quintanilla de las Viñas, por la carretera local que une esta localidad con la nacional 234 (figura 1), a pesar de que en esta zona el tramo calcáreo es donde tiene menor espesor. La serie de muro a techo es:

Muro: Margas blancas del tramo margoso intermedio.

1. 9,5 m. Caliza micrítica, color ocre, estratificada en bancos de 40-45 cm, que hacia arriba se hacen más potentes, estando separados por niveles margosos de 20 cm. Presenta braquiópodos, briozoos, esponjas en posición de vida y algo de microfauna.
2. 6,9 m. Caliza intraclástica, color ocre, estratificada en bancos de 40-60 cm, con planos de estratificación rectos. Los intraclastos forman bandas dentro de los estratos. Aparecen braquiópodos, esponjas y oncolitos.
3. 2 m. Caliza micrítica, color ocre, estratificada en bancos de 40 cm. Tiene microfauna.
4. 1 m. Caliza micrítica algo arenosa, color ocre, estratificada en bancos de 50-60 cm, con planos de estratificación rectos. Tiene microfauna.
5. 4,5 m. Caliza micrítica algo arenosa, color gris, estratificada en bancos de 60 cm, con planos de estratificación rectos. Tiene microfauna.

6. 3,1 m. Caliza arenosa, color ocre, estratificada en bancos de 40-50 cm, con planos de estratificación irregulares. Contiene ammonites, braquiópodos y algo de microfauna.
7. 5 m. Cubiertos.
8. 2 m. Caliza arenosa, color rosado, estratificada en bancos de 20-25 cm, con planos de estratificación rectos. Presenta braquiópodos y microfauna.
9. 0,4 m. Caliza arenosa, color ocre, estratificada en bancos de 20 cm, con planos de estratificación rectos. Tiene microfauna. Son frecuentes las vetas rellenas de calcita.
10. 8,7 m. Caliza arenosa, color ocre, estratificada en bancos de 20-25 cm, que hacia el techo se fusionan formando bancos de 1 m de espesor. Los detríticos aumentan hacia arriba y se concentran en niveles paralelos a la estratificación dando una laminación. Presenta braquiópodos y microfauna.

Techo. Conglomerado calcáreo de la facies Purbeck.

Este tramo en su parte media, pasa hacia el SE y sobre todo en Doña Santos (figura 2), a caliza con oolitos ferruginosos, presentando a veces asociadas brechas calcáreas intraformacionales en esta zona. En Moncalvillo, asociados a los niveles de esponjas, se encuentran nódulos de silex; la parte más alta del tramo en esta región tiene un carácter más detrítico que en otros puntos, presentando además estratificación cruzada y granoselección positiva.

El techo del tramo en toda la región lo constituyen los sedimentos de carácter salobre de la "facies Purbeck", finalizando por tanto la sedimentación marina del Jurásico. Se observa claramente este paso en Quintanilla, donde se realiza de una forma perfectamente concordante, así como en Valparaíso, Mazueco y La Aceña, mientras que en Castrovido, Doña Santos, Moncalvillo y otros puntos de la región no se observa por dificultades de afloramiento, sin que por tanto se haya visto la discordancia ni el substrato carstificado que mencionan BULARD et al. (1973), estando de acuerdo con MENSINK (op. cit.) que no observa ninguna discordancia en toda la región.

Su edad comprende desde el Bajociense medio con la aparición de la zona *sowerbyi* (MENSINK, 1965) hasta el Bathoniense superior en toda la banda de afloramientos a la que pertenece Doña Santos (figura 1), y hasta el Calloviense inferior con la zona *macrocephalus* en Quintanilla y Castrovido (MENSINK, 1965 y BULARD et al., op. cit.) correspondiendo Mazueco, Valparaíso y Moncalvillo, probablemente al Calloviense inferior según indican BULARD et al. (op. cit.).

Se observa una considerable reducción de espesor en Quintanilla, aumentando estos con bastante rapidez al NE y SW de esta zona. Esto se ve claramente en el mapa de isopacas (figura 3 b), donde con orientación NW-SE se marca un alto fondo o umbral que separa dos subcuencas.

La subcuenca situada al SW, se encuentra actualmente cubierta en su mayor parte por sedimentos más recientes (cretácicos y terciarios), pero queda claramente marcada por los espesores encontrados en Doña Santos. La situada al NE del umbral, pertenece ya a la cuenca principal de Cameros, donde ya MENSINK (1965) cita los mayores espesores al E de la Demanda, pero con un aumento progresivo a medida que se separa de la Meseta.

El citado umbral situado en la línea Quintanilla-Moncalvillo, presenta pendientes similares en Quintanilla, región en la que así mismo tiene su máxima altura; mientras que al SE, en Valparaíso, se observa una fuerte rotura de pendiente, con un aumento rápido no de la profundidad, según indican los caracteres sedimentológicos, pero sí de la subsidencia, al NE del umbral. Hacia el SW de éste, continúa como en Quintanilla un aumento progresivo de la subsidencia, aunque no de la profundidad como se verá más adelante. Esta asimetría continúa marcándose también al SE (Castrovido), pero no lo hace de forma tan acusada.

INTERPRETACION PALEOGEOGRAFICA

Con los datos presentados anteriormente se realiza la reconstrucción paleogeográfica del borde occidental de la cuenca de Cameros durante esta etapa del Jurásico.

Al iniciarse el ciclo sedimentario jurásico con un carácter transgresivo, lo hace con la deposición del tramo inferior dolomítico (carniolas), la cual se realiza bajo unas condiciones claramente restringidas de salinidad anormal (hipersalina), que permiten la precipitación de dolomía. Estas condiciones se darían además en una zona protegida que permitió el desarrollo de laminaciones debidas a algas.

En el Sinemuriense superior se produce el gran avance del mar, que permite la instalación del medio francamente marino en toda la región, dando lugar a la sedimentación del tramo margoso intermedio. Esta sedimentación se realiza en un mar epicontinental, bajo unas condiciones de baja energía y ambiente reductor, siempre por debajo de la zona de acción del oleaje, en el cual existía una variada y abundante fauna de tipo pelágico. Unicamente la zona de Valparaíso con las calizas oolíticas y las estratificaciones cruzadas, se encontraría bajo condiciones de alta energía, dentro de la zona de acción del oleaje, empezando a formar una barra oolítica que no llega a desarrollarse al continuar el avance de la transgresión con demasiada rapidez. En unas condiciones intermedias se encontraría la región de Moncalvillo al iniciarse la sedimentación marina, presentando un carácter ligeramente restringido, algo

más reductor y con una clara influencia del continente, que hace pensar en un medio protegido de tipo lagoon, el cual estaría situado tras la barra, pero que debido al escaso desarrollo que tiene ésta, queda escasamente reflejado.

El avance de la transgresión continúa durante todo el Lías superior y el principio del Dogger (Bajociense inferior) con una sedimentación de plataforma siempre por debajo de la zona de acción del oleaje, con llegadas de aportes terrígenos procedentes del lavado de la plataforma en algunos momentos.

En el Bajociense superior-Bathoniense inferior se empieza a marcar el carácter regresivo de la serie, quedando la región dentro de la zona de influencia del oleaje con la instalación de bancos de esponjas. La regresión se acentúa más hacia la parte superior con sedimentos cada vez más someros y la llegada de detríticos procedentes del continente, que se van haciendo cada vez más abundantes. Al disminuir la profundidad y aumentar la energía, el medio, que anteriormente tenía un carácter reductor marcado, presenta unas condiciones oxidantes a partir de ese momento, con la formación de oolitos ferruginosos y la frecuente limonitización de la fauna.

Sobre los bancos de esponjas se instalan inicialmente en el S las calizas oolíticas, con brechas intraformacionales asociadas y estratificación cruzada, todo lo cual indica unas condiciones fuertemente energéticas, como puede ser la instalación de una barra oolítica y bioclástica que estaría situada inicialmente al SW del umbral que marcan las isopacas aunque con una orientación similar.

Posteriormente esta barra sufre un desplazamiento hacia el NE pasando a tener un carácter fuertemente subsidente la región donde inicialmente estaba instalada, carácter que parece se acentúa posteriormente durante la sedimentación de la "facies Purbeck", pero dándose siempre en esta zona el mismo tipo de sedimentos que continúan indicando un medio muy somero y agitado.

En la nueva zona donde queda instalada la barra oolítica se hace mucho más marcado el carácter detrítico, llegando en ocasiones a constituir una barra clástica en Montalvillo.

La emigración de la barra hacia el NE, como consecuencia del avance de la regresión en la misma dirección, es probablemente la causante de la asimetría y ruptura de pendiente mencionadas anteriormente. Esto último quizás también explicase la ausencia de oolíticos en Valparaíso, los cuales sin embargo, aparecen en los demás puntos de la zona.

En el Calloviense inferior se retira el mar hacia el NE de una forma definitiva de toda la región, iniciándose una nueva etapa con la sedimentación de la "facies Purbeck".

BIBLIOGRAFIA

BULARD, P. F.; SALOMON, J. & THIERRY, J. (1973): *Le substratum "Antewealdien" dans la Sierra de los Cameros (Espagne). Essais de Paléogéologie.* C. R. Ac. Sci.; 276; 2493-2496; Paris.

MENSINK, H. (1965): *Stratigraphie und Paläeogeographie des Marinen Jura in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien).* Beith. Geol. Jb.; 44; 55-102.

MORILLO-VELARDE, M. J. & MELÉNDEZ HEVIA, F. (1972): *La falla de San Leonardo: interpretación paleogeográfica (Cordillera Ibérica, Soria-Burgos).* Est. Geol.; 28 (1); 65-76; Madrid.

WESTERMANN, G. (1957): *Investigaciones bioestratigráficas en el Jurásico al Sur de la Sierra de la Demanda.* Not. Comuns. Inst. Geol. Min. Esp.; 45; 181-214; Madrid.

STVDIA GEOLOGICA, XI, 1976

INDICE

Págs.

In memoriam: Felipe Lucena Conde 7

F. BEA y J. M. UGIDOS: *Anatexia inducida: Petrogénesis de los granitos hespéricos de tendencia alcalina. Parte I: Leucogranitos del área O de Zamora y Salamanca.* 9

F. BEA: *Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas*... 25

L. LOBATO: *Nuevos factores para el estudio estadístico de turbiditas. Aplicación a la Formación Lechada (Carbonífero; Cordillera Cantábrica)* 75

ISABEL VALLADARES: *Estratigrafía del Cretácico superior calcáreo en el borde occidental de la Cuenca de Cameros (Burgos-Soria)* 93

K. EWERT: *Estratigrafía, litología y mineralizaciones del Manto de Lújar (Zona Bética)* 109

L. G. CORRETGÉ y M. LÓPEZ-PLAZA: *Geología del área granítica y metamórfica al Oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca): I. El complejo esquisto-grauváquico: estratigrafía, metamorfismo y deformación* 121

I. VALLADARES: *Estratigrafía del Jurásico marino en el sector sur-occidental de la provincia de Burgos* 151

NORMAS PARA LOS AUTORES

1. La bibliografía se debe disponer:
   a) en orden alfabético de apellidos, figurando a continuación las iniciales del nombre propio (todo ello con doble subrayado).—*b*) el año de su publicación, añadiendo letras minúsculas, por orden alfabético, cuando aparezca más de un trabajo del mismo autor o autores en el mismo año (entre paréntesis).—*c*) después figurará subrayado el título completo del trabajo.—*d*) nombre de la revista en que se publicó, con las abreviaturas usuales.—*e*) entre paréntesis, número de la serie, si lo hubiere.—*f*) número de volumen o tomo (sin iniciales V., T. o similares).—*g*) número parcial de la revista (entre paréntesis), si lo hubiere. En caso de ser un fascículo comprensivo de varios figurarán el primero y el último separados por una barra, p.e. (4/7).—*h*) después de punto y coma figurarán la primera y última páginas del artículo, sin abreviaturas (pp., pg., etc.).—*i*) pueden añadirse, después de punto y coma, indicaciones sobre figuras, láminas, planchas, tablas, mapas.—*j*) es conveniente añadir, para terminar, la ciudad donde se editó la revista.
   ejemplo: PARTENOFF, A.-F. (1931): *Les mollusques des tufs.* Bull. Soc. Géol. France (7) 12(4); 47-138; 12 figs., 3 láms., 2 tabls.; Paris.

2. Cuando se trata de un libro debe figurar:
   a) autor (apellidos, iniciales del nombre). Doble subrayado.—*b*) año (entre paréntesis).—*c*) título del artículo (subrayado).—*d*) en caso de ser necesario, después de la palabra In en nombre del editor o responsable de la edición del libro (doble subrayado), seguido del título del libro (subrayado y entre comillas), y número del volumen si fuese necesario.—*e*) ciudad donde se editó.—*f*) editorial.—*g*) primera y última página, precedidos de la inicial p. Pueden figurar páginas adicionales en números romanos.—*h*) figuras, planchas, láminas, tablas, mapas.
   ejemplo: ZANGERL, R. (1969): *The turtle Shell.* In C. GANS: *"Biology of the Reptiles"*. Vol. 1. London, Academic Press; p. 311-340.

3. No se pondrán citas bibliográficas cuya referencia no figure en el texto y viceversa.

4. En el texto, los autores figurarán con doble subrayado, y a continuación, entre paréntesis, el año. Pueden figurar también autor y año dentro del paréntesis. Los taxones figurarán con subrayado sencillo.

5. Los mapas, dibujos y diagramas se entregarán limpios, a tinta china y en papel vegetal o similar, nunca en copias, si bien éstas pueden acompañar al original con las indicaciones oportunas. Es importante indicar su situación en el texto y, a lápiz, el número de figura. Nunca llevarán escala numérica, siendo conveniente, en su caso, escala gráfica.
   Se empleará un único orden de figuras para mapas, dibujos y fotografías.

6. Todos los originales deberán ir acompañados de cortos resúmenes en español y en inglés, pudiendo presentarse además en otros idiomas. El comité de redacción devolverá los originales si los resúmenes no se ciñen al texto, o si no tienen su misma calidad.

7. Deben consignarse junto a los nombres de los autores la dirección de su Centro de trabajo.

8. Los autores recibirán gratuitamente 50 separatas de su trabajo. Si alguno desea un número mayor lo debe indicar en el original o al corregir las primeras galeradas. Su abono se efectuará antes de la recogida de las mismas, por los métodos usuales.

9. Los autores procurarán no presentar dibujos o fotografías innecesarios.

10. La financiación de dibujos, mapas o fotografías en color correrá a cargo de los autores.

11. Las modificaciones en las pruebas de imprenta que no figuren en el original deberán ser costeadas por los autores.

12. El comité de redacción devolverá los originales que no se atengan a estas normas

INDICE

Págs.

In memoriam: Felipe Lucena Conde 7

F. BEA y J. M. UGIDOS: *Anatexia inducida: Petrogénesis de los granitos hespéricos de tendencia alcalina. Parte I: Leucogranitos del área O de Zamora y Salamanca.* 9

F. BEA: *Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas*... 25

L. LOBATO: *Nuevos factores para el estudio estadístico de turbiditas. Aplicación a la Formación Lechada (Carbonífero; Cordillera Cantábrica)* 75

ISABEL VALLADARES: *Estratigrafía del Cretácico superior calcáreo en el borde occidental de la Cuenca de Cameros (Burgos-Soria)* 93

K. EWERT: *Estratigrafía, litología y mineralizaciones del Manto de Lújar (Zona Bética)* 109

L. G. CORRETGÉ y M. LÓPEZ-PLAZA: *Geología del área granítica y metamórfica al Oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca): I. El complejo esquisto-grauváquico: estratigrafía, metamorfismo y deformación* 121

I. VALLADARES: *Estratigrafía del Jurásico marino en el sector sur-occidental de la provincia de Burgos* 151