

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Número 2

Julio 1983

SUMARIO

	<u>Página</u>
DABRIO C. J. y FERNANDEZ J. Génesis y evolución de barras conglomeráticas en un río de baja sinuosidad (Depresión de Granada, España).....	3
ZAZO C., GOY J. R. y DABRIO C. J. Medios marinos y marinos-salobres en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno	29
RODRIGUEZ ESTRELLA T. Criterios hidrogeológicos aplicables al estudio de la Neotectónica en el Sureste español	53
AUERNHEIMER C. El Mioceno medio de Elda-Petrel. (I) Petrología.	67
AUERNHEIMER C. El Mioceno medio de Elda-Petrel. (II) Geoquímica	105

MEDITERRANEA

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Número 2

Julio 1983



SUMARIO

	<u>Página</u>
DABRIO C. J. y FERNANDEZ J. Génesis y evolución de barras conglomeráticas en un río de baja sinuosidad (Depresión de Granada, España).....	3
ZAZO C., GOY J. R. y DABRIO C. J. Medios marinos y marinos-salobres en la Bahía de Cádiz durante el Pleistoceno	29
RODRIGUEZ ESTRELLA T. Criterios hidrogeológicos aplicables al estudio de la Neotectónica en el Sureste español	53
AUERNHEIMER C. El Mioceno medio de Elda-Petrel. (I) Petrología.	67
AUERNHEIMER C. El Mioceno medio de Elda-Petrel. (II) Geoquímica	105

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA — FACULTAD DE CIENCIAS
UNIVERSIDAD DE ALICANTE

SERIE DE ESTUDIOS GEOLOGICOS

Mediterránea Ser. Geol.

Julio 1983

ANEJO DE LOS ANALES DE LA UNIVERSIDAD DE ALICANTE

Redacción: C. AUERNHEIMER; J. A. PINA

EDITA: Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alicante

Depósito Legal A - 927 - 1983

Composición e Impresión:

Coop. A. G. GUTENBERG

Río Turia, 11 - Telf. 28 34 36 y 28 69 99

ALICANTE

Correspondencia: Departamento de Geología

Facultad de Ciencias de la Universidad de Alicante

Teléfono 66 11 50. Extensión 23

Apartado 99 ALICANTE

**PUBLICACION PATROCINADA POR
LA CAJA DE AHORROS PROVINCIAL
DE ALICANTE**

GÉNESIS Y EVOLUCIÓN DE BARRAS CONGLOMERÁTICAS EN UN RÍO DE BAJA SINUOSIDAD (DEPRESIÓN DE GRANADA, ESPAÑA) ¹

Cristino-José Dabrio ² y Juan Fernández ³

RESUMEN

Los materiales aluviales plio-pleistocénicos de Moraleta de Zafayona se formaron en un sistema trenzado (*braided*) proximal de curso muy estable y llanura de inundación bien desarrollada. El cauce tenía partes activas e inactivas que cambiaban frecuentemente de posición relativa. En este trabajo se estudian e interpretan dos barras de canales activos.

La barra 1 creció confinada en un pequeño canal a partir de un residuo abandonado grosero (*lag*) que creció verticalmente y formó el núcleo con una superficie de avalancha (*foreset*). Luego creció lateralmente por la adición de sucesivas cuñas de sedimento, cuya granulometría y estructuras sedimentarias reflejan las fluctuaciones del flujo, que integran en conjunto una secuencia positiva de disminución lateral y vertical de la energía del flujo. Tras esa etapa de acreción quedó un canal residual cuyo relleno registra el aumento progresivo de la energía de la corriente producido por la disminución de la sección. Las partes altas de la nueva barra muestran los efectos de la instalación de flujo supercrítico a causa de la pequeña profundidad.

La barra 2 creció libremente en un canal y se diferencian en ella el núcleo y varias etapas de crecimiento cuya morfología completa se ha observado gracias, en parte, a la formación de pavimentos. Cada una de las etapas registra, a su vez, varios ciclos de crecida y decrecida del caudal que forman secuencias de tamaños de grano y de estructuras sedimentarias y superficies erosivas y de reactivación. Se formaron, además, depresiones axiales y surcos erosivos marginales que se rellenaron posteriormente.

La estructura interna de las barras muestra una evolución sedimentaria que es similar en todos los casos. El núcleo de la barra se formó en condiciones de alta descarga y alta energía. Luego, durante gran parte de su historia la barra iba ofreciendo un obstáculo cada vez mayor a la corriente y la disminución de la profundidad causó condiciones de alta energía que no están necesariamente ligadas a descargas elevadas. A partir de cierta altura, sin embargo, la barra se convirtió en un obstáculo excesivamente elevado y el agua que la sobrepasaba se movía con poca velocidad a causa del rozamiento sobre el fondo, depositándose fracciones más finas cada vez que integran una secuencia positiva superpuesta a la anterior. La preservación de las partes altas de las secuencias es problemática pues son las primeras en ser eliminadas si se produce erosión posteriormente a causa de la migración de canales.

1.—Este trabajo ha sido subvencionado por la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica (C.A.I.C.Y.T) dentro del Proyecto «El borde mediterráneo español: evolución del orógeno y geodinámica de las depresiones neógenas».

2.—Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca.

3.—Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada.

ABSTRACT

Proximal braided alluvial systems with very stable channels flowed through a well-developed flood plain in the area of Moraleda de Zafayona during Plio-Pleistocene times. There were active and non-active zones within the main braided channel with continuously changing relative positions. Two bars of the alluvial system are studied in this paper.

Bar n.º 1 formed into a small, confined channel from a lag that grew vertically and that eventually developed a slip face (foreset). The bar grew also by lateral accretion of successive sedimentary wedges that recorded the fluctuations of flow and a generalized lateral and vertical decrease of the energy of the flow as changes of grain size and sequences of primary sedimentary structures. The remaining residual channel (slough channel?) was filled with coarsening-upwards gravels due to the increasing flow energy simultaneous to the decreasing size of the channel. Upper flow regime conditions induced by de shallow water depth occurred at the top of the newly-formed bar.

Bar n.º 2 was a free bar in the channel. A bar core and several stages of growth with well-preserved morphologies can be recognized. Fluctuations of discharge were recorded as sequences of grain sizes and types of sedimentary structures contained in the various stages and as reactivation surfaces. An axial depression dag down into the bar top and a scour channel marginal to the bar, both of them filled with gravel, were found too.

The internal structure of the bars shows a similar vertical evolution in all the cases, characterized by an initial stage of high energy related to high discharge and deposition of the core of the bar. High-energy conditions are also recorded in part of sequence formed during the progressive vertical growth, as the bar increasingly interferes with the flow and generalized sweeping of sediment takes place resulting in the formation of pavements and reactivation surfaces. After the bar reaches a critical height (as compared to the continuously-channing water level) it severely interferes the flow, water depth over the top of the bar is very low and deposition of finer grain sizes occurs. The upper part of the internal structure of the bars shows a fining-upwards trend with common rootling. The preservation of the upper parts of the sequences remains problematic because they are the first that will be removed if erosion by migrating channels occurs.

PALABRAS CLAVE: fluvial, barras, conglomerados, Depresión de Granada.

KEY WORDS: fluvial, bars, conglomerates, Granada Basin.

INTRODUCCIÓN

En el borde noroccidental de la depresión de Granada, entre Láchar y Huétor-Tájar (Fig. 1) afloran materiales aluviales de edad Plioceno-Pleistoceno inferior que se sitúan en discordancia sobre los términos más modernos de la unidad evaporítica superior del Messiniense (Messiniense superior-Plioceno) inferior de la depresión (Dabrio et al, 1982).

La serie estratigráfica consiste en cuatro paquetes conglomeráticos, de morfología canalizada y estructura interna compleja, que se hallan

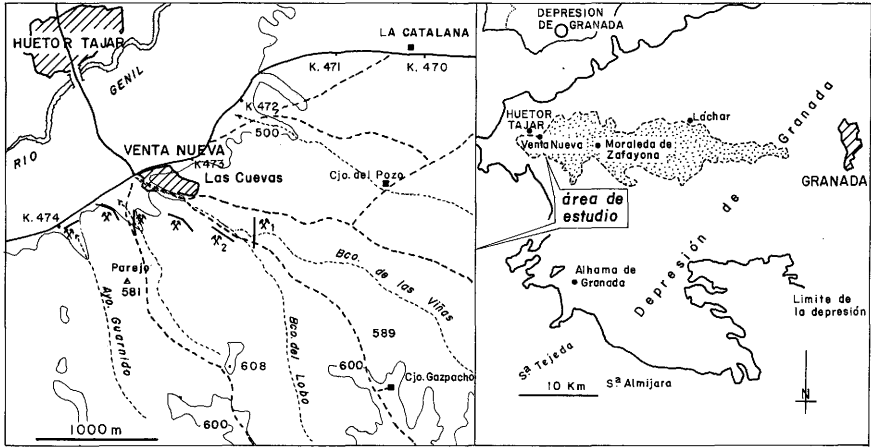


Fig. 1.—Mapas de afloramientos del conglomerado de Moraleda de Zafayona (derecha) y de situación de las canteras de Venta Nueva (izquierda). Los números 1 y 2 indican las canteras donde se estudiaron los ejemplos que se exponen en el texto.

Fig. 1.—Location map of the conglomerate of Moraleda de Zafayona (right) and quarries near Venta Nueva (left). Numbers 1 and 2 indicate the quarries in which the examples shown in the text were studied.

en el seno de materiales areno-arcillosos con bancos carbonatados. Fernández y Dabrio (1982) los interpretan como depósitos aluviales de un sistema trenzado (*braided*) proximal con área fuente en las rocas metamórficas de las sierras de Tejeda y Almijara situadas al sur. El cauce fluvial, muy estable, cambiaba muy raramente de situación en la llanura aluvial vegetada que, en el transcurso del tiempo, pasó de subaérea a encharcada. El cauce aluvial era amplio y complejo, con partes activas e inactivas cuya posición relativa variaba continuamente produciéndose sucesivas erosiones y rellenos que, debido a la gran permanencia de los canales, resultaron en una estructura interna muy complicada. La secuencia ideal es positiva, con disminución hacia el techo de la energía ambiental, reflejada en el tamaño de grano y en las estructuras sedimentarias primarias. De acuerdo con la nomenclatura de Miall (1977, 1978) y Rust (1978), (Tabla I), la secuencia comprende: $Gm \rightarrow Gm/Sh \rightarrow Gt \rightarrow St \rightarrow Fl$ y se repite varias veces durante la fase de relleno del canal, hasta que éste es abandonado y queda fosilizado por los sedimentos finos de la llanura de inundación.

Se ha reconstruido el trazado del cauce para los dos niveles superiores de conglomerados entre El Turro (unos 5 kilómetros al sureste

de Moraleda de Zafayona) y Venta Nueva y se aprecia que éste describe una amplia curva en los alrededores de Moraleda de Zafayona pasando su orientación de noroeste a oeste. En las proximidades de Venta Nueva, donde el cauce se dirige hacia el oeste, es posible estudiar detalladamente la estructura interna de las facies de canal correspondientes a los conglomerados del «Tramo C» de Fernández y Dabrio (1982) en varias canteras que muestran secciones normales y paralelas al cauce (fig. 1).

TABLA 1

FACIES	DESCRIPCIÓN
Gms	Gravas masivas soportadas por la matriz, sin estructura interna.
Gm	Gravas soportadas por los cantos, masivas o con estratificación cruzada de ángulo bajo e imbricación.
Gt	Gravas soportadas por los cantos, con estratificación cruzada de relleno de canal o en surco (artesa).
Gp	Gravas con estratificación cruzada planar.
Sh	Arenas con laminación paralela horizontal.
St	Arenas con estratificación cruzada de relleno de canal o en surco.
Sp	Arenas con estratificación cruzada planar.
Sr	Arenas con laminación cruzada.
Fl	Arenas, limos o arcillas con laminación fina o <i>ripples</i> muy pequeños.
P	Carbonatos de origen edáfico.

Tabla 1.—Facies sedimentarias del «Conglomerado de Moraleda de Zafayona» expresadas de acuerdo con el código de letras de Miall (1978).

Table 1.—Miall's (1978) nomenclature for the sedimentary facies found in the conglomerate of Moraleda de Zafayona.

En este trabajo se describen dos ejemplos de barras y se analiza su génesis y evolución sedimentaria, diferenciándose las distintas etapas de crecimiento y las facies asociadas con cada una de ellas.

BARRAS FLUVIALES

Cuando se trata de estudiar algo acerca de barras fluviales la primera dificultad que se plantea es, precisamente, la de aclarar el significado de la palabra «barra». Para dar una idea de la magnitud del pro-

blema baste decir que N. D. Smith (1978) recogió más de 30 términos que se han usado en la bibliografía de habla inglesa para denominarlas en función de su morfología, orientación o situación dentro del canal.

Miall (1981) sugiere que se les defina como «una forma de fondo (*bedform*) cuyo tamaño es comparable al del canal en el que aparece». Las barras interfieren el flujo del canal y lo obligan a dividirse y reunirse de nuevo en un modelo de distribución trenzado (*braided*), con canales más o menos desarrollados a ambos lados de la barra o en uno de ellos. Las barras pueden formarse por erosión o por sedimentación, en cuyo caso tienen gran interés sedimentológico, pero la mayoría de las que se conservan en el registro fósil consisten simplemente en restos erosionados, testigos de una historia larga y compleja anterior a su enterramiento definitivo.

La segunda dificultad estriba en clasificar las barras, lo cual es relativamente fácil en los canales actuales desde un punto de vista geomorfológico (Fig. 2) pero mucho más problemático en las secuencias antiguas. Bluck (1976) las divide en dos grupos: barras laterales, con tres subtipos, y barras medias. Smith (1974) y Hein y Walker (1977) diferencian cuatro tipos de uso muy extendido: longitudinales, transversales, de punta (*point bar*) y diagonales. Miall (1981), consciente de la dificultad de relacionar estos tipos morfológicos con estructuras o secuencias concretas fósiles, adopta una clasificación laxa a primera vista pero muy útil cuando se estudian afloramientos de materiales fluviales fósiles: barras masivas o con estratificación plana, barras con superficies de avalancha (*foresets*) simples y barras compuestas. Las relaciones probables entre éstas y otras terminologías usadas se recogen en la Tabla 2. Una dificultad adicional resulta del diferente concepto que se tienen sobre los diversos tipos de barras; por ejemplo, para Smith (1974) y Hein y Walker (1977) las barras diagonales no desarrollan caras de avalancha mientras que para Miall (1981) sí.

El origen y desarrollo de las barras ha sido también objeto de estudio. Según Leopold y Wolman (1957), la formación de barras longitudinales se inicia cuando se deposita la fracción más gruesa de la carga de tracción, al comenzar a decaer flujo. Sobre este núcleo, o aguas abajo de él (cola de la barra) se van agregando nuevas unidades sedimentarias de grano más fino al disminuir aún más el flujo. La historia deposicional comprende muchos episodios de depósito y erosión relacionados con las crecidas y el estiaje del río aunque esa relación es muy com-

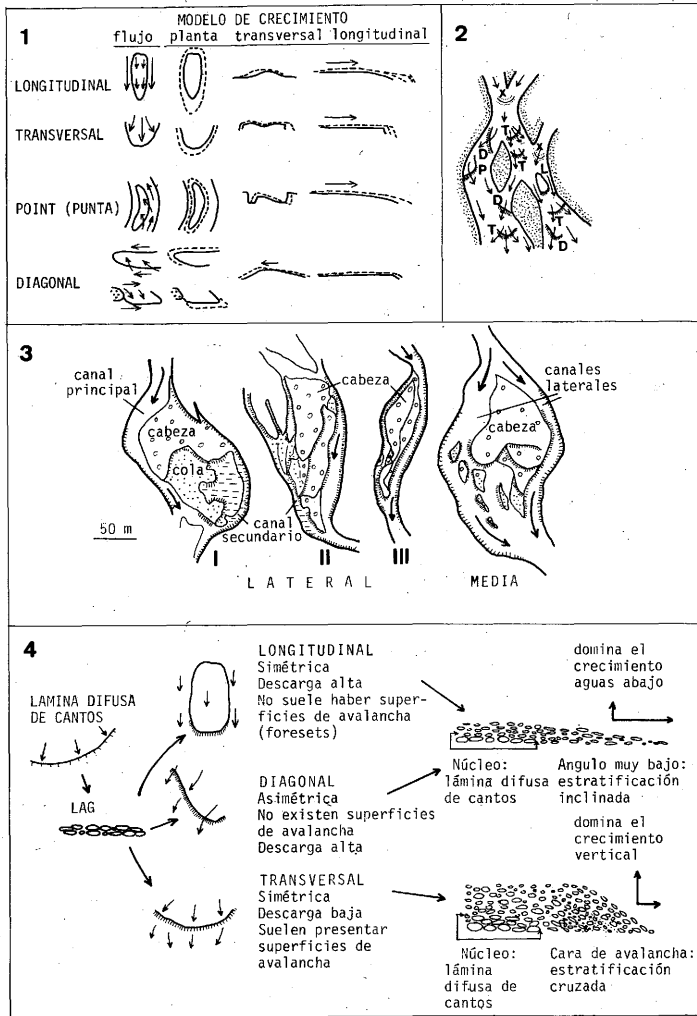


Fig. 2.—(1) Modelos de flujo y crecimiento de barras en ríos trenzados en los que las líneas discontinuas indican la acreción. Nótese que se da por supuesto que existe una acreción en todos los casos, lo cual puede no suceder (según N. D. Smith, 1974). (2) Tipos de barras en canales trenzados. Las letras significan: L, longitudinal; T, transversal; P, point bar (barra de punta); D, diagonal, x, lámina difusa de cantos (modificado de Hein y Walker, 1977). (3) Tipos de barras en ríos de baja sinuosidad según Bluck (1976, modificado por Ramos y Friend, 1982). (4) Modelos de formación y crecimiento de barras a partir de láminas difusas de cantos dependiendo de la simetría del flujo y de la descarga de agua y sedimento (modificado de Hein y Walker, 1977).

Fig. 2.—(1) Models of flow and accretion of bars in braided rivers: discontinuous lines indicate accretion. A certain vertical accretion has been supposed in all cases (from N. D. Smith, 1974). (2) Types of bars in braided rivers: L, longitudinal; T, transverse; P, point bar; D, diagonal and x, diffuse gravel sheet (modified from Hein and Walker, 1977). (3) Classification of bars in low sinuosity rivers, according to Bluck (1976, modified by Ramos and Friend, 1982). (4) Models of formation and accretion of bars from diffuse gravel sheets, according to flow symmetry and water and sediment discharge (modified from Hein and Walker, 1977).

TABLA 2

Clasificaciones Morfológicas			Clasificación Sedimentológica Miall, 1981	
BLUCK, 1976	SMITH, 1974 HEIN Y WALKER, 1977	OTROS TERMINOS EQUIVALENTES		FACIES
Media Lateral III	Longitudinal	<i>Braid bar</i> <i>Spool bar</i> Diamante Romboïdes	Barras con es- tratificación plana o masiva	Gravas (Gm) Imbricación Sin estratificación cruzada
Lateral II (transversal)	Diagonal Transversal	Linguoides Lobuladas <i>Chute bar</i>	Barras con su- perficie de avalancha (<i>foreset</i>) simple	Arena y algo de grava (Sp/Gp)
Lateral I	<i>Point bar</i>	Lateral <i>Side bar</i>	Barras <i>compuestas</i>	Grava y arena Estructura muy compleja con varios tipos de estratifica- ción cruzada y cicatrices erosivas

Tabla 2.—Comparación entre las clasificaciones geomorfológicas y sedimentológicas de barras aluviales trenzadas y posibles equivalencias y estructura interna.

Table 2.—Comparison of geomorphological and sedimentological classifications of braided bars with supposed equivalences and associated internal structures.

pleja. Al migrar, las barras desarrollan caras de avalancha empinadas (*slip faces*) si el sedimento es fino y superficies de ángulo bajo (*riffles*) si el sedimento es de grano grueso.

Hein y Walker (1977) establecen un modelo que relaciona la morfología de las barras con la estructura interna derivada de su crecimiento y migración en el río Kicking Horse (Canadá). Según parece, la mayoría de las barras se inician con el depósito de una capa fina de grava (*diffuse gravel sheet*) que forma un depósito residual abandonado (*lag*) en las fases de flujo más elevado. A partir de esta capa va creciendo verticalmente la barra por adición de más sedimento hasta que llega a hacerse casi emergente. La estructura interna dependerá de la relación que exista entre el crecimiento vertical y la migración aguas abajo. Cuando las descargas de agua y sedimento son elevadas predomina la migración, y el depósito resultante sería masivo o con estratificación cruzada de ángulo bajo inclinada aguas abajo, puesto que no llega a desarrollarse una superficie de avalancha. Este es el caso de la mayoría de las barras diagonales y de la mitad de las longitudinales del río Kicking Horse. Cuando las descargas de agua y sedimento son menores, da tiempo a que el sedimento se apile antes de ser barrido por el agua, y se puede formar una superficie de avalancha sobre la que caiga el sedimento por gravedad. Ello ocurre en la mayoría de las barras transversales del río Kicking Horse (Fig. 2).

Según esto, las zonas proximales del río, que tienen una gran descarga de gravas gruesas, presentarán estratificación horizontal o masi-

va e imbricación, mientras que las zonas distales aguas abajo, donde hay descargas más reducidas y de material más fino, dominará la estratificación cruzada. Ello está de acuerdo con las observaciones de N. D. Smith (1970) en el río Platte en el que la formación de barras longitudinales se favorece cuando el sedimento es grueso y mal seleccionado, y la de barras transversales cuando es más fino y mejor calibrado.

Hay, pues, una clara relación entre la descarga de agua, el tamaño de grano del sedimento transportado, el tipo de barras que se desarrollan y la estructura interna resultante pero, normalmente, es muy difícil diagnosticar el tipo morfológico de barras de las secuencias fósiles, lo cual justifica la aparente indeterminación de la clasificación propuesta por Miall (1981).

Tampoco es el ánimo de este trabajo el diagnosticar tipos de barras, sino analizar en detalle dos ejemplos concretos, establecer las etapas de crecimiento y migración y los mecanismos implicados en ellas y las secuencias características de distinto orden resultantes.

BARRA N.º 1 (Fig. 3)

Se encuentra en una cantera orientada norte-sur (Fig. 1, n.º 1) casi perpendicular a la dirección del canal en ese punto que es N290E. Se trata de una barra que ha crecido confinada en un canal excavado en las facies finas (FI) del techo de una secuencia fluvial más antigua, hasta acabar colmatándolo. En análisis de los diferentes episodios deposicionales (Fig. 4) permite apreciar los cambios en la dinámica de crecimiento al variar ligeramente los factores implicados.

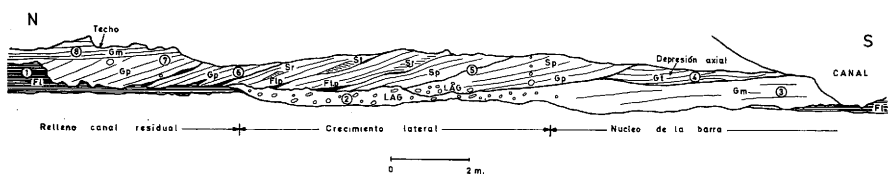


Fig. 3.—Esquema de la distribución de facies en la barra n.º 1 (cantera 1 de la figura 1) en el que se indican los episodios deposicionales, mediante números encerrados en círculos, y la interpretación sedimentaria. El corte es perpendicular a la dirección del sistema fluvial y forma un ángulo de 70° con el canal en el que se desarrolló la barra.

Fig. 3.—Field sketch of facies distribution in bar no 1 (quarry 1, fig. 1). The depositional events are indicated by encircled numbers. The section is normal to the direction of the fluvial system but it forms an angle of 70° with the active channel in which the bar generated. A sedimentary interpretation is included.

Los sedimentos infrayacentes son de grano fino con bioturbación (Fig. 4, episodio 1 y Fig. 5) y fueron parcialmente erosionados generándose un canal (episodio 2) en el que se depositaron gravas groseras desorganizadas con mucha matriz que constituyen un depósito residual abandonado (*lag*) a partir del cual se desarrolló en núcleo de la barra (episodio 3) integrado por gravas masivas y con estratificación cruzada difusa de bajo ángulo (Fig. 7) e imbricación. Este núcleo creció hacia arriba y desarrolló una superficie de avalancha (*slip face*) en el margen lateral de la barra y, posiblemente, también en el margen situado aguas abajo.

Sobre esta barra se excavó un surco somero (episodio 4) a modo de depresión axial, que se rellenó con gravas con estratificación cruzada en artesa de facies GT (Fig. 7) en la que alternan capas de trama abierta y de trama cerrada (con los huecos rellenos de matriz). La capa de grano más grueso se depositó durante los períodos de flujo alto en los que los finos permanecían en suspensión y eran arrastrados aguas abajo. Al disminuir el flujo se iban depositando gravas más finas hasta que se depositó también el material fino que forma la matriz rellenando los huecos cercanos a la superficie pero sin alcanzar las gravas infrayacentes depositadas en la fase anterior. La matriz quedó atrapada en la grava y resistió la erosión de la fase siguiente de flujo alto formando un pavimento para el próximo episodio de gravas (N. D. Smith, 1974).

El episodio 5 registra una disminución progresiva del flujo en el canal simultánea con la migración lateral de la barra. Está integrado por diferentes facies que van desde Gp/Sp al principio a Sp/St/F1/P al final. La primera parte (Fig. 8) consiste en gravas finas y arenas gruesas que forman una secuencia granodecreciente hacia el margen lateral de la barra. La estructura interna es estratificación cruzada plana (facies Gp) con acumulación de los cantos más gruesos al pie de la superficie de avalancha. Existen secuencias positivas granodecrecientes menores en las láminas de la estratificación cruzada, generadas por fluctuaciones pequeñas del flujo, cuya periodicidad no ha podido determinarse hasta el momento. La segunda parte del episodio 5 está integrada por arenas con estratificación cruzada plana (facies Sp) en las que pueden reconocerse varias etapas de crecimiento separadas por superficies erosivas (Fig. 9). Cada una de esas etapas de crecimiento está formada por una secuencia positiva granodecreciente que comprende: arenas gruesas con estratificación cruzada (St.), arenas finas con *ripples* de corriente (Sr.) y, a techo, limos y arcillas (Fl) que han sufrido procesos edáficos

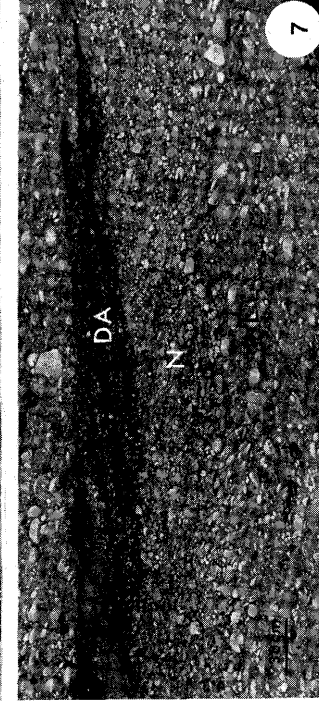
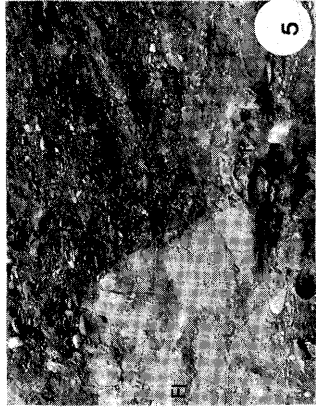
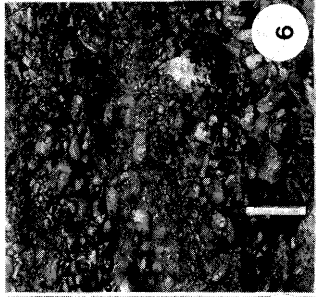
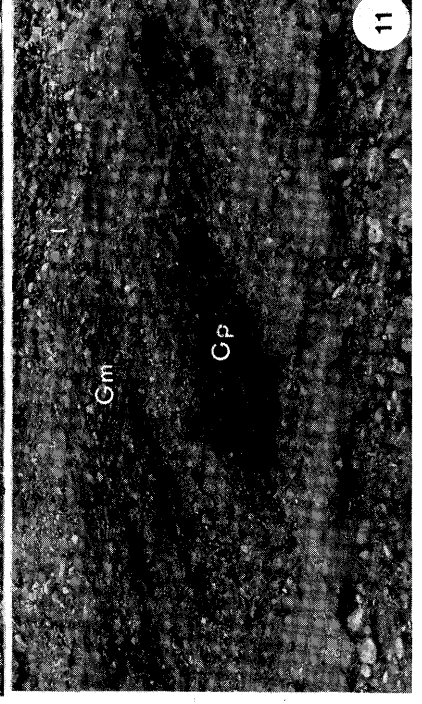
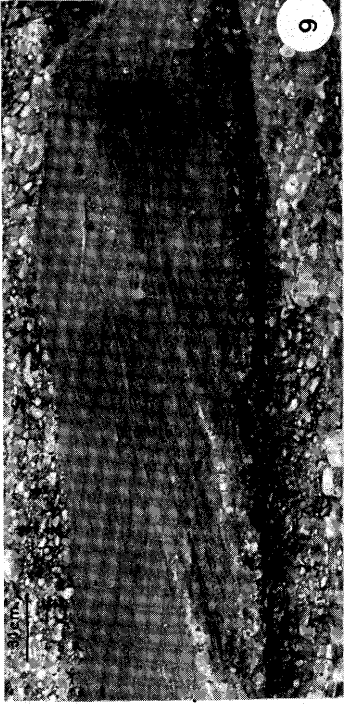


Fig. 5. — Nivel de arenas finas y limos con laminación horizontal (facies Fl) bioturbados por raíces, el cual fue erosionado parcialmente cuando se implantó el canal, y le sirvió temporalmente de margen. En el fondo del canal hay limos cementados y bloques arrancados del margen, todos ellos cementados por carbonatos de aspecto noduloso (facies P).

Fig. 6. — Alternancia de capas de gravas gruesas con trama abierta y de gravas más finas de trama cerrada.

Fig. 7. — Núcleo de la barra (N) que está constituido por gravas que muestran una débil tendencia a la imbricación. En la base queda una zona de cantos más gruesos desorganizados y con matriz arenosa (L). En el techo aparece un surco erosivo que forma la depresión axial (DA) del episodio 4.

Fig. 8. — Gravas finas y arenas con estratificación cruzada plana (facies Gp/Sp de la primera parte del episodio 5) que integran una secuencia positiva granodecreciente hacia el margen lateral de la barra (a la izquierda) debido a la progresiva disminución de la energía de la corriente. Se observan secuencias granodecrecientes menores generadas por fluctuaciones pequeñas del caudal.

Fig. 9. — Arenas con estratificación y laminación cruzada (facies Sp/Sr/Fl/P, del final del episodio 5) dispuestas en varias secuencias positivas de energía decreciente hacia la izquierda, separadas por superficies de reactivación jalonadas por sedimentos finos cementados por carbonatos. Las direcciones de corrientes medidas en las estructuras de gran escala en facies Gp/Sp (Fig. 8) y en las de pequeña escala de facies Sp/Sr, son perpendiculares entre sí pues unas registran la acreción lateral de la barra y las otras la dirección de migración de ripples movidos directamente por la corriente.

Fig. 10. — Relleno del canal residual en los episodios 6 y 7, en dos fases separadas por un nivel de finos cementados (marcado con una flecha) que representa un periodo de inactividad de flujo. En la base del canal queda un depósito abandonado residual (lag) cementado por carbonato, con cantos procedentes de la erosión del nivel de finos del techo de la secuencia infrayacente (*topstratum*) que forma el margen pasivo del canal.

Fig. 11. — Fase final de relleno del canal residual (episodio 7) constituida por gravas (Gp) cuyo tamaño de grano aumenta hacia el margen (a la izquierda). Sobre ellas, las gravas con estratificación horizontal irregular (Gm) del episodio 8 depositadas en la plataforma de la barra llegando a cubrir, incluso, el primitivo banco erosivo.

Fig. 5. — Burrowed fine sands and silts with horizontal lamination (facies Fl). This layer was partly eroded during the implantation of the channel and it acted as a stable margin for some time. An erosional lag and cemented silts are visible at the bottom of the channel.

Fig. 6. — Alternating coarse gravel with open frame and finer gravel with closed frame.

Fig. 7. — Bar core (N) made up of gravels with some tendency to imbrication. Note the coarser lag (L) in the lower part and the erosional scour of the axial depression (DA) during episode 4.

Fig. 8. — Fine gravel and sand with planar cross lamination (facies Gp and Sp in the first part of episode 5) arranged in a sequence that fines towards the lateral margin of the bar (left) due to the progressive decrease of the energy of the current. Note the minor sequences fining towards the left in response to small fluctuations of water and sediment discharge.

Fig. 9. — Cross-bedded and cross-laminated sands (Sp/Sr/Fl/P, upper part of sequence 5) arranged in several sequences that fine towards the left. The sequences are separated by reactivation surfaces and cemented muddy sediments. Directions of cross-bedding measured in sediments of facies Gp-Sp correspond to accretion of the bar and point approximately at right angle to those measured from facies Sp-Sr that are related to migration of smaller bedforms.

Fig. 10. — The infilling of the residual channel is accomplished during the depositional episodes 6 and 7 which are separated by a stand-still surface with deposition of fines (arrow). At the bottom of the channel there is a lag made up of fragments and blocks eroded from the substratum forming the margin of the channel.

Fig. 11. — The final episode of the infilling of the channel (7) consists of coarsening upwards gravels (Gp). The overlying gravels (facies Gm) deposited on the bar platform (episode 8) covering even the erosional margin.

y cementación (facies P). La secuencia registra el paso de flujo a estiaje y la superficie de erosión es una superficie de reactivación a partir de la cual continúa el crecimiento de la barra. Las direcciones de corrientes medias en las gravas apuntan hacia N 330 E mientras que las correspondientes a los *ripples* indican N 220 E, es decir, son perpendiculares entre sí. Este hecho se debe a que las gravas registran el crecimiento lateral de la barra en las épocas de flujo alto mientras que las arenas forman un lóbulo lateral y frontal construido por migración de *ripples* en el sentido de la corriente durante las épocas de disminución del flujo. La gran duración de esta fase de flujo muy bajo o nulo sugiere, en este caso concreto, una tendencia clara al abandono del canal que queda relegado a un papel secundario, funcionando como un canal residual situado entre la barra en construcción y el margen erosivo del canal.

El relleno de este canal residual se lleva a cabo en dos fases (Fig. 4, episodios 6 y 7 y Fig. 10) separados por un período de abandono o estiaje prolongado en el que hubo depósito de la fracción fina y edafización. En el episodio 6 se depositaron gravas finas con estratificación cruzada plana (facies Gp) y en el episodio 7 gravas cuyo tamaño de grano crece hacia el techo, con estratificación cruzada plana (facies Gp), (Fig. 11). Los episodios 6 y 7 integran una secuencia negativa granocreciente hacia el techo y el margen de la barra (*coarsening upwards*) que refleja condiciones de flujo progresivamente más alto debido a que al cerrarse el canal disminuye la sección y ello hace que aumente la velocidad y la competencia de la corriente, es decir la descarga, hasta que el canal acabó por cegarse completamente. La parte más alta de la barra quedó sujeta a régimen de flujo alto (flujo supercrítico) debido a la disminución de profundidad y se depositaron gravas con estratificación horizontal (episodio 8) de facies Gm (Fig. 11) que son depósitos de techo de barra y que cubrían, incluso, el antiguo margen erosivo del canal que fue tallado en el sustrato cohesivo durante el episodio 2.

El último acto de la historia (episodio 9) consistió en la erosión parcial del techo de la barra causada por la migración de canales más modernos.

En resumen, la evolución del canal y de la barra que lo rellena puede esquematizarse en varias fases sucesivas (Fig. 12). Primero la excavación de un canal somero y el depósito de un residuo abandonado grueso (*lag*) que creció verticalmente formando el núcleo de una barra en la que se desarrolló una superficie de avalancha. Después la barra cre-

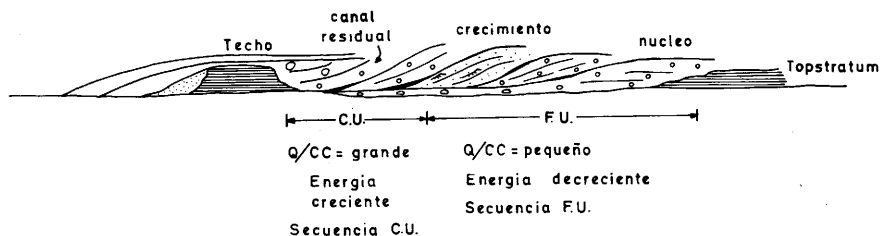


Fig. 12.—Modelo conceptual que resumen la evolución sedimentaria del conjunto canal-barra de la cantera 1, con la siguiente clave: F. U. secuencia positiva granodecreciente (*fining-upwards*); C. U. secuencia negativa granocreciente (*coarsening upwards*); Q caudal y C. C. capacidad del cauce. Fig. 12.—Conceptual model of the sedimentary evolution of the couple channel/bar found in quarry no 1. Key: F. U., fining-up sequence; C. U., coarsening-up sequence; Q, water and sediment discharge; C. C., channel capacity.

ció lateralmente por adición de sucesivas cuñas de sedimento que reflejan las fluctuaciones del flujo y que en conjunto forman una secuencia positiva. La disminución de energía es apreciable, tanto en la vertical como lateralmente, en el mismo tamaño de grano y en la estructura interna.

El relleno del canal residual registra el aumento progresivo de la descarga debido a la disminución de la sección y se origina una secuencia negativa. Finalmente el techo de la barra registra las condiciones de flujo supercrítico y el cepillado por erosión posterior.

BARRA N.º 2 (Fig. 13)

Se encuentra en una cantera con orientación N300E (Fig. 1, n.º 2) y aparece en dos afloramientos separados por una zona cubierta de unos cuatro metros de anchura. El sentido dominante del flujo, deducido a partir de estructuras sedimentarias, es N220-240E, con direcciones subordinadas cuyo origen se verá más adelante.

A partir del análisis detallado de la estructura interna, auxiliado por panorámicas fotográficas (Fig. 13) se ha podido establecer un modelo de las fases de crecimiento (números romanos I a VI) y su disposición espacial (Fig. 14). la barra muestra una estructura compleja con superposición de fases de crecimiento vertical y fases de desarrollo de superficies de avalancha (*foresets*) simples o compuestas que originan diversos tipos de estratificación cruzada en los que, a su vez se reconocen muchos episodios de crecimiento. Los datos deducidos del estudio de esta barra se exponen de una forma más general que los de la barra

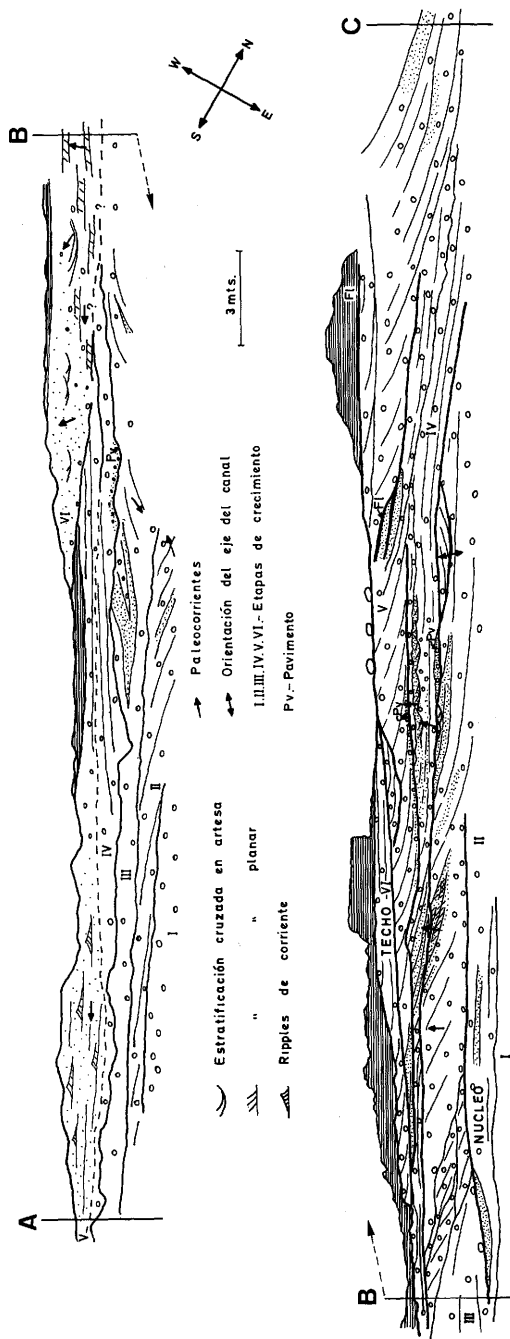


Fig. 13. — Esquema de la distribución de facies en la barra 2 (cantera 2 de la figura 1) en el que se indican con números romanos las etapas de crecimiento. La barra aparece en dos trozos separados por una zona no explotada de unos cuantos metros de anchura. La parte de arriba del esquema se sitúa a la izquierda (sureste) y la de abajo a la derecha (noroeste) del observador que mire a la cantera.

Fig. 13. — Facies distribution along bar no 2 (quarry 2 in figure 1) and depositional events marked by roman numbers. The bar crops out in two parts separated by a covered zone several meters wide. The upper sketch is placed to the left (southeast) and the lower one to the right (northwest) of an observer looking to the wall of the quarry.

n.º 1 lo cual permite comparar dos niveles de aplicación de una misma técnica de trabajo.

Los depósitos correspondientes a la fase I se observan con dificultad en unos pocos puntos aislados y consisten en gravas desorganizadas que se interpretan como la capa de grava (*diffuse grave sheet*) que actúa como embrión de la barra.

La etapa II consiste en el depósito de gravas con estratificación horizontal e imbricación (facies Gm) y algunas pasadas de arena con la-

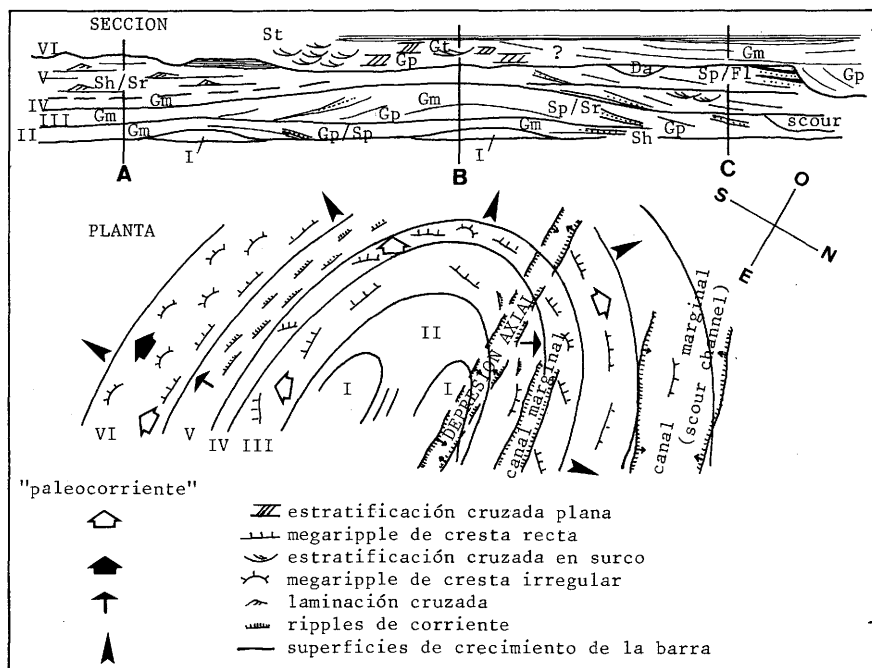


Fig. 14.—En la parte de arriba, modelo conceptual de las fases de crecimiento y facies asociadas en la barra n.º 2. En la de abajo, mapa idealizado de la disposición de las formas de fondo (bedforms) y sus respectivas direcciones de movimiento. Nótese la divergencia entre las direcciones de acreción (formas de gran escala) y las de migración de formas menores (estructuras de pequeña escala) y el escaso valor que tendría un diagrama de paleocorrientes si no va precedido de una cuidadosa interpretación.
 Fig. 14.—Above, conceptual model of the accretional stages and associated facies in bar no. 2. Below, idealized map of bedforms and relative directions of migration. Note the divergence between the directions of accretion of the bar and those of the smaller-scale bedforms which reflect migration, and the little value of such a paleocurrent diagram when it is not coupled with a careful interpretation.

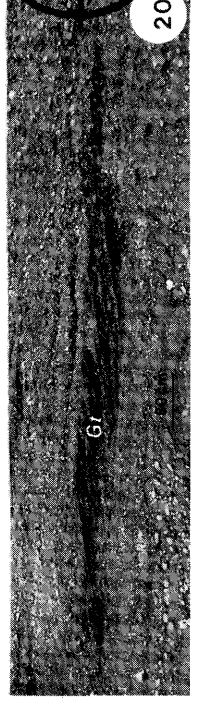
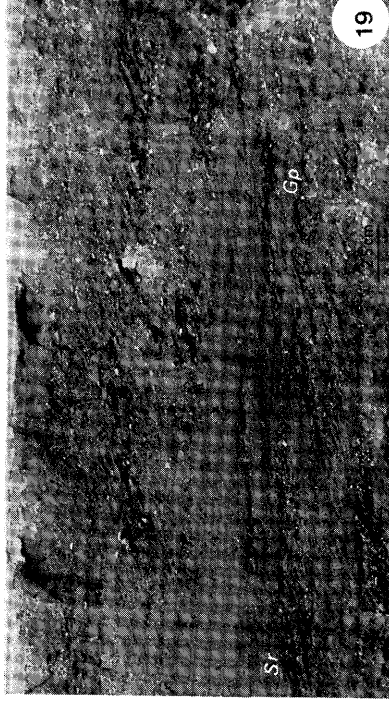


Fig. 15.—Etapas de crecimiento de la barra 2. Se aprecian las facies de núcleo Gm/Sh, etapas I y II), de crecimiento (III, IV y V, separadas por superficies erosivas que reflejan la morfología de la barra al final de cada una de ellas), de la depresión axial (D. A.) rellena por Gt y el techo o plataforma (VI).

Fig. 16.—Detalle de la anterior en el que se aprecia que los sedimentos de cada una de las etapas consisten en unidades de grava y arena en respuesta a la sucesión de episodios de crecida y disminución del flujo.

Figs. 17, 18 y 19.—El aumento de la profundidad desde el techo al flanco de una barra produce una disminución de la velocidad del flujo que se registra en la granulometría y en la estructura interna, tanto en los periodos de crecida (Figs. 17 y 18) como en los de disminución de flujo (Fig. 19).

Fig. 17.—Conglomerados groseros depositados en la fase de crecida en los que se observa el cambio lateral de laminación paralela de bajo ángulo a estratificación cruzada.

Fig. 18.—Detalle de la anterior donde se aprecia el tamaño de grano y el alto grado de selección del sedimento.

Fig. 19.—Cambio lateral desde gravas finas con estratificación cruzada planar (Gp) a arenas con laminación cruzada (Sr) en periodos de disminución de la descarga.

Fig. 20.—Surco erosivo marginal (*scour channel*) relleno por gravas finas de facies Gt.

Fig. 15.—Accretional stages of bar no 2: bar core with facies Gm-Sh (stages I and II), vertical accretion (III, IV and V, separated by erosional surfaces recording the individual morphology of the bar at the end of the various stages), axial depression filled with Gt (D. A.) and bar top or platform (VI).

Fig. 16.—Close up of figure 15. Sediments in every stage consist of gravelly and sandy units that record the succeeding stages of high and low discharge.

Figs. 17, 18 and 19.—The increase of depth from the top to the flank of a bar causes a decrease of flow velocity that is recorded in the grain-size and the internal structure of the sediment both during high-water (Figs. 17 and 18) and low-water (Fig. 19) periods.

Fig. 17.—Coarse gravel deposited during high discharge showing the lateral change from low-angle parallel lamination to cross-bedding.

Fig. 18.—Close-up of Fig 17 to show the grain size and the very good sorting of the sediment.

Fig. 19.—Lateral change from cross-bedded fine gravel (Gp) to cross-laminated sands (Sr) deposited during periods of low discharge.

Fig. 20.—Marginal scour channel filled up with fine gravels of facies Gt.

minación paralela horizontal (facies Sh) que localmente desarrollan superficies de avalancha en los márgenes de las acumulaciones de grava preexistentes dando lugar a estratificación cruzada plana (facies Gp y Sp). El depósito se llevó a cabo en condiciones de energía elevada en régimen supercrítico con disminuciones temporales del régimen de flujo atestiguadas por las arenas laminadas y los depósitos de avalancha.

Las etapas II a VI registran el crecimiento y la migración de la barra a partir del núcleo inicial y en cada una de ellas se distinguen a su vez secuencias menores constituidas por gravas con estratificación horizontal o cruzada y una cuña arenosa adosada cuya estructura interna consiste en estratificación o laminación cruzada o ambas (Figs. 15 y 16). De acuerdo con el código de Miall (1981) sería Gm/Gp → Sp/Sr, y se interpretan como el resultado de la sucesión de episodios de crecida y disminución del flujo.

N. D. Smith (1974) describe rasgos similares en el río Kicking Horse. Allí, el agua cubre la barra durante las fases de crecida y barre su superficie de modo que el sedimento grueso se acumula sólo en el frente con una estructura interna que depende de la velocidad. Si ésta es elevada, domina el barrido sobre la acreción vertical, la superficie de la cola y del margen de la barra es muy tendida (*riffle*) y se depositan facies Gm. Si la velocidad es algo más baja, hay crecimiento vertical, se desarrolla una cara de avalancha (*foreset*) y se depositan facies Gp. En las fases de flujo bajo se depositan las fracciones más finas en el techo y en los márgenes de la barra formando lóbulos arenosos que, en sección, aparecen como cuñas arenosas de facies Sp y St sobre las que puede llegar a depositarse material fino de facies FI que, ocasionalmente, sufre bioturbación por raíces y edafización si esa parte queda emergida.

En las partes altas de las barras la estructura interna dominante es la estratificación horizontal o cruzada de ángulo bajo y cambia a estratificación cruzada en los márgenes y en el frente (Figs. 17 y 18) debido al incremento de la profundidad de una a otra zona y a la consiguiente reducción de la velocidad de la corriente de una parte a otra de la barra. En períodos de estiaje se producen, asimismo, estructuras diferentes: en el techo se pueden originar pavimentos que protegen el techo de la barra y limitan el efecto erosivo de las fases posteriores de crecida y flujo supercrítico; en las zonas marginales se depositan arenas y lutitas con *ripples* que suelen mostrar un modelo radial de migración.

En esta historia deposicional se encuentran también episodios erosivos. Unos son amplios y de poco relieve vertical y otros tienen un carácter más localizado a la escala del afloramiento pero se encajan más en los depósitos infrayacentes. Al primer tipo pertenecen las superficies erosivas que separan las distintas etapas de crecimiento de la barra (Figs. 13, 14 y 15) y se forman por cambios importantes de la descarga que resultan en cepillados generales de las formas del fondo. En el segundo tipo se incluyen las depresiones axiales y los canales erosivos marginales. Las depresiones axiales son surcos erosivos que suelen formarse en las partes altas de las barras en los primeros momentos de la fase de disminución del flujo. A partir de ese momento pueden seguir encajándose hasta disecar la barra formando un nuevo elemento trenzado o *braided* (Ore 1964, N. D. Smith 1971, 1974) o bien se rellenan, como en el caso que nos ocupa, por gravas con estratificación cruzada de facies Gt. Los canales erosivos marginales se forman cuando el caudal decae y el flujo va quedando confinado en las áreas deprimidas existentes a uno o ambos lados de la barra donde produce erosión y retrabajado parcial. Estos surcos pueden mantenerse activos en sucesivas fases de fluctuaciones del flujo, migrando lateralmente hasta retrabajar los sedimentos de la barra, o bien pueden actuar como trampa de sedimento rellenándose con gravas de facies Gt y Gp en posteriores etapas de crecimiento de la barra (Fig. 20).

En las etapas V y VI el flujo es asimétrico a ambos lados de la barra: al noroeste se depositan gravas de facies Gp con estructuras de gran escala ligadas a condiciones de energía elevada, mientras que al sureste quedan áreas protegidas con menor energía y sedimentación de gravas finas y arenas con estratificación y laminación cruzada y horizontal de facies Sp, Sr y Sh (Figs. 13, 14 y 19).

El techo de la barra está constituido por un paquete de gravas de facies Gm separado de todos los materiales descritos por una superficie erosiva, y por otro suprayacente de materiales finos de facies F1 que representa la parte más elevada de la barra que estuvo esencialmente emergida (supra-plataforma), colonizada por la vegetación e incipientemente edafizada.

CONCLUSIONES

La historia de las barras trenzadas (*braided*) del sistema fluvial de Moraleda de Zafayona-Venta Nueva pasa por muchos episodios de de-

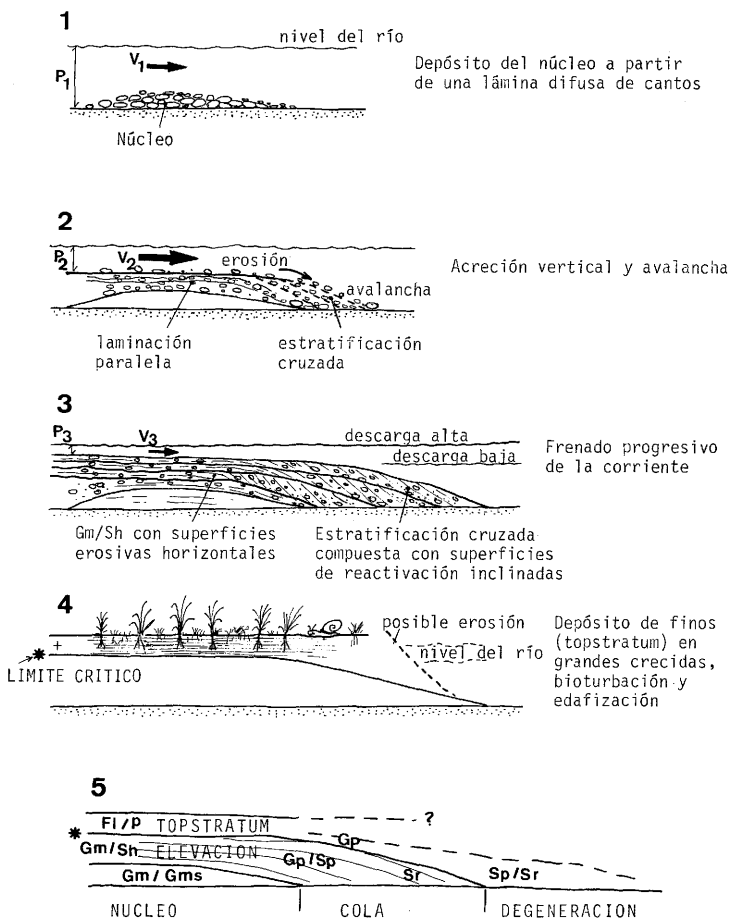


Fig. 21. — Génesis de la estructura interna de las barras trenzadas de grava de Moraleda de Zafayona. (1) A partir de una lámina difusa de cantos se deposita un residuo abandonado (*lag*) que forma el núcleo de la barra a cierta profundidad (P_1) y para determinada velocidad de la corriente (V_1). (2) Las fluctuaciones del flujo provocan el crecimiento vertical y el desarrollo de una superficie de avalancha pero la disminución de la profundidad sobre la barra (P_2) origina un incremento de la velocidad (V_2) que favorece el transporte y la erosión parcial del fondo, con formación de superficies erosivas y pavimentos de cantos. (3) El proceso de acreción continúa lateral y verticalmente y se deposita la mayor parte del material que constituye la barra. A partir de cierta altura (límite crítico a la profundidad relativa P_3), la lámina de agua que cubre la barra es pequeña y se produce un frenado progresivo de la corriente (velocidad V_3) que permite el asentamiento de materiales de grano más fino (4) que forma el techo de la secuencia (*topstratum*) por encima del nivel «normal» del agua. Esta parte puede ser colonizada por organismos. Lateralmente, o con posterioridad, pueden producirse erosiones parciales que remueven parte de la secuencia. (5) Modelo conceptual de distribución de facies en las barras estudiadas.

Fig. 21. — Genesis of the internal structure of the braided bars in Moraleda de Zafayona. (1) Deposition of a lag from a diffuse gravel sheet which forms the core of the bar at a certain depth (P_1) and current velocity (V_1). (2) Fluctuations of flow allow vertical accretion and development of a foreset but the decreasing depth over the top of the bar (P_2) produces increased current velocities (V_2) with active transport of sediment towards the front of the bar and partial erosion recorded as flat erosional surfaces and pavements. (3) Continuation of lateral and vertical accretion allows the deposition of the major part of the sediment incorporated into the bar. When a certain bar height (called critical limit at the relative water depth P_3) is reached, the thickness of the laminae of water that covers the bar is small and a progressive damping occurs (V_3) with deposition of the finer fractions (4) that form the topstratum of the sequence above the «normal» water level. This part of the bar can be colonized by organisms. Partial erosion can occur. (5) Conceptual model showing the arrangements of facies along the studied bars.

pósito y de erosión sucesivos que se producen como resultado de los altibajos de la descarga. Estas fluctuaciones de la energía ambiental son muy variables y quedan registradas en secuencias de tamaño de grano y estructuras sedimentarias primarias de una amplia gama de escalas.

La estructura interna de las barras y las secuencias observadas en sus distintas partes pueden ser muy diferentes en detalle pero todas reflejan un incremento de la energía hacia arriba debido a que la progresiva disminución de la profundidad produce un aumento paralelo de la velocidad de la corriente y de su competencia. Al crecer la barra interfiere más y más con el flujo de la corriente. La alta energía del agua sobre el techo barre el sedimento y cepilla la estructura interna produciendo superficies erosivas. El material arrastrado cae por los bordes y produce estratificación cruzada de gran escala. Las variaciones de descarga quedan registradas en diferencias granulométricas y del tamaño de los bedforms que eventualmente migran sobre la barra o sus flancos produciendo las secuencias internas de menor escala. Cuando la barra alcanza cierta altura se convierte en un obstáculo demasiado severo para la corriente y el rozamiento frena el agua que pasa sobre ella permitiendo durante las fases de caída del flujo, el asentamiento de fracciones más finas con estructuras que indican régimen de flujo bajo (facies Sr y Fl del *topstratum*. De esta forma hay una parte de la barra que va quedando expuesta al aire durante períodos cada vez más largos y es fácil que la vegetación se asiente sobre ella bioturbándola y favoreciendo los procesos pedogenéticos.

Así pues, las secuencias de la parte alta de las barras son positivas con tamaño de grano y nivel de energía decrecientes hacia el techo y pueden llevar asociadas bioturbación por raíces y edafización. (Fig. 21, pero no todas las barras siguen la evolución completa.

El potencial de preservación de estas formas de fondo es muy variable y depende de la relación entre el tiempo que transcurra hasta que el cauce activo vuelva a discurrir sobre esa zona y la subsistencia o enterramiento conseguidos hasta ese momento. Si la relación es alta, los depósitos de barra se conservarán con su estructura interna en buen estado: en caso contrario la estructura resultante consistirá en las facies de las zonas más internas (núcleo) de la barra separadas por superficies erosivas y faltarán las facies finas del techo de la misma.

Se ha reconstruido el trazado del canal en el que se situaban las

barras estudiadas a partir de los datos de paleocorrientes y de las superficies erosivas producidas al encajarse el canal en las facies de grano fino y se obtiene un trazado ondulado dentro del cauce fluvial trenzado de mayor escala (fig. 22). Como no hay continuidad lateral entre las canteras estudiadas, no se puede afirmar categóricamente que las barras que se han presentado fueran coetáneas y que se encontrasen en el mismo canal, aunque en nuestra opinión sí que lo eran. En caso de no serlo, no se modificarían las conclusiones de este trabajo aunque sí el trazado exacto del canal activo.

Las dos barras estudiadas encajan en diferentes categorías de la clasificación de Miall (1981): la número 1 es una barra con superficie de avalancha simple y la número 2 es una barra compuesta. Aunque no sea ese el objetivo de este trabajo, es difícil sustraerse a la tentación de buscar análogos actuales en las clasificaciones morfológicas. De acuerdo con la estructura interna, el modelo axial de distribución de flujo, y la existencia de canales erosivos marginales, es muy sugestivo asimilarlas a las barras laterales del tipo II de Bluck (1976) o a las transversales (¿y quizá también diagonales?) de Hein y Walker (1977).

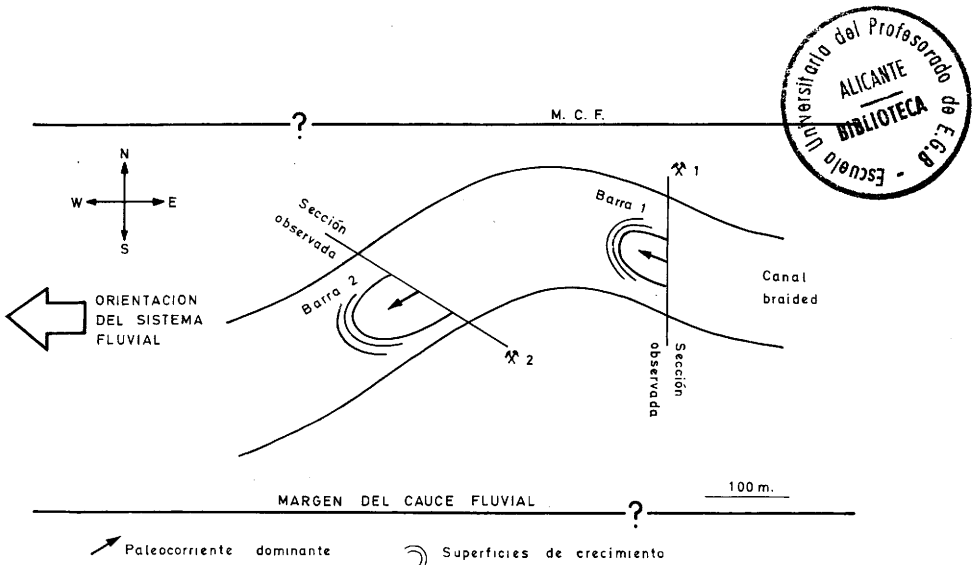


Fig. 22.—Reconstrucción paleogeográfica del cauce fluvial y del canal en el que se formaron las barras que aparecen en las canteras 1 y 2 de Venta Nueva. Se ha supuesto un canal único para las dos barras pero, al no existir continuidad lateral entre las canteras no puede afirmarse con certeza.
 Fig. 22.—Reconstruction of the fluvial reach and the active channel in which bars 1 and 2 developed. A single channel has been inferred but doubts exist as far as there is no physical connection between quarries 1 and 2.

Un estudio muy atractivo, actualmente en su fase inicial, consiste en relacionar las secuencias de distinto orden observadas en los depósitos de canal con el paleoclima, a través del análisis de las secuencias de llanura de inundación que están muy bien expuestas en los alrededores. Los resultados de este proyecto pueden arrojar mucha luz sobre la dinámica sedimentaria y los controles externos en un sistema fluvial trenzado completo y no sólo sobre las facies gruesas que son las únicas que se estudian normalmente con más detalle.

BIBLIOGRAFÍA

- BLUCK, B. J. 1976. Sedimentation en some Scottish Rivers of low sinuosity. *Trans. R.S.E.*, 69; 425-456.
- DABRIO, C. J., MARTÍN, J. M. Y MEGÍAS, A. G., 1982. Signification sédimentaire des évaporites de la depression de Grenade (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 24; 705-715.
- FERNÁNDEZ J. Y DABRIO, C. J., 1982. Los conglomerados de Moraleda: un modelo de sistema fluvial de tipo *braided* (Depresión de Granada, España). *Est. Geol.* (en prensa).
- HEIN, F. J. Y WALKER, R. G., 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Can. Jour. Earth Sci.*, 562-570.
- LEOPOLD, L. B. Y WOLMAN, M. G., 1957. River channel patterns: bridged, meandering and straight. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 282-B pp.
- MIALL, A. D., 1978. Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: A summary. In A. D. Miall (ed) *Fluvial Sedimentology*. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 5; 597-604.
- MIALL, A. D., 1981. Analysis of Fluvial Depositional Systems. *A.A.P.G. Educ. Course Notes Series*, n.º 20, 75 p.
- ORE, H. T., 1964. Some criteria for recognition of braided stream deposits. *Wyoming Univ. Geol. Contr.* n.º 3, 1-14.

- RAMOS A. Y FRIEND, P., 1982. Upper Old Red Sandstone sedimentation near the unconformity at Arbroath. *Scot. J. Geol.* 18; 297-315.
- RUST, B. R., 1978. A classification of alluvial channel system. En A. D. Miall (ed) *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol Mem.* 5; 187-198.
- SMITH, N. D., 1970. The braided stream depositional environment: a comparison of the Platte River with some silurian clastic rocks, North-Central Appalachians. *Geol. Soc. America Bull.* 81; 2.992-3.014.
- SMITH, N. D., 1971. Transverse bars and braiding in the lower Platte River, Nebraska. *Geol. Soc, America Bull.* 82; 3.407-3.420.
- SMITH, N. D., 1974. Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *J. Geol.* 82; 205-223.
- SMITH, N. D., 1978. Some comments on terminology for bars in shallow rivers. en A. D. Miall (ed) *Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.* 5; 187-198.

MEDIOS MARINOS Y MARINOS-SALOBRES EN LA BAHÍA DE CÁDIZ DURANTE EL PLEISTOCENO

Zazo C.¹, Goy J. L.¹, Dabrio C.²

RESUMEN

La Bahía de Cádiz se instala en el labio hundido de una falla de dirección ENE — OSO que pasa al pie de la Sierra de San Cristóbal y que se continúa al Norte de El Aculadero. Los materiales del Plioceno superior «facies ostionera» fosilizan en muchos casos este accidente. Esta zona deprimida fue propicia a la permanencia de ambientes marinos y costeros durante la regresión generalizada del Plioceno superior y Pleistoceno. Las secciones estudiadas muestran megasecuencias transgresivas separadas por épocas de emersión asociadas en muchos casos con procesos de karstificación. A partir de estas series se deduce que durante el Plio/Pleistoceno la costa formaba un amplio entrante entre Rota y la Barrosa (Chiclana de la Frontera) que se extendía por la parte inferior del valle del Guadalete, siendo la Sierra de San Cristóbal el relieve que constituía durante el Plioceno superior el acantilado fósil y dejaba en su interior dos islas. Cerro Centa y Cerro de los Mártires. La retirada del mar indujo a la formación de marismas y lagoones marino-salobres que estaban separados del mar abierto por islas barreras que fueron invadidas repetidamente por el mar durante el Pleistoceno merced a oscilaciones positivas del nivel del mar con un valor «relativo» de 10-15 metros.

El esquema de distribución de ambientes es semejante al actual en el que la flecha de Valdelagrana actúa como isla barrera entre el mar abierto y las marismas que, hacia tierra se interdigitan con conos de deyección y coluviones. Las dimensiones de la Bahía se han reducido con el tiempo.

ABSTRACT

The Bay of Cádiz occupies a depression due to a fault bearing ENE — OSO, which is observed from the foothills of the San Cristóbal Sierra to the El Aculadero area, more to the north. This tectonic accident is covered by undisrupted sediments of upper Pliocene age (Facies Ostionera) in several places. Despite the general regressive trend which characterizes the late Pliocene and Pleistocene ages, marine or littoral environments maintained in the Bay of Cádiz in relation to its depressed situation. The studied successions show transgressive megasequences separated by regressive episodes with karstification. A big bay existed in those times (Plio/Pleistocene) between Rota and La Barrosa (Chiclana de la Frontera) which extended along the valley of the Guadalete River, just by the paleo cliff of Sierra de San Cristóbal. Two islands corresponding to the Cerro de Centa and Cerro de los Mártires emerged. The general retreat of the sea eventually led to the development of barrier islands, lagoons and marshes that were repeatedly inundated during the Pleistocene due to positive oscillations of the «relative» sea level averaging 10-15 m. The pattern of sedimentary environments is fairly similar to the present-day model which the Valdelagrana spit bar acts as a barrier island placed between the open sea and the lagoon (*marismas*) that interfinger to the land with alluvial fan and colluvial continental environments. The size of the paleo-bay has decreased with time.

(1) Departamento de Geomorfología y Geotécnica. Facultad de Geología. MADRID-3.

(2) Departamento de Estratigrafía. Facultad de Ciencias. SALAMANCA.

NOTA: Esta comunicación ha sido presentada en el X Congreso Nacional de Sedimentología. MENORCA. Septiembre 1983.

INTRODUCCIÓN

El origen de la Bahía de Cádiz se debe a la existencia de una falla normal de dirección ENE — OSO que pasa al pie de la Sierra de San Cristóbal y que se continúa hasta la costa pasando al Norte de El Aculadero. Este accidente cuyo funcionamiento se supone ha comenzado al final del Mioceno, quizá como falla en dirección, rejuega durante el Plioceno inferior y medio con carácter normal, instalándose la Bahía en el bloque hundido. El Plioceno superior («facies ostionera») fosiliza al pie de la Sierra de San Cristóbal el accidente (Benkhelil, 1976).

Durante el Plioceno superior, una vez que la Meseta y el Subético han emergido completamente, el mar en franca regresión perdura en la Bahía de Cádiz ocupando un contorno similar al actual, aunque algo más extenso, no penetrando más allá del pie de la Sierra de San Cristóbal (a + 35 m.), las facies que encontramos son las típicamente marinas litorales, «conglomerado ostionero» y las marino-salobres o de «lagoon». Ambas se vuelven a encontrar en el Cuaternario.

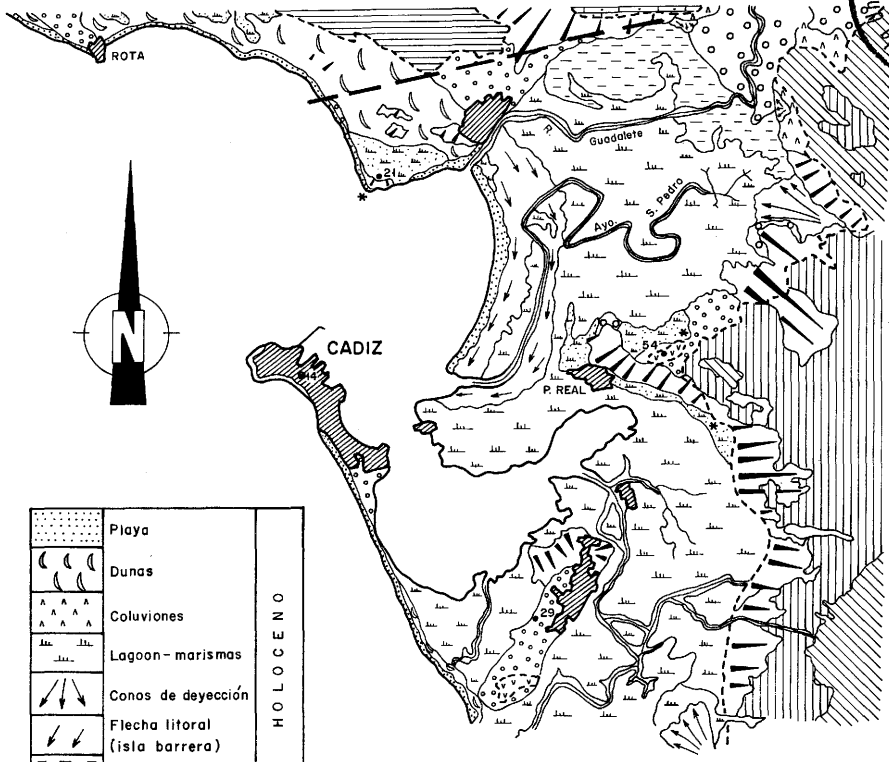
En la zona emergida durante el Plioceno superior, se instala una serie de lagos, sin comunicación con el mar, en los que se depositan unas calizas, generalmente, de tipo pulverulento (región de Lebrija, Jerez y Paterna) y muy posiblemente se desarrollarían suelos rojos como ocurre al Norte de la provincia (Sanlúcar).

CORTES ESTUDIADOS

Con el fin de reconstruir el ambiente paleogeográfico de la Bahía de Cádiz durante el Plioceno superior y el Pleistoceno, se ha estudiado una serie de cortes todos ellos situados en el borde externo de la Bahía actual (Figura 1), seleccionando los tres más completos: El Aculadero, Puerto Real y el Sanatorio.

EL ACULADERO

Este afloramiento se sitúa 3 km. al suroeste del Puerto de Santa maría (Figura 1). Ha sido objeto de algunos trabajos (Viguié 1974, Zazo et al. 1981). En él se diferencian tres partes en las que se han levantado varios cortes (Figura 2) a partir de los cuales se ha establecido la columna sintética (Figura 3). Los materiales estudiados se sitúan discordantes sobre «el conglomerado ostionero», que suponemos del Plioceno supe-



	Playa	HOLOCENO
	Dunas	
	Coluviones	
	Lagoon-marismas	
	Conos de deyección	
	Flecha litoral (isla barrera)	
	Limos de inundación	PLEISTOCENO
	Terrazas	
	Glacis con industria lítica	
	Lagoon y "congl. ostionero"	
	"Conglomerado ostionero"	PLIOCENO
	Arenas carbonatadas y calizas lacustres	
	Calcarenitas	MIOCENO
	"Albarizas"	
	Margas	TRIAS-EOCENO SUBBETICO
	Margas yesíferas	

ESCALA 1:150.000

- * Cortes descritos
- - - - - Falla
- - - - - Línea de costa Plio- Pleistocena
- 14 • Cotas en metros

Fig. 1.—Esquema geomorfológico de la Bahía y situación de los cortes estudiados.

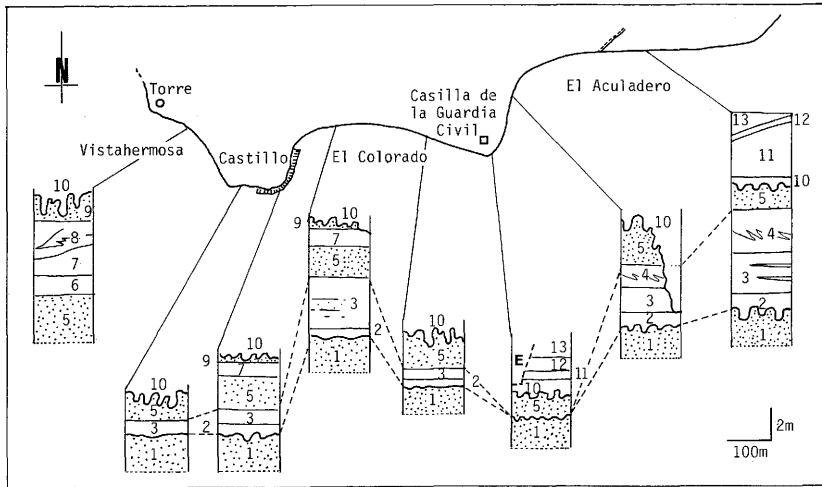


Fig. 2.—Mapa esquemático del sector de El Aculadero-Vistahermosa y situación de las secciones más características en las que los números son los mismos del texto de la figura 3. Obsérvese como se acuñan hacia el sur los niveles 2, 3 y 4. En punteado se han indicado los niveles de conglomerados lumaquelicos (facies ostionera).

rior (presencia de *Chlamys glabra*) y recubiertos por un glacis que contiene industria lítica arcaica. Un manto eólico reciente constituye el techo de todas las series estudiadas. La potencia de los términos de la sucesión varía mucho de unos puntos a otros, complicando la imagen tridimensional.

Descripción de la serie

En la sucesión ideal se distinguen de muro a techo (Figura 3):

- (1) Lumaquela de lamelibranquios (Figura 4), entre los que destacan por su abundancia, los géneros *Pecten* y *Ostrea*: *Ostrea lamellosa*, *Pecten jacobaeus*, *Chlamys opercularis* y *Ch. glabra*, con algunos cantos de cuarzo y cuarcita cuyo tamaño máximo no llega a los 8 cms. y que localmente forman niveles conglomeráticos. En algunos puntos se diferencian alternancias de niveles de conchas de gran tamaño (en general con la concavidad hacia arriba) con otras de conchas más pequeñas y menor tamaño de grano con estratificación cruzada en artesa dirigida hacia el Sureste. La dirección de corrientes más frecuente es la $N 120^\circ - 130^\circ$ dentro de un abanico que abarca desde $N 60^\circ$ hasta $N 180^\circ$.

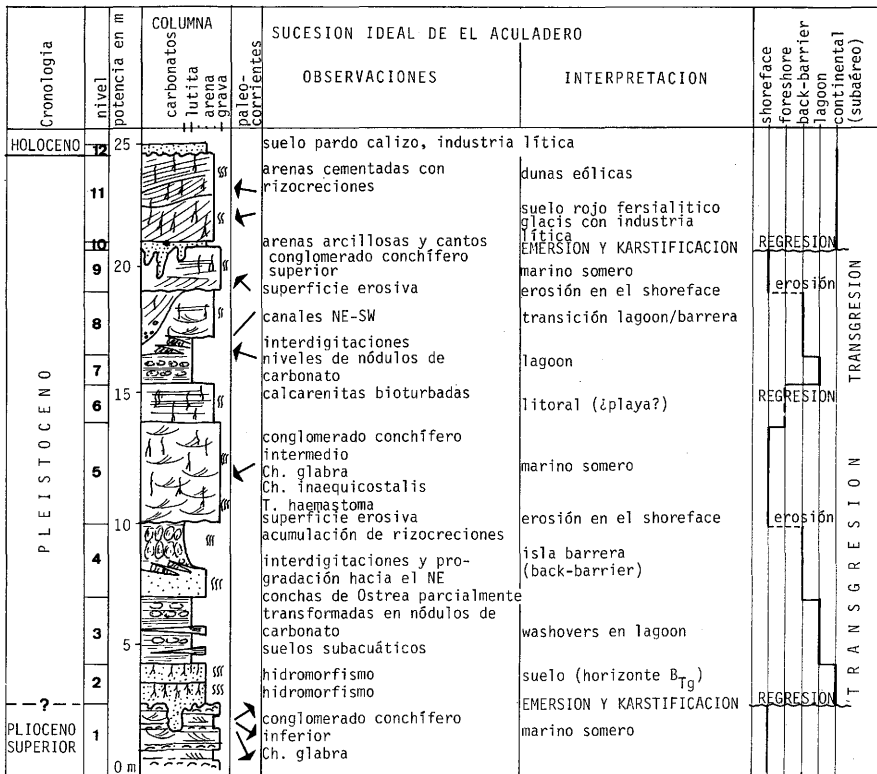


Fig. 3. —Sucesión ideal de El Aculadero.

Se interpreta como un depósito marino sublitoral (*shore-face*) bajo la acción del oleaje y de las corrientes litorales. La regularidad de los *sets* de la estratificación cruzada apunta hacia un origen a partir de corrientes de deriva o de marea. Aunque no han aparecido pruebas claras de reversión de flujo, se atribuyen estos depósitos a una zona sublitoral barrida por las mareas con una dirección dominante de corriente hacia el Sureste y de poca profundidad puesto que las olas eran capaces de eliminar las fracciones finas dejando una gran proporción de tamaños gruesos. Las alternancias de dos tamaños de grano se deben, probablemente a la sucesión de épocas de mar gruesa o tormenta, durante las cuales se movía el sedimento grosero y se arrastraba hacia zonas más profundas el sedimento fino, y épocas de buen tiempo durante las cuales la menor energía ambiental favorecía la formación de *megaripples* en sedimento más fino que era movido por las co-

rrientes mareales. Esta superposición de efectos es normal en el ambiente sublitoral.

Sobre este depósito se labra un karst continental que está relleno por:

- (2) Arenas rosadas con algunos cantos dispersos de cuarzo, tamaño 2-3 cm. Presentan escasas estructuras sedimentarias, laminación paralela, laminación cruzada y estratificación cruzada muy dudosa, que impiden dar con seguridad su origen, aunque nosotros suponemos que serían continentales. Sobre ellas se desarrolla un suelo del que se conservan restos de un horizonte Btg. Existencia de argilanes rojos con hidromorfismo local.
- (3) Margas y arcillas verdosas con nódulos de carbonato de tipo pulverulento que a veces se agrupan formando niveles más o menos continuos. En algunos puntos se han encontrado restos de valvas de *Ostrea*, *Cardium* y *Mytilus* en vías de transformación a nódulos. Se dan en este depósito estructuras de deformación hidroplástica.

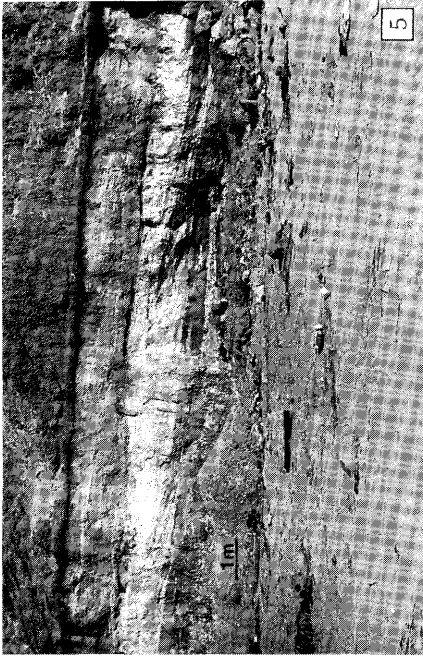
Se interpretan como sedimentos de «lagoon», en los que se desarrollan suelos subacuáticos en medio no ácido. Abundancia de arcilla tipo montmorillonita ($H > K > I$). Fuerte actividad biológica. En el Aculadero este nivel intercala capas de arenas que se acuñan lateralmente. El espesor máximo es de unos 30 cm. y la estructura interna consiste en laminación paralela. Se interpretan como depósitos de arena arrastrada sobre la costa por el frente de oleaje de tormentas (*overwash*) y acumulada en forma de abanicos en el lagoon (*washover fan*).

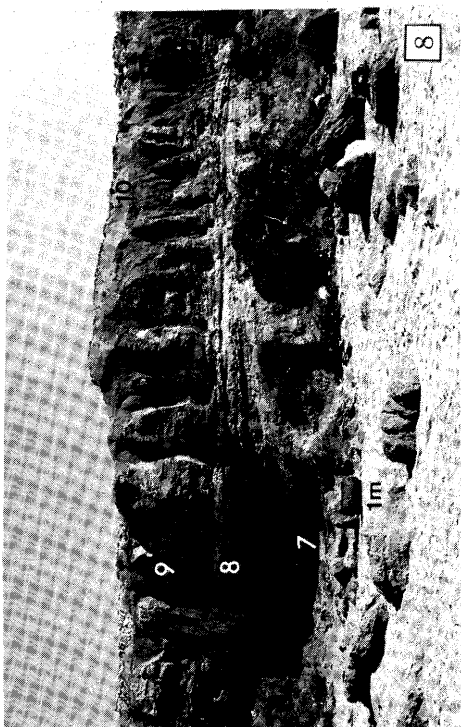
Fig. 4. —Conglomerado conchífero inferior de facies ostionera con ostreidos (O), de los que muchos conservan las dos valvas unidas, y rhodolitos de algas (R) en matriz de calcarenitas.

Fig. 5. —Interdigitaciones de arenas rojas y arcillas con nódulos cargados de carbonato que forman una estructura progradante hacia el noroeste (a la derecha de la foto).

Fig. 6. —Conglomerado conchífero intermedio (nivel 5) con estratificación cruzada en surco debido a migración hacia el suroeste de *megaripples* de cierta sinuosidad.

Fig. 7. —Barra de arenas entre margas y arcillas verdes (V) con nódulos de carbonato (nivel 5 en la Playa del Colorado). La estructura interna consiste en varios sets de estratificación cruzada (X) apuntando hacia el SSW y laminación paralela (P).





S-N



- (4) Arenas amarillas con nódulos de carbonato que llegan a formar una masa continua hacia el techo. El tránsito arenas-nódulos se realiza mediante interdigitaciones que, en conjunto, integran un dispositivo progradante hacia el noroeste, este término sólo está bien representado entre El Aculadero y Punta de la Cruz.

Los nódulos son fácilmente identificados como rizocreaciones, es decir, acumulación de carbonatos alrededor de raíces de plantas que fueron, probablemente, las responsables de la destrucción de la estructura interna de las arenas por la intensa bioturbación que produjeron.

De acuerdo con los datos litológicos y la posición en la secuencia de facies sedimentarias, se interpreta como un depósito hacia tierra de una isla barrera (*backbarrier*) sometida a frecuentes fenómenos de *overwash* a cuyo favor se depositaban cuñas sedimentarias que eran colonizadas por la vegetación cuyas raíces favorecieron la formación de los rizolitos. El dispositivo progradante (*Figura 5*) registra la migración hacia tierra de la isla barrera y la superposición del *backbarrier* sobre el lagoon.

Intensa erosión

- (5) Lumaquela de lamelibranquios con cantos de cuarzo y cuarcitas de centil 5 cm. y niveles de conglomerado. La fauna está constituida por *Chlamys glabra*, *Ch. inaequicostalis*, *Acanthocardia tuberculata*, *Lima inflata*, *Thais haemastoma*, de ésta última un sólo ejemplar (Vigier, 1974). Por su posición se ha denominado de una

Fig. 8.—Parte alta el corte de Vistahermosa donde se observa la morfología de los cuerpos sedimentarios en los niveles 7 y 8, la intensa karstificación del nivel 9 y el relleno de las irregularidades karsticas («poches») por el glacis que contiene la industria lítica (nivel 10). El barril metálico tiene una longitud de un metro.

Fig. 9.—Parte alta del corte de El Aculadero. Sobre el dispositivo progradante del nivel 4 se sitúan los restos del 5 cuyo espesor es muy reducido por la intensa erosión y karstificación y los materiales del glacis (10) con industria lítica arcaica cubren la superficie karstificada. Las arenas eólicas (11) con estratificación cruzada de gran escala debida a la migración de dunas hacia el oeste, están parcialmente cementadas y karstificadas. A techo, suelo pardo calizo (12).

Fig. 11.—Panorámica de la parte superior de la cantera de Puerto Real con los niveles diferenciados y descritos en el texto.

manera informal a este conglomerado «conglomerado intermedio», si bien en la Playa de El Colorado puede estar sustituido por arenas y en el Aculadero bastante erosionado.

La estructura interna consiste en estratificación cruzada en surco (*Figura 6*) debida a migración de megaripples de crestas en forma de media luna en una dirección muy constante N 240° — 250° E, en un ambiente marino sublitoral semejante al descrito para el nivel (1). La línea de costa se había desplazado hacia la Bahía en el tiempo que medió entre el depósito de los dos conglomerados (1) y (5).

En la playa de El Colorado, el conglomerado cambia hacia el norte a arenas cuya estructura interna no se ve bien, pero que contiene un cuerpo de arena (*Figura 7*) con morfología de barra y estructura interna compuesta por un apilamiento de megaripples que, en la dirección de la corriente, es sustituido por un set de estratificación cruzada apuntando hacia N 250° — 260° E. Las arenas incluyen conchas de bivalvos y cantos blandos de arcillas verdes en las láminas del foreset.

- (6) A techo del conglomerado se encuentra en Vistahermosa, metro y medio de calcarenitas bioturbadas por raíces, de estructura interna difusa pero que parece ser laminación paralela. Se atribuye a un depósito de playa en sentido amplio.
- (7) Arcillas y margas verdes con nódulos semejantes al nivel (3). Aflo-
ran sólo en las proximidades del Castillo de Santa Catalina, en algunos puntos se intercalan niveles finos de arena fina, cuyo origen debe ser similar a lo comentado para el nivel (3), es decir depósitos de lagoon con intercalaciones de *washover fan*.
- (8) Arenas gruesas con restos de lamelibranquios y cantos de cuarcita, fundamentalmente, cuyo centil no supera los 3 cm., que se interdigitan parcialmente con las anteriores. La estructura interna es estratificación cruzada de dirección N 300° E. Entre las láminas de foreset se encuentran algunas constituidas por nódulos de carbonatos. En otros puntos son arenas con laminación paralela alternando con arcillas. Las unidades son un tanto alabeadas y el afloramiento muy limitado por lo que no es claro el significado exacto de tales depresiones que recuerdan canales someros poco

erosivos (Figura 8). De acuerdo con ello, se interpretaría como un depósito de lagoon con influencia marina en una zona con depresiones que actuaban como canales mareales en los que dominaban una de las corrientes de marea probablemente la de reflujó. El sedimento arenoso procedía de la isla barrera, aportado por *overwash*. La corriente de drenaje del lagoon removía la arena formando los megaripples en las zonas más deprimidas que conducían a los canales de marea, con alternancia de depósito tranquilo de arcillas verdes y de comportamiento tipo «canal» en las que el sedimento arenoso se acumula en megaripples movidos por las corrientes y los finos son removidos y arrastrados a otras zonas.

- 9) Lumaquela de lamelibranquios con cantos de cuarcita que pueden llegar a constituir niveles finos y a los que en conjunto se les denomina de manera informal «conglomerado superior». A pesar de estar muy afectado por la karstificación se puede apreciar estratificación cruzada orientada hacia el noroeste. Su origen es similar a los niveles (1) y (5), pero las corrientes apuntan en dirección opuesta debido, quizá, a la superposición de las corrientes de marea y la deriva litoral generada por el oleaje del suroeste.

Sobre este depósito se labra un karst continental que está relleno por:

- 10) Arenas-arcillosas roja con cantos de cuarzo y de cuarcita (industria lítica arcáica) corresponden a un depósito de glacia.

Sobre este material se desarrolla un suelo rojo fersialítico con procesos de lavado de arcilla muy intenso que han dado lugar a la formación de un horizonte B_t. Este suelo ha sufrido posteriormente una desrubefacción en la parte superior dejando esta zona más empardecida. Parte superior 5 Y R 5/8, parte inferior, 2,5 Y R 4/6 (en seco).

- 11) Arenas gruesas bien seleccionadas con estratificación cruzada de gran escala (Figura 9) formada por la migración de dunas eólicas hacia el oeste. Este depósito está parcialmente cementado.

Débil karstificación.

- 12) Depósito de escorrentía sobre el que se desarrolla un suelo pardo calizo.

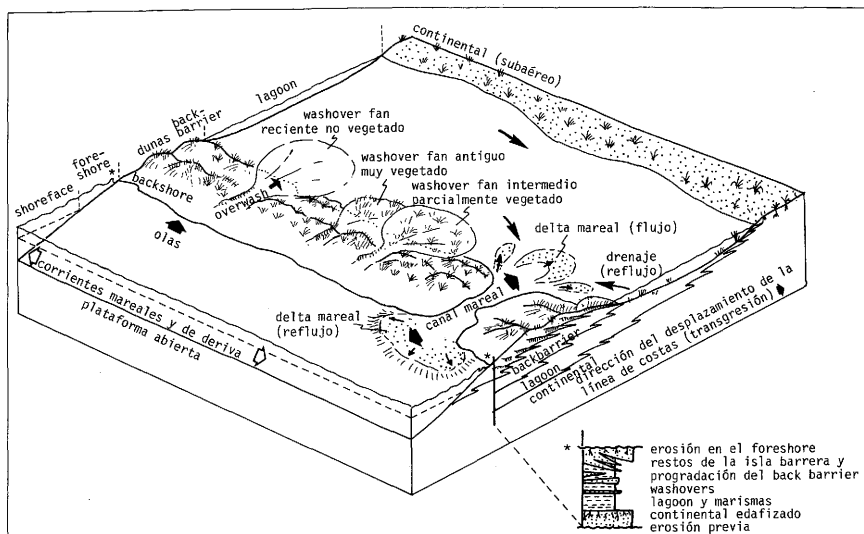


Fig. 10. —Modelo sedimentario de una costa trasgresiva con islas progradantes hacia el lagoon y secuencia resultante. El asterisco indica la superficie erosiva producida por el oleaje en el foreshore. El carácter trasgresivo se manifiesta en las frecuentes roturas del cordón de dunas y el consiguiente depósito de washover fans en el lagoon. Obsérvese el abanico de direcciones de corriente generado por los distintos procesos sedimentarios invocados.

(13) Manto eólico reciente.

Interpretación de conjunto

Se reconocen dos episodios transgresivos que culminan a techo de los conglomerados intermedio y superior, seguidos de transgresiones rápidas (Figura 3). La secuencia de facies dentro de cada episodio transgresivo no es completa ya que existen sendas interrupciones sedimentarias debidas a la erosión producida por la migración hacia tierra del foreshore que retrabaja parte de los sedimentos correspondientes a la isla barrera a causa de la alta energía ambiental.

El modelo sedimentario propuesto (Figura 10) consiste en una costa trasgresiva con islas barrera y lagoones someros y marismas. Durante las tormentas el oleaje podía romper los cordones de dunas litorales inundando parcialmente los ambientes protegidos al socaire de la isla barrera y depositando en ellos cuñas de arena con forma de abanico (*washover fans*). De este modo las islas barrera migraban poco a poco hacia tierra y la acción del oleaje en el foreshore erosionaba los sedi-

mentos depositados en los ambientes más terrestres (*backshore* y eólico) a medida que se desplazaba hacia tierra el sistema deposicional.

La diversidad de direcciones de corrientes se debe a pequeñas modificaciones de la morfología costera y de la situación de los subambientes sedimentarios. En el conglomerado inferior las corrientes apuntan hacia el sureste y se interpretan como corrientes de marea reforzadas, quizá, por las marejadas dominantes en la plataforma sublitoral abierta. Las direcciones hacia el mar del conglomerado intermedio se relacionan, probablemente, con un delta mareal de reflujo mientras que las que apuntan hacia el noroeste, medidas en los términos arenosos intercalados en las arcillas de lagoon (8) cuadran mejor con el drenaje del lagoon en el reflujo cuando el agua se dirigía hacia el canal mareal que estaría situado hacia el noroeste y orientado más o menos en dirección NE-SW. En el conglomerado superior las direcciones hacia el noroeste se atribuyen a corrientes de deriva inducidas por el oleaje y las marejadas del sur y suroeste al incidir sobre la costa cuya orientación sería aproximadamente NNW-SSE.

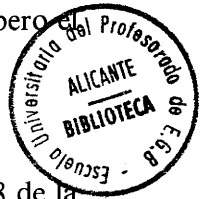
La «elevación mínima» relativa del nivel del mar necesaria para depositar las secuencias transgresivas puede estimarse en 5-8 m., pero el valor medio más probable es de 10-15 m.

CANTERA DE PUERTO REAL

El corte se sitúa en una cantera abierta al lado del km. 1,8 de la Carretera Comarcal 440 (Figura 1) al N del Cerro de Centa que es una estructura diapírica de materiales margo-yesíferos, triásicos cuya inestabilidad ha continuado incluso durante el Cuaternario (Viguié 1974, Zazo et. al. 1977, Benkhelil 1976, Zazo 1980). Fallas de dirección N 140° y N 20° y microfallas N 30° y N 20° afectan a los depósitos. La serie presenta un buzamiento general hacia el N de unos 22° en los tramos más bajos, los tramos superiores son discordantes sobre aquéllas.

Los materiales son análogos a los descritos en El Aculadero (Figura 11) pero en una serie más completa, en la que los términos más bajos corresponden al Plioceno medio (*Globorotalia crassaformis*) y en la que los niveles de lagoon son más abundantes.

La datación de la serie es bastante problemática y no existen criterios faunísticos suficientes como para marcar límites estratigráficos ne-



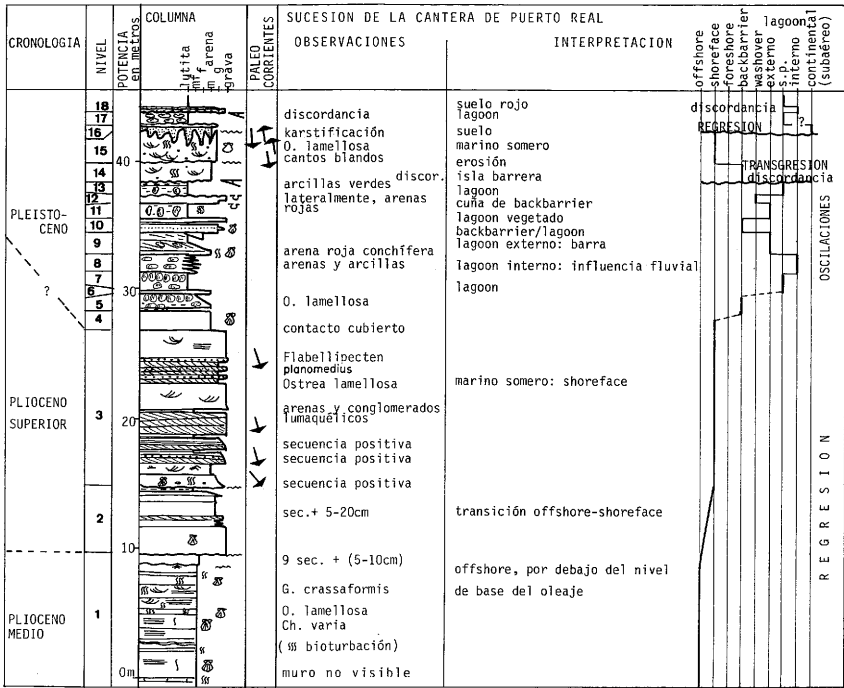


Fig. 12.—Sucesión de la cantera de Puerto Real.

tos a nivel de piso. Las numerosas muestras de macro y microforma estudiadas en la serie no ofrecen ningún tipo de evolución, a excepción del Plioceno medio, el resto tanto puede ser Plioceno como Cuaternario, no obstante dentro del contexto geológico regional y teniendo en cuenta las dos discordancias que aparecen en la sección podemos establecer dos posibilidades (figura 12), de tal forma que es posible que las facies de lagoon se dieran ya durante el Plioceno superior en la zona de Puerto Real.

Descripción de la serie

- (1) Arenas finas amarillas con lamelibranquios. En varios niveles hay estratificación cruzada ondulante (*hummocky*) y, hacia el techo del tramo, secuencias positivas (F. U.) constituidas por laminación paralela y laminación cruzada de oscilación. Este término corresponde a un depósito de plataforma marina abierta esencialmente por debajo del nivel de base efectivo del oleaje. Las secuen-

cias F. U. de la parte alta indican una mayor constancia de la acción del oleaje sobre el fondo en épocas de tormenta.

Benkhelil (1976) cita la presencia de este nivel de *Globorotalia crassaformis*, confiriéndole una edad Plioceno medio.

- 2) Gravas de cantos de cuarcita cuyo centil alcanza 5 cm. lumaque-
la de lamelibranquios y arenas con secuencias positivas (F. U.)
que reflejan la acción del oleaje sobre el fondo y que están inte-
gradas por laminación paralela y laminación cruzada de ripples
de oscilación e incluso por laminación paralela-estratificada cru-
zada ondulante (*hummocky*) laminación cruzada de oscilación.
A techo se encuentra un nivel de arcilla verde. Se interpreta el con-
junto como un depósito marino-somero que puede situarse en la
zona de transición *shoreface* - *offshore*.
- 3) Sigue un paquete de 10-12 m. de espesor de conglomerado de fa-
cies ostionera en el que se distinguen secuencias positivas cuyo
tamaño de grano decrece desde grava a arena y cuya estructura
interna consiste en estratificación cruzada tubular-laminación pa-
ralela en el término de gravas y estratificación cruzada en surco
- laminación cruzada en las arenas. Hacia la parte superior alter-
nan niveles con grandes conchas y otros con estratificación cru-
zada a pequeña escala. El depósito se interpreta en su conjunto
como un depósito marino somero sublitoral (*shoreface*) con el fon-
do afectado por las corrientes mareales y el oleaje.

El resto de la serie (Figura 11 y 12) consiste en una alternancia
de niveles arcillosos con nódulos de carbonato pulverulento y are-
nas o calcerenitas.

- 4) Arenas amarillo-rojizas con acumulaciones de carbonato
pulverulento.
- 5) Margas arenosas verdes con gran cantidad de carbonato que con
preferencia se acumulan en la parte superior. (¿Lagoon?).
- 6) Arenas rosadas con cantos de cuarzo dispersos de tamaño medio
1 cm., en algunas zonas están teñidas por óxidos de hierro.
- 7) Arcilla y margas verdes con niveles de nódulos de carbonato. Se
interpretan como depósitos de lagoon.

- (8) Aternancia de arenas muy finas con laminación paralela y lutitas con nódulos de carbonato. Se interpreta como un depósito de lagoon con influencia marina distal, probablemente debida a procesos de *overwash*.
- (9) Término complejo que incluye de muro a techo un cuerpo de arena media a fina en forma de barra, arcilla y margas lagoonales y arenas finas y lutitas. Todos ellos contienen nódulos de carbonato. La barra arenosa se formó en el lagoon y se movía lentamente hacia tierra hasta quedar cubierta por los sedimentos arcillosos del lagoon que, por compactación, se adaptaron aún más a su morfología. La depresión resultante se rellenó de sedimento arenoso muy bioturbado.
- (10) Arenas gruesas y gravas con cantos de cuarcita y Ostréidos. La bioturbación aumenta hacia arriba donde también se encuentran nódulos de carbonato. Se interpreta como una cuña de sedimento grosero que invade el lagoon desde la isla barrera.
- (11) Arcillas y margas arenosas verdes con nódulos de carbonatos alargados en sentido vertical. Conchas de bivalvos parcialmente transformadas en nódulos de carbonato. Se interpreta como depósito de lagoon.
- (12) Arenas medias con nódulos de carbonato y gravas de cuarcita.
- (14) Arena de matriz limo-arcillosa de color rojo con cantos de cuarzo de tamaño 1-2 cm. En la parte superior se aprecia estratificación cruzada en surco. La bioturbación disminuye hacia el techo.
- (15) Calcarenitas algo bioturbadas con lamelibranquios, cantos, de cuarcita y cuarzo, centil 5 cm. y cantos blandos en la base. La estructura interna es estratificación cruzada irregular en la base y en surco hacia el resto con dos direcciones opuestas: hacia el norte y hacia el sur. Se trata de un depósito sublitoral afectado por las corrientes mareales y el oleaje.

Sobre este material se desarrolla un karst subaéreo cuyos «poches» están rellenos por:

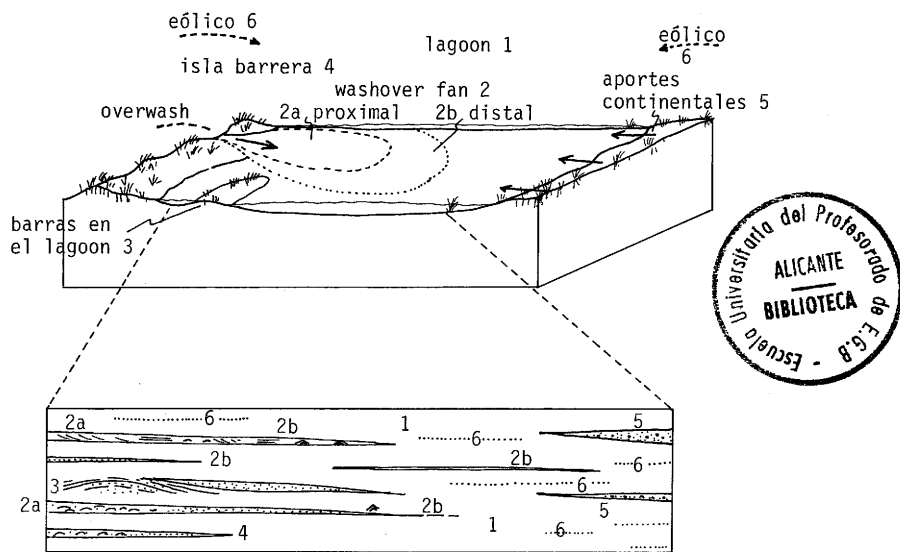


Fig. 13. —Procesos sedimentarios y modelo propuesto para la parte alta de la cantera de Puerto Real. Consiste en la parte trasera (back barrier) de una isla barrera y el lagoón adyacente, afectados por procesos de *overwash* que depositan *washover fans*. En la parte inferior, secuencias resultantes en las distintas zonas.

- (16) Una arena con matriz limo-arcillosa rojiza con cantos sueltos de cuarzo. Su origen es difícil de interpretar a falta de estructuras sedimentarias claras.
- (17) Arcillas verdes con carbonato, depósito de lagoón. Sobre ellas en discordancia angular y erosiva se apoyan unas.
- (18) Arenas-arcillosas rojas con cantos de cuarzo y cuarcitas sobre ellas se desarrolla un suelo rojo. El depósito pertenece a un glacis.

Los términos superiores de la serie corresponden a depósitos de escorrentía sobre los que se desarrolla un suelo pardo.

Interpretación del conjunto

La parte inferior de la sucesión (términos (1) a (4) Figura 12) es una megasecuencia negativa de energía creciente a techo (C. U.) en la que se registra el paso de los ambientes de plataforma abierta (*offsho-*

re) a los litorales (*shoreface*). La parte superior incluye una alternancia de sedimentos lagoonales que se interdigitan con los de isla barrera, marinos litorales o continentales debido a la movilidad de estos subambientes como se especifica en el modelo (Figura 13).

En detalle se reconocen al menos 3 roturas sedimentarias en la parte superior: la primera una discordancia entre los niveles (13) y (14); la segunda está atestiguada por la karstificación del nivel (15) y la más moderna por la discordancia del término (18).

CANTERA EN EL SANATORIO (PUERTO REAL)

La cantera se sitúa próxima al Km. 668 de la Carretera Nacional IV, abierta en unos materiales fosilíferos que buzcan unos 15° hacia el Sur.

La potencia visible de la serie no llega a los 6 m., tanto las muestras de macro como las de micro no han dado resultados definitivos a nivel cronológico ya que la forma que aparece en la sección indica simplemente Plioceno.

Descripción de la serie. (Figura 14)

- (1) Arenas amarillas finas con niveles de arena media y gruesa, con conchas de bivalvos y estratificación cruzada hacia el oeste (N 240° — 300° E). Las láminas del foreset de la estratificación cruzada pueden intercalar cuñas de carbonato de aspecto pulverulento.

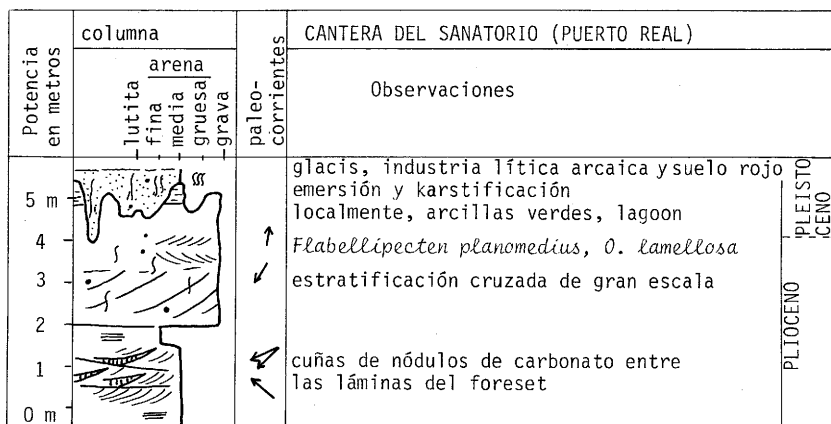


Fig. 14.—Sucesión de la Cantera del Sanatorio de Puerto Real.

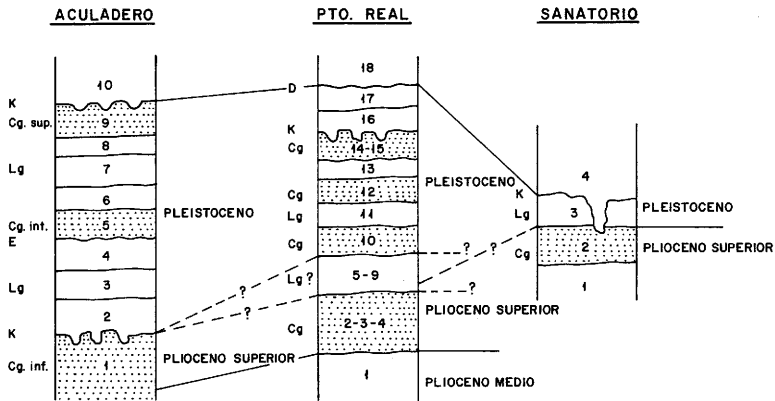


Fig. 15.—Correlación entre las megasecuencias estudiadas: Lg-lagoon, K-karstificación, E-erosión, D-discordancia, Cg-conglomerado «facies ostionera», 1, 2,.... numeración de los términos en las distintas columnas utilizadas en el texto.

(2) Conglomerado lumaquólico (*Flabellipecten planomedi*, *O. lamellosa*). Estratificación cruzada de gran escala dominante hacia el suroeste (N 210° — 220°) y otra menor, subordinada hacia el Noreste (N 10° E).

(3) Arcillas verdes con carbonatos. Depósitos de lagoon.

Karstificación.

(4) Arenas arcillosas rojas con cantos. Industria lítica arcáica similar a las de El Aculadero. Sobre ellas se desarrolla un suelo rojo.

La sucesión es parte de una megasecuencia negativa de energía creciente a techo y depositada en medio marino sublitoral (*shoreface*).

CORRELACIONES

Aunque difíciles de establecer dada la similitud y repetitividad de las litofacies, así como de las faunas, que no aportan gran precisión, se ha intentado sintetizar en la figura 15 una correlación entre los distintos afloramientos estudiados; señalando en algunos casos más de una

alternativa. Los criterios fundamentales que hemos seguido han sido: distintas fases de emersión en muchos casos acompañados por procesos de karstificación, las discordancias, las macro y microformas, y las megasecuencias sedimentarias.

RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

Paleogeografía durante el Plioceno superior - Pleistoceno

En la Figura 16 se esquematiza el trazado de la costa durante este período de tiempo, de ella se deduce que la paleocosta formaba un amplio entrante cuya zona más interna se introducía por el actual Guadalete sin sobrepasar la Sierra de San Cristóbal que constituía un acantilado fósil durante el Plioceno superior. Los dos salientes que enmarcaban esta extensa Bahía, se situaban al Norte de Rota y al Sur de la Playa de la Barrosa.

El Cerro de Centa, al NE de Puerto Real, y el Cerro de los Mártires, al Sur de San Fernando, constituían dos islotes en el interior de la Bahía.

La retirada paulatina del mar durante el Plioceno superior provocó la aparición de zonas marino-salobres, lagoones y marismas, que se desarrollaron fundamentalmente en la mitad septentrional de la antigua Bahía, siendo que son repetidamente inundadas por el mar durante las oscilaciones positivas en el Pleistoceno.

En todas las series estudiadas se reconoce una secuencia negativa ligada a una regresión que culmina en la emersión y karstificación de materiales de «facies ostionera».

Las facies marinas restringidas y salobres se disponen en secuencias transgresivas. Uniendo las puntas donde se acuñan las facies de lagoon entre las marismas, se puede deducir que la línea de costa se orientaba aproximadamente este-oeste en el Aculadero. En la Cantera de Puerto Real el domo diapírico activo durante el depósito de los materiales indujo a un saliente costero al que se adaptaron los subambientes situándose el mar hacia el noroeste y la costa hacia el sur y sureste. En cualquier caso se formaron islas barrera con el mar hacia su posición actual y lagoones y marismas a su resguardo entre ellas y tierra firme.

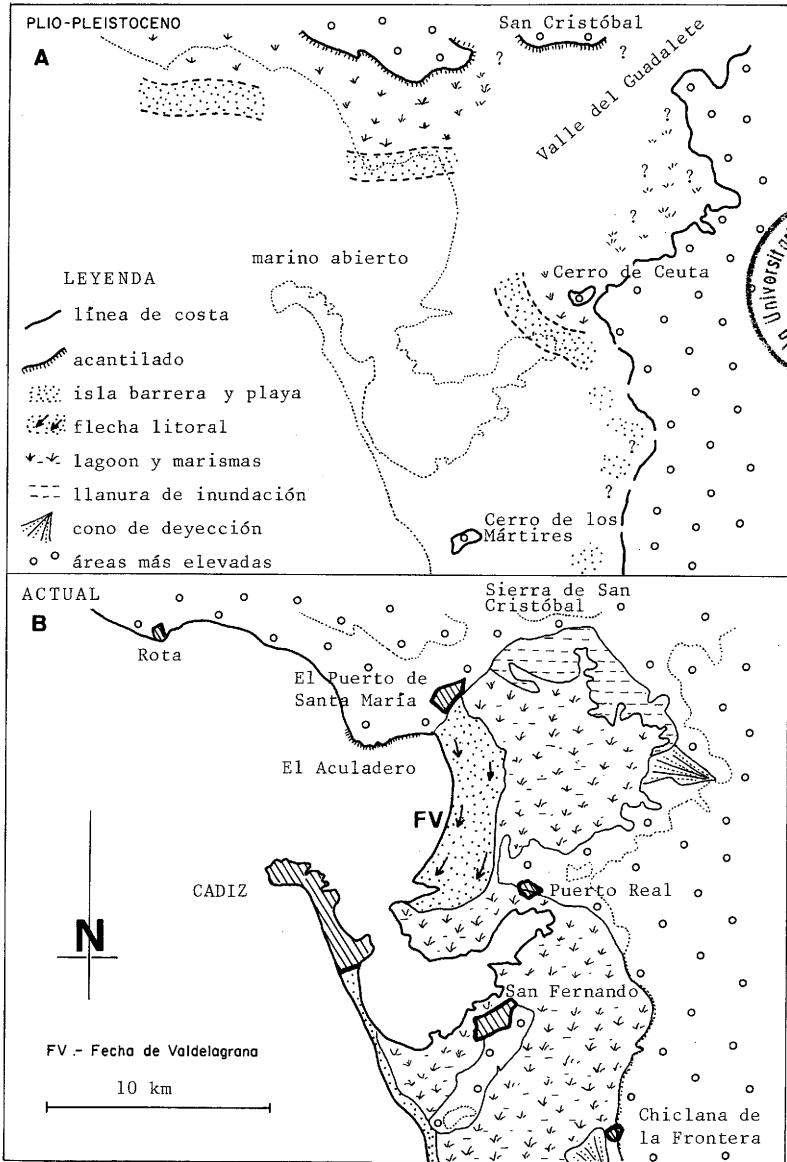


Fig. 16.—Comparación de los distintos medios sedimentarios durante el Pleistoceno antiguo (A) y en la actualidad (B).

Los sedimentos lagoonales de la cantera intercalan cuñas de material conchífero procedentes de la isla barrera en forma de *washovers* así como cuerpos arenosos con morfología de barra que pueden interpretarse como salientes de la costa del lagoon sometidos a la acción de las corrientes de marea y cubiertos por la vegetación. Otras cuñas parecen proceder del continente y consisten en arenas rojas y gravas con muchos cantos de cuarcita, no contienen fauna. Estas intercalaciones sugieren oscilaciones a pequeña escala de la línea de costa que acentúan los efectos de unos procesos u otros en un punto dado.

Es de destacar la coincidencia hacia el sureste de las direcciones de corriente indicativa de un fenómeno de gran escala, que se atribuye al fluir de las corrientes mareales adaptándose a la morfología de la paleobahía. Estas corrientes pudieron reforzarse con la componente sureste de la deriva litoral inducida por los vientos y temporales del oeste y suroeste, que son los más frecuentes e intensos en la región. Las direcciones medidas en los niveles marinos reflejan este dispositivo: en la Cantera de Puerto Real, la neta componente sur puede estar relacionada con el choque de las corrientes y olas contra el saliente costero producido por el levantamiento diapírico del Cerro de Centa; en el Acudadero se aprecia una mayor variedad cuyo origen se esbozó más atrás. Las direcciones de componentes suroeste son oblicuas a la costa y pueden ligarse a la acción mareal bien en un delta mareal de reflujo (*ebb tidal delta*) o bien en relación con el reflujo del paleoestuario del Guadalete. Las direcciones hacia el noroeste de deben, probablemente, a modificaciones de la orientación de la costa en el tiempo, de modo que variase la exposición a las corrientes anteriormente indicadas.

Comparación con el medio actual

El esquema que se observa en la actualidad (Figura 16) es un claro reflejo de lo que se producía durante el Plioceno superior — Pleistoceno. La actual marisma, en la que se depositan margas y arcillas verdosas que contienen la típica fauna marino-salobre (abundancia de *Cerastoderma edule*) representarían los depósitos de lagoon, en ella se produce una gran bioturbación animal y vegetal y se desarrollan también suelos hidromorfos. Dicha marisma se sitúa al abrigo de la flecha litoral de Valdelagrana, que constituye en la actualidad una isla barrera.

En la zona interna de la marisma se desarrollan los ambientes típicos continentales, conos de deyección, limos de inundación, etc. La Fle-

cha litoral ha ido evolucionando desde el Holoceno a la actualidad, de tal forma que hoy día el Ayuntamiento de San Pedro la atraviesa, y una zona de marismas se instala sobre la misma.

CONCLUSIONES

- Durante el Plio/Pleistoceno la paleo Bahía de Cádiz se extendía desde el norte de Rota a la Barrosa al Sur de Chiclana de la Frontera, y se extendía por el valle de Guadalete, quedando en su interior dos islas correspondientes a los Cerros de Centa y de los Mártires.
- En la Bahía se formaron sistemas de islas barrera (o flechas litorales) que separaban áreas de lagoon y marismas del mar abierto. Las oscilaciones relativas del nivel del mar con respecto a la costa, cuyo origen seguramente es tanto eustático como tectónico, generaron secuencias transgresivas en las que los subambientes progradaron hacia tierra y que están separadas por superficies de erosión y karstificación producidas en las épocas de caída del nivel del mar. La amplitud «relativa» de estas oscilaciones se estima del orden de 10-15 m.
- La distribución de ambientes en la actualidad es semejante a la descrita en el trabajo pero el tamaño del modelo es más reducido.

AGRADECEMOS a los Dres. E. Molina, J. Meco, J. Usera, la ayuda que nos han prestado en cuanto al estudio de los suelos, macrofauna y microfauna marina de las secciones estudiadas.

BIBLIOGRAFÍA

AGUIRRE E., ARIAS C., BONADONNA F. P., CIVIS J., DABRIO C., GOY J. L., LÓPEZ N., MORALES J., PÉREZ-GONZÁLEZ A., PORTA J., ZAZO C. «Pliocene - Pleistocene Transition in the Iberian Peninsula». IGCP project 41. Final Report (INQUA) en prensa.

- BENHELIL J. (1976). «Etude Neotectonique que la Terminaison occidentale du Cordillères Bétiqes». *Thèse 3^{em} cycle*. Université de Nice, 180 pp.
- VIGUIER Cl. (1974). «Le Néogène de l'Andalouise nord-occidentale (Espagne) *Thèse d'Etat*. Université de Bordeaux, 449 pp.
- ZAZO C., GOY J. L., HOYOS M., MECO J., USERA J., GARCÍA VICENTE J., GALVÁN J., AGUIRRE E. (1977). «El corte de Puerto Real y el problema Plio-Pleistoceno en la Bahía de Cádiz». *Trab. sobre Neógeno - Cuaternario* n.º 6, pp. 319-336.
- ZAZO C. (1979). «El problema del límite Plio/Pleistoceno en el litoral S. y SE. de España» *Trab. sobre Neógeno - Cuaternario* n.º 9.
- ZAZO C. (1980). «El Cuaternario marino-continental y el límite Plio/Pleistoceno en el litoral de Cádiz» *Tesis Doctoral* (2 T.) *Universidad de Madrid*.
- ZAZO C., GOY J. L., HOYOS M., QUEROL M. A., SANTONJA M. (1981). Parada 3 — «El Aculadero». *Actas y Guías de Excursiones V. Reun. Nac. G.E.T.C.* Sevilla pp. 383-385.

CRITERIOS HIDROGEOLÓGICOS APLICABLES AL ESTUDIO DE LA NEOTECTÓNICA EN EL SURESTE ESPAÑOL *

Tomás Rodríguez Estrella **



RESUMEN

El estudio de la Neotectónica ha de abordarse, necesariamente, desde diferentes campos de investigación. En este trabajo el autor pone de manifiesto que la aplicación de ciertos criterios hidrogeológicos, como piezometría, hidrotermalismo, hidroquímica, etc., contribuye decisivamente al conocimiento de las estructuras recientes en una región como la del Sureste español, que está afectada por la Neotectónica.

ABSTRACT

Recent tectonic must be studied from different sources of data. Hidrologic criteria such as hydrothermalism, hydrochemics and piezometric levels contributed to the knowledge of recent structures in Southeast Spain.

INTRODUCCIÓN

Antes de entrar en el tema, quiero dejar bien claro que ninguno de estos criterios pone en evidencia, por sí solo, las estructuras recientes; es necesario, para llegar a un dictamen final apreciable, apoyarse además en otras disciplinas como son: Geología, Geofísica, Geomorfología o incluso Arqueología.

Las experiencias que se señalan aquí han sido fruto de las investigaciones llevadas a cabo por el autor, desde el año 1969, dentro de diversos estudios hidrogeológicos en el Sureste español, que ha realizado o realiza el Instituto Geológico y Minero de España, en los que la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S. A. (ENADIMSA), ha sido la colaboradora de los mismos.

Esta nota es en cierto modo continuación de la «Contribución de la Hidrogeología al conocimiento tectónico en el Sureste Español», que

(*) Trabajo presentado al III Seminario de Neotectónica. Madrid 1981.

(**) ENADIMSA.

presentó el autor en 1979 en Pamplona al II Simposio Nacional de Hidrogeología. Todos los criterios allí mencionados para la deducción de estructuras en general pueden resultar también válidos para el caso de las estructuras de formación reciente; sin embargo, aquí sólo expondremos aquellos razonamientos hidrogeológicos que específicamente pongan de manifiesto la existencia de una Neotectónica.

SALTOS PIEZOMÉTRICOS ENTRE PUNTOS DE AGUA PRÓXIMOS QUE CAPTAN FORMACIONES RECIENTES

La piezometría es clave para la detección de ciertas estructuras recientes, que por afectar a rellenos discordantes y poseer deficientes condiciones de observación (vegetación, poblaciones, etc.) no pueden ser interpretados con claridad y por consiguiente se desconocen.

Cuando se observa un salto piezométrico importante entre dos puntos de agua próximos entre sí, emboquillados en un mismo acuífero y con una profundidad similar, existe necesariamente entre ellos un accidente tectónico que los independiza. En el caso de que se conozca, al menos, la columna litológica de una de estas dos captaciones y ésta sea de un material reciente, se puede asegurar que estamos ante un accidente neotectónico.

Ejemplo n.º 1: Falla en el pie de monte del SW de la Sierra de Carrascoy (Murcia):

En la terminación suroccidental de la Sierra de Carrascoy (Murcia) existe una falla normal de dirección NW-SE (casi N-S) que pone en contacto los materiales detríticos del Tortoniense con los margosos del Andaluciense, en su traza meridional; esta falla se aprecia en cartografía que se interna debajo de un pie de monte constituido por conglomerados, brechas y margas atribuibles al Plio-Cuaternario, que reposa discordante sobre los terrenos terciarios, sin que se sepa exactamente por donde continúa la falla y si afecta o no a los materiales de relleno.

A un lado y otro de la supuesta falla existen numerosos sondeos emboquillados en Plio-Cuaternario y sorprendió desde un principio observar que los sondeos del lado oriental (zona A) presentan un nivel piezométrico diferente y concretamente unos 55 m. más alto que los del lado occidental (zona B); los sondeos presentan todos una profundidad aproximada de 100 a 150 m. y el salto piezométrico se realiza en una

distancia de 400 m. y de sólo 200 m. si se considera la distancia perpendicularmente al cerro. Analizando las columnas de los sondeos se vio que presentaban las siguientes características:

ZONA	N.º IRH Sondeo	Prof. Obra (m)	Nivel Piez. (m. s. n. m.)	Columna Litológica
A	954/108	103	171	0-1 m Conglomerados P-Q. 1-103 m Dolomías negruzcas. TRIAS
	954/110	129	169	0-4 m Conglomerados y brechas. P-Q. 4-129 m Dolomías negruzcas. TRIAS
B	954/114	113	117	0-30 m Conglomerados. 30-34 m Arcillas. 34-39 m Conglomerados. 39-46 m Arcillas. 46-90 m Conglomerados con arcillas rojas. 90-113 m Conglomerados P-Q
	954/115	120	115	Similar al 954/114. P-Q.

Como se ve en el lado oriental el P-Q es muy poco potente, inferior a 10 m y los sondeos se internan luego en las dolomías del Trías, mientras que en el lado occidental existe un potente relleno de Plio-Cuaternario que con 120 m. de profundidad los sondeos no llegan a atravesarlo completamente. Este hecho se interpreta porque entre las zonas A y B existe una falla probablemente antigua (terciaria) que ha sido reactivada en el Plio-Cuaternario. El cambio de potencia de los materiales de relleno no puede ser debido sólo a erosión, pues éste se produce en poco espacio; así se aprecia que desde el Cerro hasta la falla el aumento del P-Q es lento (1 m. en el 108 y 4 m. en el 110., lo que equivale a una pendiente erosiva de un 20%) y después de ella brusco (en el caso de no considerar la falla la pendiente de erosión entre el 110 y 114 sería > del 30%, valor que es muy superior al observado entre los 108 y 110).

Asimismo cabría pensar que la diferencia entre los niveles piezométricos correspondientes a los sondeos 110 y 114 podría explicarse por la existencia de un gradiente muy fuerte, que en este caso tendría que ser del 10% (valor excepcionalmente alto). Sin embargo, esto no es po-

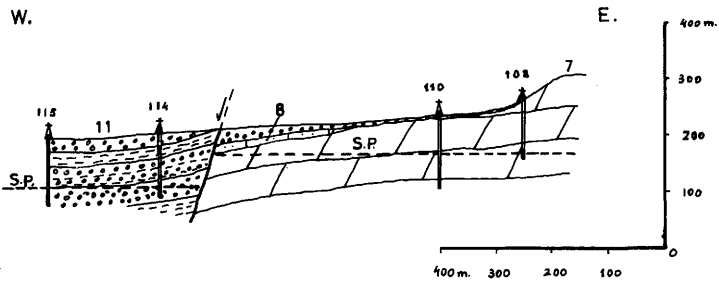
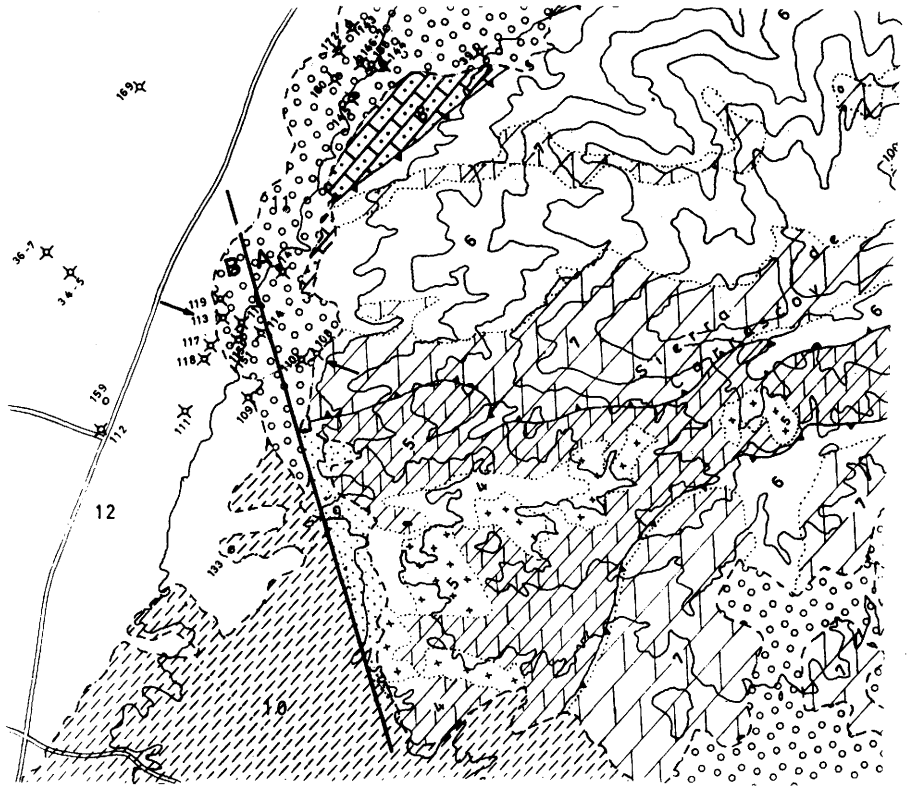


Fig. 1.—Falla en el pie de monte del SW de la Sierra de Carrascoy. 4 = Pérmico. 5 = Triásico (unidad Romero). 6 = Pérmico. 7 = Triásico (unidad de Carrascoy). 8 y 9 = Tortonense. 10 = Andalucense. 11 = Plioc. Cuaternario. 12 = Cuaternario. S. P. = Superficie Piezométrica.

sible porque tanto en la zona A (sondeos 108 y 110) como en la B (sondeos 114 y 115) el gradiente es constante y del orden del 10‰. Este valor está de acuerdo con las altas transmisividades registradas en los sondeos que captan el pie de monte.

Como se ve el argumento piezométrico, junto a otros mencionados ha contribuido de una manera decisiva a la detección de una falla de acción reciente; además de ello se ha podido definir su traza gracias a que en un caso como éste se dispone de cierto número de puntos de agua y de sus características hidrogeológicas.

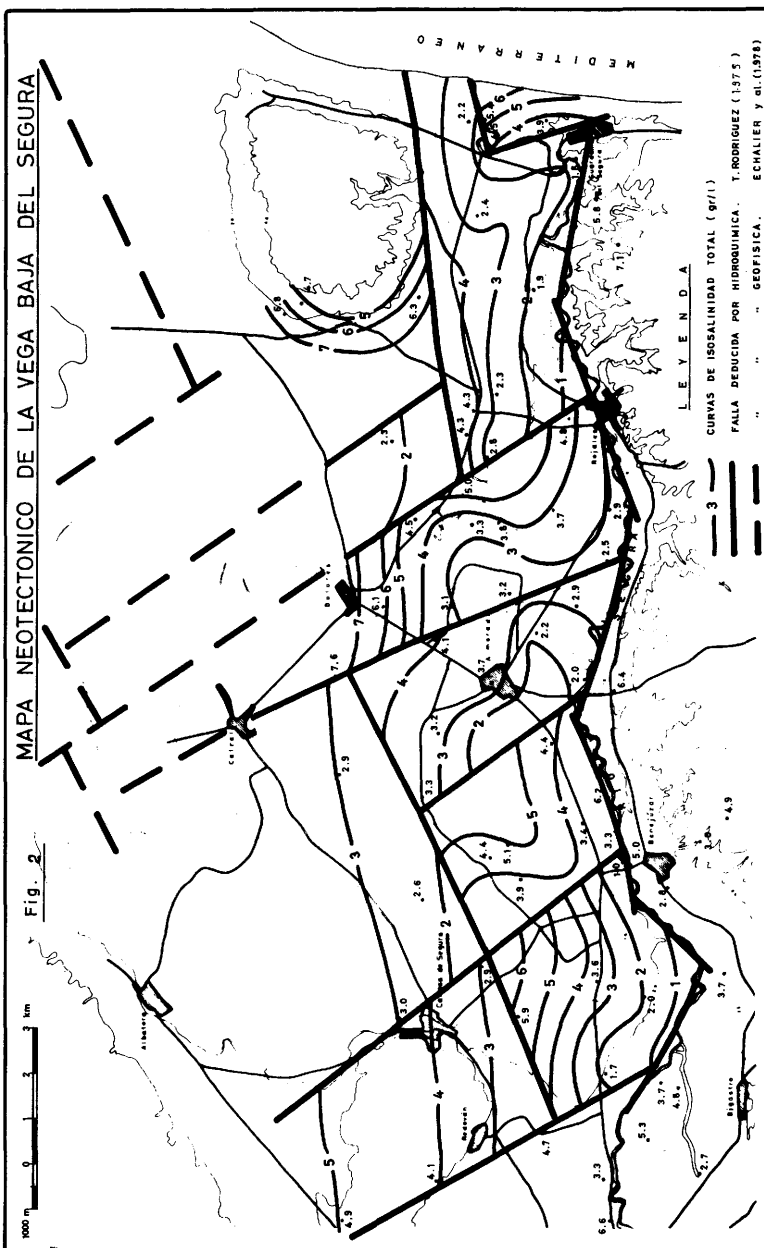
PUNTOS DE AGUA CALIENTES EN FORMACIONES NEOTECTÓNICAS

La presencia de puntos de agua calientes en el Sureste Español nos evidencia, la mayoría de las veces, la existencia de fallas profundas. Muchas de estas grandes fallas han sido removidas hace poco tiempo (o lo están haciendo incluso ahora) y han afectado a los materiales recientes.

El agua de los acuíferos profundos se encuentra caliente debido, sencillamente al grado geotérmico; si este agua encuentra una vía de salida rápida, tal como una falla, sale a la superficie a alta temperatura. En el Sureste español hay que considerar, además, que existen zonas con anomalías geotérmicas, tales como el Campo de Cartagena o Zona de Mula, ligadas también a fallas profundas.

Estas fallas a veces se observan perfectamente sobre el terreno, como la del Guadalentín (Murcia), que afectan al Cuaternario por lo que la existencia de puntos de agua termales en su traza, como la fuente de Alhama, tan sólo nos evidencian la profundidad de las mismas. En cambio, otras no se observan en superficie por estar «fosilizadas» por materiales recientes de relleno, por lo que en estos casos, si se ve una alineación de puntos de agua termales sobre terrenos recientes, es prueba de que existe una falla profunda que ha actuado recientemente y que muchas veces coincide su traza con la línea que une estos puntos calientes. Éste es el caso de la falla de Fortuna-Mula (Murcia) que en Fortuna afecta a materiales del Plio-Cuaternario.

Naturalmente estas grandes fallas vienen, además, acompañadas de epicentros sísmicos en sus trazas, rocas volcánicas extrusivas, etc.



FUERTES VARIACIONES DE SALINIDAD EN UN ALUVIAL

Es cierto que la litología de los aluviones es heterogénea, pero muchas veces es porque una falla cohetánea condiciona el depósito.

La hidroquímica, al igual que la piezometría, contribuye decisivamente a la resolución de problemas tectónicos. Mediante el análisis químico del agua se puede determinar la naturaleza tectónica de un afloramiento triásico o deducir la existencia de fallas afinando, muchas veces, la traza de las mismas cuando se dispone de un elevado número de análisis de muestras. Para dar una idea de la gran importancia que tiene la hidroquímica he de decir, por último, que gracias a ella he llegado a detectar fallas recientes dentro de un aluvial que de otra manera hubiese sido casi imposible poner de manifiesto, si se exceptúan los métodos geofísicos.

El parámetro en que me he basado es el de la salinidad total, que como se sabe es directamente proporcional a la conductividad y por tanto inversa a la resistividad. A mayor contenido en salinidad le corresponde menor resistividad y viceversa. Esto se puede comprobar viendo como un acuífero de conglomerados, por ejemplo, que tiene un valor de resistividad alto, presentan a la vez una buena calidad de sus aguas, al contener poca salinidad.

Ejemplo n.º 2.—Neotectónica en el aluvial de la Vega Baja del Segura (Alicante).

Voy a referirme a un caso muy particular de tectónica reciente registrado en la Vega Baja del Segura (provincia de Alicante) en los terrenos aluviales correspondiente al Cuaternario reciente y que ha sido deducido por hidroquímica.

En dicho sector Thauvin (1974) puso en evidencia la existencia de un manto salino «típico de la interfase entre aguas dulces y marinas y en el que la proporción de estas últimas aumentaba hacia el N y NE, por una parte, y con la profundidad por otra». Este mismo autor demostró, mediante la utilización de la fórmula de Todd, que en este caso concreto la intrusión del mar sólo debería ejercer su influencia hasta una distancia máxima de 2,5 km.; sin embargo la realidad era que esta influencia se observaba hasta 23 km. del mar (esto es, unas diez veces más que la teórica calculada) por lo que se dedujo que no se podía tra-



tar de una invasión marina actual, sino más bien la zona en cuestión «había sido sede de una transgresión marina durante el Cuaternario y que, como consecuencia de ello, se había quedado allí el agua salada más o menos mezclada con agua dulce».

Hasta aquí los resultados a los que llegó Thauvin (1974) en esta zona mediante la utilización de la hidroquímica. Posteriormente, y tratando de continuar los trabajos que había iniciado este insigne investigador, Rodríguez Estrella (1979) intentó realizar un mapa de isosalinidad total en el acuífero freático (pues él sólo lo tenía hecho del acuífero profundo, en donde los datos eran muy escasos), y cual fue la sorpresa al comprobar que ésto no era posible si no se trazaba unas líneas de falla, pues se observaba con frecuencia que existían puntos de agua, muy próximos entre sí, en donde se registraban «grandes saltos» en el contenido de residuo seco por un lado, y por otro que estas anomalías estaban alineadas; así fue como se detectó la existencia de fallas recientes en un aluvial de limos y arenas, cuyo espesor es de 10 a 20 m.

Independientemente a estos trabajos, los franceses Echalié y alt. (1978) realizaron una campaña de sondeos eléctricos en esta zona y pusieron de manifiesto, asimismo, la presencia de estas fallas, sobre todo en el sector de más al N al estudiado por nosotros, comprendido entre Callosa y La Laguna de Santa Pola, pasando por la Laguna del Hondo.

Muchas de las fallas deducidas por los franceses, mediante Geofísica en el sector N, tienen su continuidad hacia el S en las interpretadas por el autor mediante hidroquímica. Así, por ejemplo, la falla de dirección NW-SE que pasa inmediatamente a E de Callosa de Segura, se continúa hacia el S hasta Benejúzar; otra falla de esta misma dirección que pasa por Catral, se continúa hacia el Sur pasando inmediatamente al E de Almoradí; por último la falla de igual dirección que pasaría inmediatamente al E de Dolores (pues estos autores la interrumpen poco más al N de dicho pueblo) continúa hacia el S hasta Rojales.

Además de estas fallas de dirección NW-SE, existen otras de dirección NE-SW (casi E-W) y que coinciden aproximadamente con el trazado que dan los referidos autores. Estas son, por ejemplo, la situada al N de Almoradí o algunas de las fallas que condicionan la dirección del cauce del río Segura.

Resulta evidente que para que se pudieran registrar estos saltos en

Resulta evidente que para que se pudieran registrar estos saltos en el contenido de salinidad total o en el de resistividad (dentro del acuífero aluvial) motivados por la acción de fallas, éstas tuvieron que ser sincrónicas con la «colocación» del manto salino. Según Echalié y alt. (1978), el acuífero aluvial presenta una antigüedad no superior a los 4.700 años \pm 110, por lo que está claro que estamos ante un caso de tectónica reciente que, como vemos, ha podido ser detectada por criterios hidroquímicos.

Un caso similar al de la Vega Baja del Segura lo constituye la Vega Alta del mismo río. En ella López Bermudez y Rodríguez Estrella (inédito) han detectado una tectónica reciente que ha condicionado la morfología actual del río, mediante fallas y que ha podido ser datada por restos arqueológicos y comprobada por geofísica y numerosos sondeos realizados por el Estudio Hidrogeológico del Bajo Segura (IGME-IRYDA, 1978).

CAUDALES ANÓMALAMENTE ELEVADOS EN LOS COLUVIONES

Dentro de los aluviones podemos distinguir a los pie de monte y a los conos de deyección; en este apartado nos vamos a referir exclusivamente a los pie de monte, si bien la génesis y litología de unos y otros es muy similar.

En los pie de monte, de montañas no muy elevadas, se pueden dar bien conglomerados y brechas no consolidadas o bien caliches y costras de exhudación muy bien cementadas. En el primer caso, si el tamaño de los cantos está bien clasificado y si no existen muchas arcillas, constituyen un buen acuífero del que se pueden extraer caudales superiores a los 35 l/s., como en el caso de uno de los sondeos del pie de monte del SW de la Sierra de Carrascoy, que hemos mencionado con anterioridad; es decir, en los pie de monte con gran porosidad primaria, no extraña encontrar puntos de agua con caudales importantes, si estos presentan un gran espesor provocado por una falla. Sin embargo en el caso de los caliches y costras de exhudación, sorprende observar que puedan existir captaciones que extraigan caudales puntuales de hasta 100 l/s., sobre todo si se tiene en cuenta el alto grado de cementación que presentan. Este último caso sólo es posible si admitimos que existen fracturas en estos materiales recientes que han facilitado la karstificación

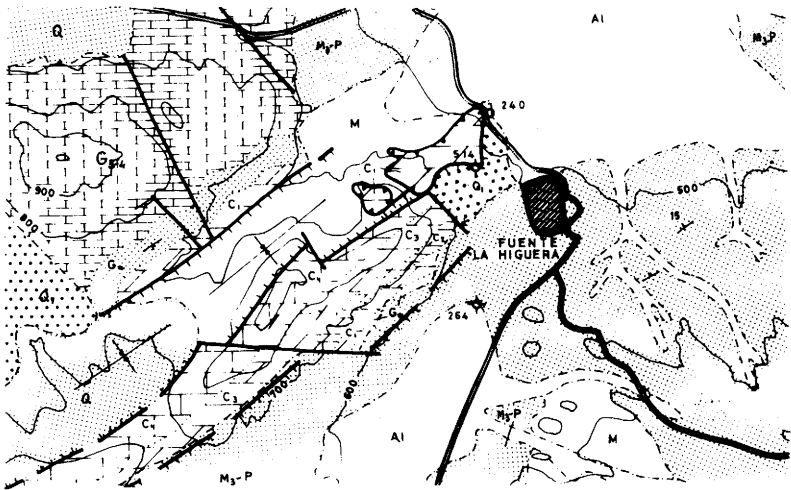
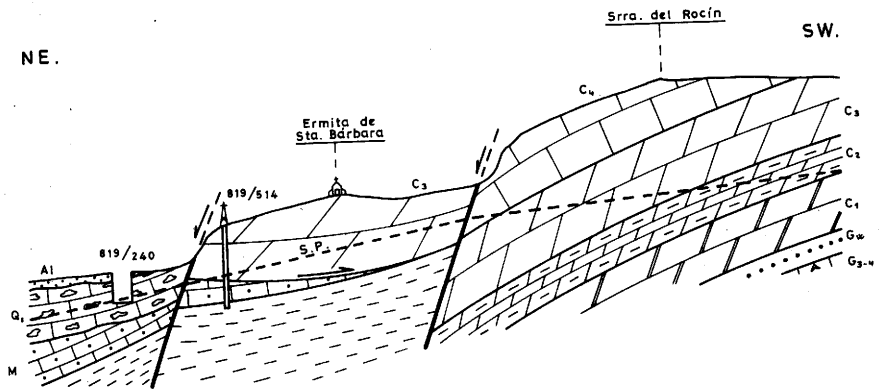


Fig. 2.—Neokarst en el caliche cuaternario del NE de la Sierra del Rocín (Fuente Higuera). G₃₋₄ = Apt.-Alb. G_w = Albiense. C₁ = Cenoman. inf.-med. C₂ = Cenom. sup. C₃ = Turon. C₄ Senon. M = Mioceno. M_{3-P} = Mioc. sup. - Plioc. Q₁ = Cuat. ant. Al = Aluvial. S. P. = Superficie piezométrica.

y el paso preferencial del agua subterránea; este es el caso que mencionaremos a continuación.



Ejemplo n.º 3.—Neokarst en el caliche cuaternario del NE de la Sierra del Rocín (Fuente Higuera):

En el extremo NE de la Sierra del Rocín (Fuente Higuera): está el pozo de la Vegueta (812/240). Este pozo, que está acondicionado por medio de galerías que facilitan el acceso hasta el fondo del mismo, capta unas costras calcáreas y caliches del Cuaternario y en él se extraen caudales puntuales de hasta 100 l/s; el agua sale de unas fracturas de dirección E-W que se dirigen hacia la Sierra del Rocín y en ellas puede observarse un elevado grado de karstificación que lógicamente es de edad cuaternaria y está ligada probablemente a la neotectónica motivada por el diapirismo de Sierra Grossa. Estas fracturas forman 60° con otras de dirección N 30 W que están secas.

En el Cerro de la Ermita de Santa Bárbara el MOPU ha realizado recientemente un sondeo de pequeño diámetro, para abastecimiento al pueblo de Fuente Higuera y el agua presenta un nivel piezométrico de 463 m.s.n.m. mientras que en el pozo de la Vegueta el nivel es de 453 m.s.n.m. Las dolomías de este cerro están en contacto por falla normal con las costras y caliches cuaternarios, por un lado y por otro con las calizas de la Sierra del Rocín; esta falla ha sido constatada también por Dumas (1977).

El esquema hidrodinámico que se piensa existe en la Sierra del Rocín es el de que el agua de dicha Sierra drena a las dolomías del Cerro de la Ermita de Santa Bárbara que están cabalgadas y éstas a su vez a las costras y caliches cuaternarios existentes en el pozo de la Vegueta.

INTERRUPCIONES BRUSCAS Y DESPLAZAMIENTOS DE LAS CURVAS DE ISOPROFUNDIDADES EN UN ACUÍFERO ALUVIAL

Ejemplo n.º 4. Mapa de isopropfundidades del acuífero superficial de las Vegas Media y Baja del Segura.

La profundidad del nivel de agua en un acuífero aluvial viene condicionada, casi exclusivamente, por la topografía, en el sentido de que aumenta hacia los relieves adyacentes y disminuye hacia el cauce del río.

**VEGAS MEDIA Y BAJA DEL SEGURA
ACUIFERO SUPERFICIAL**

ISOPROFUNDIDADES DEL AGUA - INVIERNO 1.972 - 73

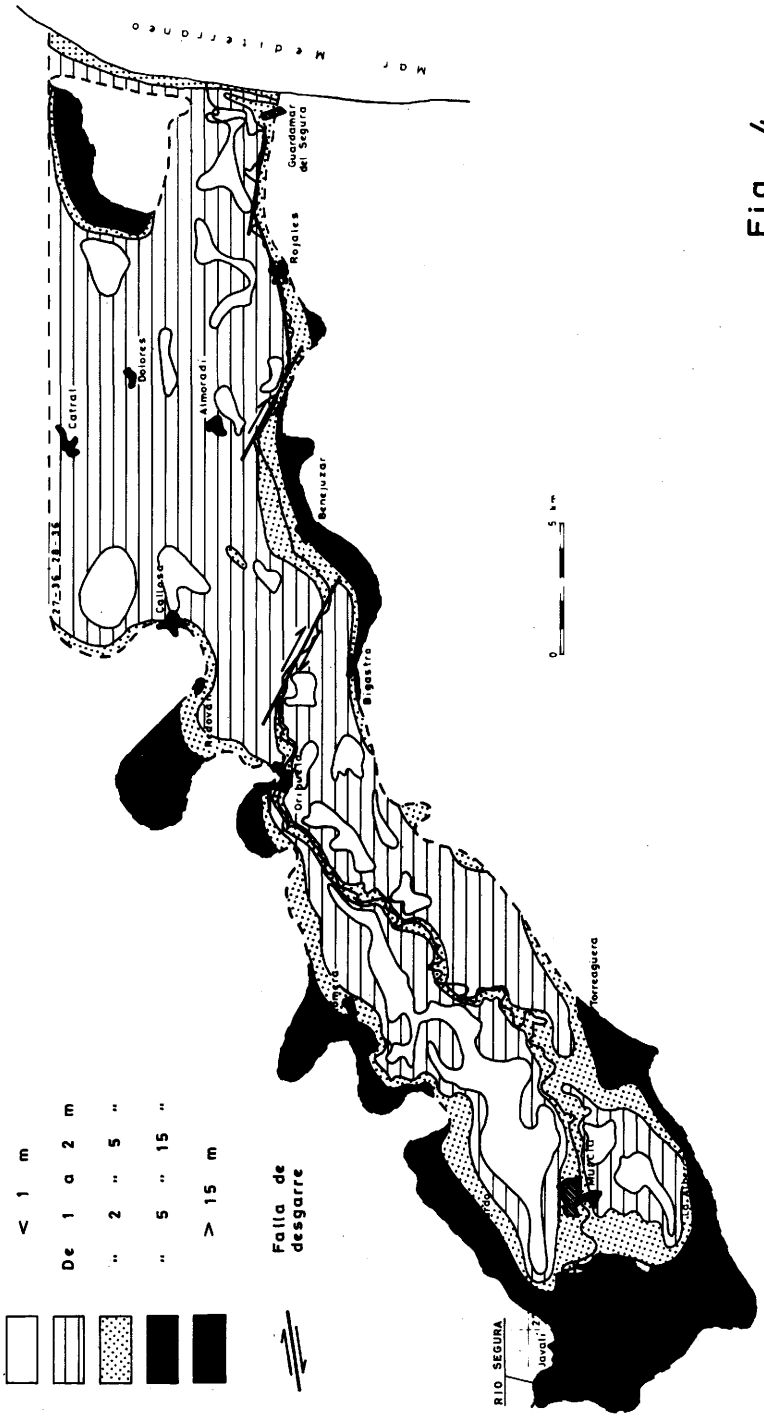


Fig. 4

Así por ejemplo en el acuífero aluvial del río Segura, en la figura 4 se puede apreciar que el agua se encuentra en casi la totalidad del valle, a menos de 2 m. de profundidad; mientras que las mayores profundidades, de 2 a 5 m., aparecen en los bordes. Sin embargo y con mayor observación, se aprecia que a lo largo del curso del Segura y según un fenómeno clásico en este tipo de valles, el río ha depositado más aluviones en las inmediaciones de su cauce, lo que provoca una especie de «umbral topográfico» sobre el cual discurre el río, dando como resultado que el nivel piezométrico es más profundo en las proximidades del cauce que en otras más alejadas de él. Esta zona más elevada que aparece ligada al río, en el tramo de Murcia a Orihuela, se interrumpe en esta población para aparecer de nuevo en Benejúzar, como consecuencia de una falla de desgarre dextrógira que condiciona el trazado del río y que pasaría aproximadamente por Benejúzar-Orihuela. Este mismo hecho sucede aguas abajo, al trasladar el «umbral topográfico» desde la altura de Almoradí hasta próximo Rojales.

Naturalmente, de todo esto se deduce, que la creación de estas fallas de desgarre son muy recientes, tanto que han afectado a materiales tan actuales como los depositados en las inmediaciones del cauce del río y los ha desplazado, en ocasiones, hasta 5 km.

BIBLIOGRAFÍA

ECHALIER, J. C.; GAUYAU, F.; LACHAUD, J. C. et TALON B. (1978). Première mise en évidence par sondages électriques d'accidents affectant les terrains quaternaires récents dans la province d'Alicante (Espagne). *C. R. Acad. Sc. París*. T. 286, série D. pág. 1.120-1.131.

ENADIMSA (1976). *Investigación de Recursos geotérmicos de la España peninsular*. Inédito.

DUMAS, B. (1977). *Le Levant Espagnol. La genese du relief*. Tesis doctoral. Univ. Sorbona. París.

LÓPEZ BERMÚDEZ, F. y RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (Inédito). Estudio neotectónico de la Vega Alta del Segura.

- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1978). *Geología e Hidrología del sector Alcaraz-Liétor-Yeste (Prov. de Albacete). Síntesis Geológica de la Zona Prebética*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada. 758 pp.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1979). Contribución de la Hidrogeología al conocimiento tectónico en el Sureste Español. *II Simp. Nac. de Hidrología*. Pamplona.
- THAUVIN, J. P. (1974). Contaminación marina fósil en la Vega Baja del Valle del Segura. *Doc. de Inv. Hidrol.* n.º 16, pp. 327-341. San Sebastián.

EL MIOCENO MEDIO DE ELDA-PETREL (ALICANTE) I. PETROLOGÍA

Carlos Auernheimer ¹

RESUMEN

El uso de elementos químicos de las rocas carbonatadas, constituye una ayuda a la interpretación de medios ambientes de sedimentación.

En este primer trabajo, se expone la estratigrafía y petrología de seis series del Mioceno Medio de Elda-Petrel (Alicante), de las que se han tomado unas 450 muestras para ser analizadas. Los resultados de estos análisis y su interpretación formarán parte de un próximo artículo.

ABSTRACT

The use of chemical elements of carbonate rocks is an aid in the interpretation of sedimentary environments.

In this first study we describe the stratigraphy and petrology of six Middle Miocene Series of Elda-Petrel (Alicante), from which 450 samples have been analyzed. The results of these analysis and their interpretation will be given in our next article.

OBJETIVOS

No hay hasta el presente, muchos trabajos que hayan confiado en la geoquímica y en concreto en los oligoelementos, como útiles en el estudio de los medios de sedimentación, o bien en el uso de estas variables concretas como ayuda a la descriptiva de series estratigráficas. Se puede decir que los resultados obtenidos por algunos pocos autores, que explicaban los oligoelementos a la interpretación de facies, en el momento de comenzarse este trabajo, variaban desde pesimistas a moderadamente optimistas.

Sin embargo, el panorama ha ido variando en estos años, encontrándose cada vez más frecuentemente la utilización de geoquímica como ayuda en la definición de medios de sedimentación.

Los problemas que estos métodos presentan, están lejos de ser re-

¹ Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Alicante

suelos, dada su complejidad; este trabajo pretende una modesta aportación en esa línea.

Por otra parte, la descriptiva usual de series estratigráficas, tiene gran carga de subjetivismo, por lo que pensamos era conveniente la utilización de una metodología que permitiese métodos objetivos en la descriptiva de series y tramos de serie, lo que se obtiene con variables que sean fáciles de cuantificar, y entre ellas están las variables químicas.

Además del aporte que podría suponer el conocimiento y las relaciones de los oligoelementos entre sí y de ellos con el medio ambiente en que se depositaron, un trabajo así enfocado tenía el atractivo de disponer de datos, a los que los métodos de análisis numérico eran aplicables; la aplicación de estos análisis estadísticos han probado ser satisfactorios, y pueden ser una ayuda importante en la estratigrafía en general.

La elección de la zona de los alrededores de Elda y Petrel (también se incluyen algunas series al Norte y Sur de ella), obedeció a varios factores: a) La existencia de varios afloramientos del Mioceno medio mal conocidos, lo que de entrada significaba que cualquiera que fuese el estudio que sobre ellos se realizase, aportaría algo al conocimiento geológico de la zona. b) La variedad de facies que estos afloramientos representaban. c) Una tectónica relativamente moderada, que proporcionaba unas series continuas y con una garantía de muestreo seriado. d) La ausencia de diagénesis importantes (como dolomitizaciones) que harían cambiar y complicar las relaciones de las variables químicas y obliterar las variables petrográficas. e) Por último, pero no por ello menos importante, la proximidad a mi centro de trabajo.

En resumen, podemos decir que había varios objetivos de los que algunos concatan con otros.

1.—Probar el uso de variables cuantificables (petrográficas y geoquímicas) que permitan objetivizar la descripción de series estratigráficas.

2.—Utilización sobre variables cuantificadas de métodos numéricos.

3.—Utilización de oligoelementos para el entendimiento de los medios de sedimentación.

4.—Establecimiento de relaciones entre los oligoelementos entre sí y con algunas variables petrográficas.

5.—Un aporte al conocimiento en general de la estratigrafía del Mioceno en la provincia de Alicante.

La publicación de este trabajo, por razones de espacio se abordará en varios artículos. en este primero se exponen los datos petrográficos, paleontológicos y descriptiva general, dejándose para el próximo la metodología y valores geoquímicos.

LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

Las series estudiadas en este trabajo, se distribuyen en las hojas del mapa 1:50.000 Militar de España, de Yecla 27-33 (provincia de Murcia), Pinoso 27-34, Castalla 28-33, Elda 28-34, Elche 28-35 (provincia de Alicante) y Montealegre del Castillo (provincia de Albacete).

Los afloramientos de Mioceno principalmente estudiados, se sitúan en los alrededores de Elda y Petrel, en las intersecciones de las cuatro primeras hojas anteriormente citadas. Una serie al Sur de las anteriores (hoja de Elche) y otra al Norte (hoja de Montealegre del Castillo) completan el trabajo. (Fig. 1).

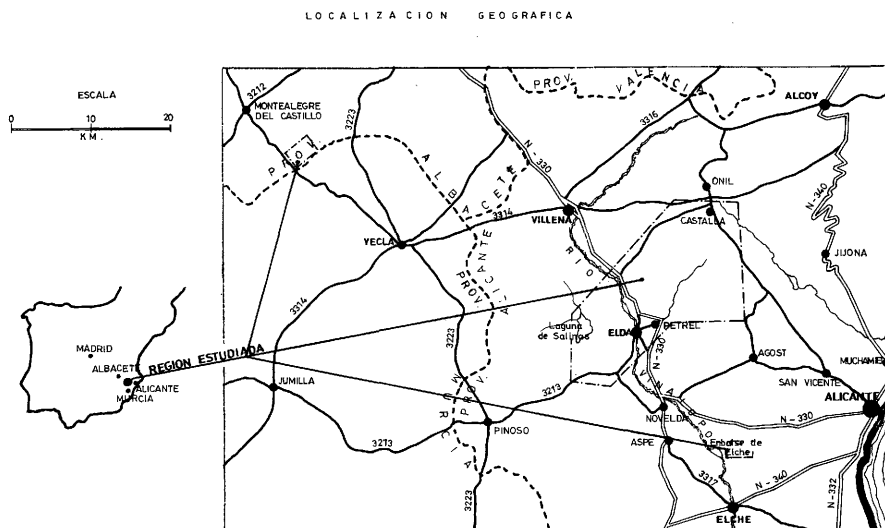


Fig. 1

LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

El Mioceno Medio

—Situación regional—

El Mioceno estudiado en este trabajo, se sitúa en la zona Prebética (Cordillera Bética); todas las series estudiadas pertenecen al Mioceno medio. La serie más al Norte (serie J) se sitúa en el límite del Prebético externo con el Dominio Ibérico. (Fig. 2).

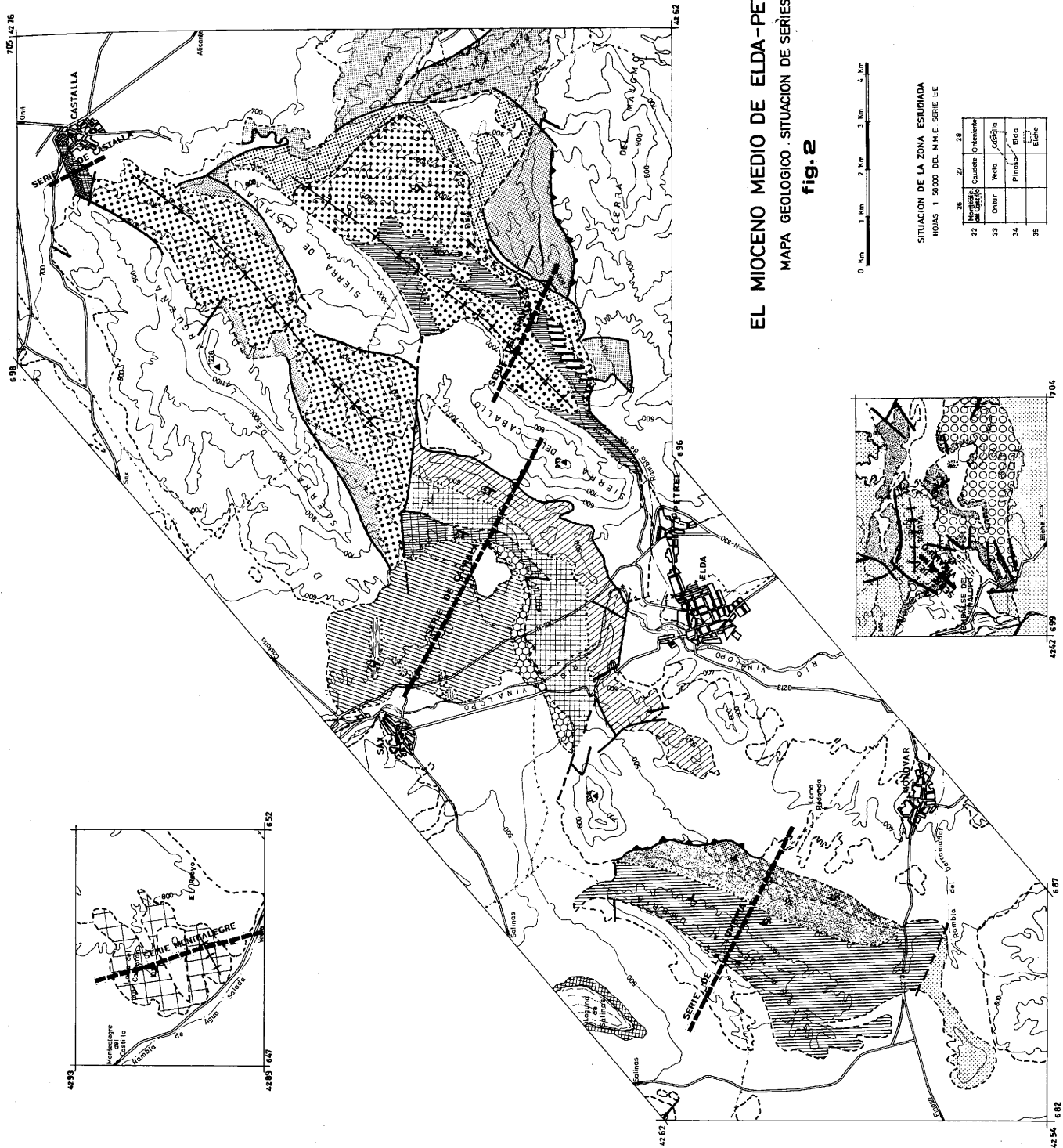
Las series homólogas a éstas en la zona Subética se consideran como terrenos «postmanto», ya que el movimiento de éstas ocurre después del Aguitano-Burdigaliense pero antes del Burdigaliense superior.

Las series estudiadas han sido afectadas por otra parte, por movimientos orogénicos y quizás algunos empujes producidos por «cabalgamientos prebéticos».

Las series del Mioceno medio de la Sierra de la Umbría, aparecen relacionadas a través de fallas inversas con el diapiro Triásico del río Vinalopó-Sax-Caudete-Almansa y con afloramientos del Eoceno y Cretácico del Alto de Camara.

La Serie de Caprala en su base, presenta un contacto mecánico inyectado de los materiales arcillosos-yesíferos del Triásico con las calizas del Eoceno de la Sierra del Caballo; la disposición de estos materiales sugiere un empuje tangencial de la Sierra del Caballo sobre las formaciones miocenas suprayacentes; la disposición de los estratos miocenos, atenuando progresivamente su buzamiento según subimos estratigráficamente en la serie (hacia el W), sugieren igualmente un empuje E-W que tendría lugar en el Langhiense y quedaría agotado en el Serravaliense.

Parecido esquema tenemos en la vertiente Este de la Sierra del Caballo, donde tenemos la Sierra del Fraile; aquí la Sierra del Maigmo actuando por empuje tangencial sobre la serie miocena, destrozando la parte inferior de ésta (Collado de Moros) cabalgándola en parte. Las fallas producidas presentan láminas de Trías como en el caso anterior, igualmente disminuye progresivamente el buzamiento hacia el Oeste. En este caso se crea una estructura sinclinal que afecta a las unidades T, P, O de dicha serie.



EL MIOCENO MEDIO DE ELDA-PETREL

MAPA GEOLOGICO . SITUACION DE SERIES

fig. 2

SITUACION DE LA ZONA ESTUDIADA
HOJAS 1-50000 DEL M.M.E. SERIE I-E

26	Montalegre	Caudete	Fontanar
27			
28			
32	Montalegre	Caudeira	Fontanar
33	Ortur	Weits	Castalla
34		Pinoleja	Elda
35			Elda

LEYENDAS

<p>* SERIE CAPRALA</p> <p>UNIDAD</p> <p>S 2-II MICRITA FOSILIFERA AGREG. (CORRELACION DE P-5)</p> <p>3-I MICRITA FOSILIFERA</p> <p>C C-III BIOMICRITA</p> <p>C-1, C-II BIOCSPARTITA</p> <p>L MICRITA FOSILIFERA</p> <p>G BIOCSPARTITA, BIOMICRITA</p>	<p>* SERIE DEL FRAILE</p> <p>UNIDAD</p> <p>T TRAMO</p> <p>SPARSE BIOMICRITA</p> <p>P P-IV BIOCSPARTITAS</p> <p>intercal: sparse biomicro P-I, P-II, P-III BIOCSPARTITA</p> <p>O SPARSE AGREGADO-BIOMICRITA</p> <p>UNIDAD NO MUESTRA</p>	<p>* SERIE DE LA UMBRIA</p> <p>UNIDAD</p> <p>A BIOCSPARTITAS</p> <p>Z SPARSE AGREGADO-BIOMICRITA</p> <p>M BIOMICRITAS, BIOCSPARTITAS</p>	<p>* SERIE DE MONTEALEGRE</p> <p>UNIDAD</p> <p>J BIOCSPARTITAS</p>	<p>* SERIE DE VINALOPO</p> <p>UNIDAD</p> <p>H BIOMICRITAS, BIOCSPARTITAS</p> <p>K MICRITA FOSILIFERA</p>	<p>* SERIE DE CASTALLA</p> <p>UNIDAD</p> <p>B BIOCSPARTITAS</p> <p>E MICRITA AGREGADO FOSILIFERA</p>
--	--	---	---	---	---

<p>SITUACION DE LAS SERIES Y DE LOS CORRES RELACIONADOS EN EL TERRO .</p> <p>CONTACTO NORMAL</p> <p>CONTACTO DISCORDANTE</p> <p>FALLA O CONTACTO MECANICO</p> <p>CARABAGAMENTO ANTICLINAL</p> <p>SINCLINAL</p> <p>DIRECCION Y BUZAMIENTO</p>	<p>TERRENOS POST-MIOCENOS</p> <p>MIOCENO SUPERIOR</p> <p>SUBSTRATO PRE-MIOCENO</p>
--	--

A favor de este empuje tangencial E-W, jugaría también las fracturas que se desarrollan en esa dirección, como la que corta todas las unidades de la Serie de Caprala.

Los materiales del Triásico juegan aquí un papel importante, no sólo en movimientos diapíricos verticales, sino como capa de despegue de los pequeños cabalgamientos.

El esquema tectónico propuesto para la zona central del trabajo (Serie de la Umbría, Serie de Caprala y Serie del Fraile) es pues semejante. Empujes tangenciales de dirección sensiblemente E a W, que tendrían lugar durante el Langhiense, para ir agotándose en el Serravaliense; pequeños cabalgamientos y fallas inversas inyectadas o relacionadas con el Triásico en la parte Este de los afloramientos miocenos.

—*La discordancia Langhiense-Serravaliense*—

En la base de las unidades H, A, C, P y B (de las series del Vinalopó, Umbría, Caprala, Fraile y Castalla respectivamente), se presentan las unidades K, Z, L, O y E de micritas y biomicritas sin consolidar, fuertemente arcillosas (margas), discordantemente dispuestas bajo las anteriores, aunque la diferencia de buzamientos hace pensar en discordancias de bajo ángulo. Estas unidades de margas arrojan una fauna Langhiense en todos los casos, excepto en la unidad E que por la microfaua clasificada, no podemos precisar si se trata de Langhiense solamente o hay también Serravaliense.

Las series de Caprala y del Fraile culminan en las unidades S y L (margas), donde la microfaua nos da un Serravaliense.

Esta discordancia pues refleja un movimiento orogénico intra-Mioceno medio, también señalado por Montenat (1973) en la cuesta del Gallo (Sur de Murcia).

—*Antecedentes regionales*—

Entre los trabajos más recientes tenemos los de Leclerc (1971) y Azema (1977) sobre geología regional, y que tocan parcialmente las zonas estudiadas en este trabajo.

Montenat (1973) en su tesis sobre los terrenos neogenos del Sureste

de España, y que limita al Sur con nuestra zona. Calvo 1978 cuya tesis doctoral solapa una de las series (Serie de Montealegre).

Además, y como trabajos de síntesis tenemos las Hojas del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000 de Albacete-Onteniente n.º 63 (1973), Elche n.º 72 (1973) y Alicante n.º 73 (1973), y las de escala 1:50.000 de Elche n.º 28-35 (1973), Elda n.º 28-34 (1978) y Castalla 28-33 (1978).

MATERIAL Y MÉTODOS

Se ha cartografiado la zona a escala 1:50.000 con los mapas topográficos correspondientes y la fotografía aérea.

Se escogieron seis series representativas, muestreándose sistemáticamente cada 5 m. y/o en los cambios litológicos apreciables. Se tomaron 450 muestras.

El tratamiento de las muestras en el laboratorio es ligeramente distinto, según se trate de calizas consolidadas o sin consolidar (margas). Figuras 3 y 4.

Se tratan 50 gramos de muestra fragmentada (no molida) con

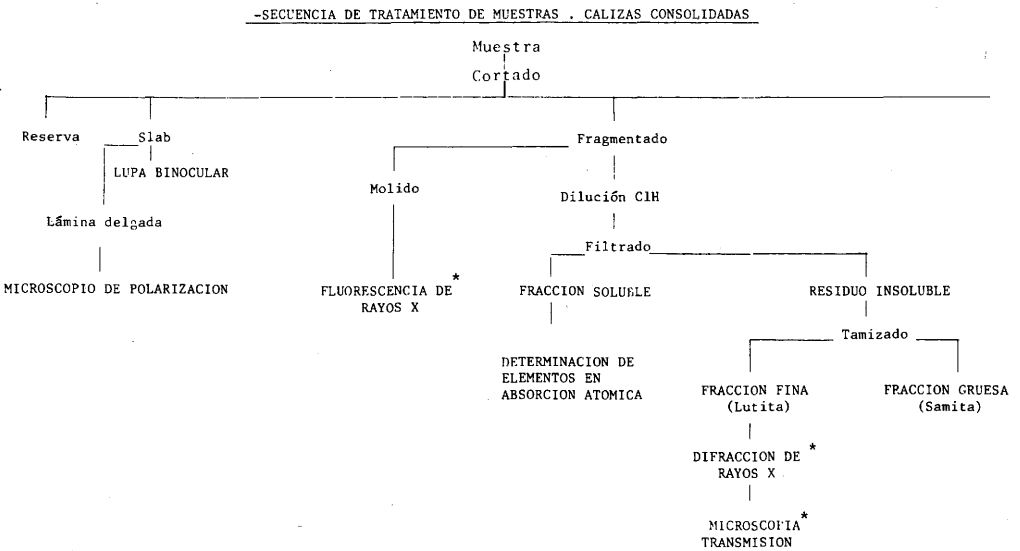
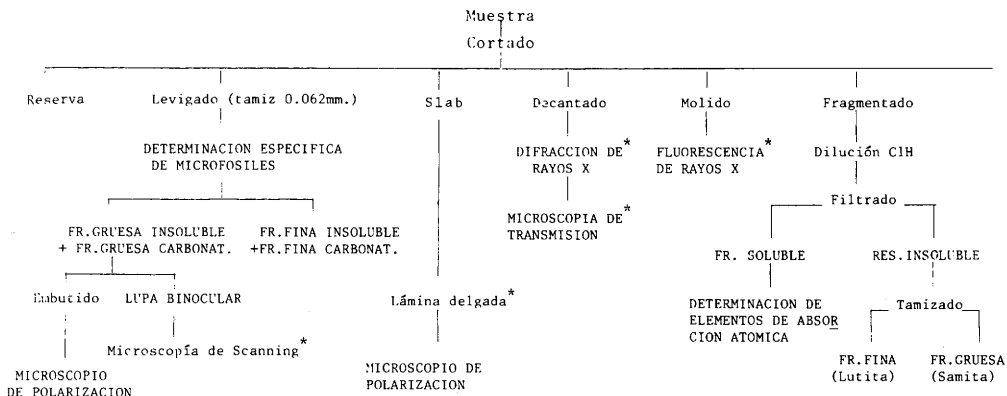


Fig. 3

Fig. 4

- SECUENCIA DE TRATAMIENTO DE MUESTRAS, CALIZAS SIN CONSOLIDAR (MARGAS)



* SOLO PARA MUESTRAS ESCOGIDAS.-

CIH 2N; de esta forma se obtiene una fracción insoluble y otra soluble. De la primera se determina la fracción gruesa (samita) y la fina (lutita); en esta última se determinaron los minerales de arcilla con un aparato de Difracción de Rayos X Philips P. W. 1.410. Los oligoelementos de la fracción soluble se determinaron por espectrofotometría de absorción atómica, en un Perkin-Elmer 290. Se determinó Na, Mn, Fe, Zn, Sr, Mg; aproximadamente 3.150 determinaciones.

De todas las muestras se confeccionaron láminas delgadas; los levigados de las calizas no consolidadas se embutieron en estratil y se confeccionó igualmente lámina delgada; éstas fueron estudiadas con un microscopio Reichert-Zetopan de polarización, a fin de obtener por conteo los porcentajes de ortoquímicos, aloquímicos, tamaño de grano, naturaleza de los fósiles, etc.

Unas cuarenta muestras representativas de los tramos, se estudiaron en microscopía de transmisión (T.E.M.); estas muestras procedían de la fracción fina del residuo insoluble. En el caso de calizas no consolidadas, las muestras se obtuvieron por decantado de suspensiones.

Los levigados de calizas no consolidadas fueron examinados al microscopio de barrido (S.E.M.), utilizándose para ello los microscopios GEO1-50H, PSEM-500, Isi 60.

NOMENCLATURA

Nomenclatura Petrográfica

Se ha adoptado en sus términos generales la clasificación de Folk (1962), tanto en lo que se refiere a clasificación general de rocas carbonatadas, como a la clasificación textural. Con respecto a esta última se utiliza en el texto a veces, y para mejor comprensión de la roca, la clasificación de Dunhan (1962). Se han consultado asimismo los tratados de Pettijohn (1949), Pettijohn, Potter y Siever (1972), Folk (1974) y Selley (1976).

En cuanto a la clasificación según el tamaño de grano, se utiliza la propuesta por Folk (1962) que se corresponde básicamente con la de Wentworth (1922).

Para la cantidad de terrígenos (fracción no carbonatada) y su distinción entre Fracción gruesa y Fracción fina, se ha confeccionado un triángulo de clasificación: Carbonatados (o solubles), Fracción gruesa (samita = arena de cuarzo) y Fracción fina (lutita = limo-arcilla), partiendo de la idea de que en las rocas objeto del presente trabajo, dominan los carbonatos y de los que los componentes terrígenos aparecen en mayor o menor grado, pero que nunca traspasan el límite del 50%. Asimismo, este triángulo destaca y separa la dominancia de una fracción insoluble frente a otra (Fig. n.º 11).

Teniendo esto en cuenta, el nombre de la roca lo hemos formado atendiendo a cuatro partes. Una primera parte donde aparece propiamente el nombre de la misma y la cantidad de cemento o matriz; una segunda parte con el tamaño de los granos; la tercera parte alude a los terrígenos, y en la cuarta parte se nombran los aloquímicos principales.

Nomenclatura Estratigráfica

Se utilizan las expresiones siguientes: Serie, Unidad, Tramo, Subtramo y Alternancia; algunas son unidades informales no contempladas en el código de nomenclatura estratigráfica. Se trata pues de «unidades de trabajo» que pretenden no aumentar la confusión de nomenclatura para el Terciario de las Béticas, dejando para autores de trabajos de síntesis la labor de crear unidades formales.

Serie: Sucesión de estratos, desarrollada en un intervalo de tiempo mayor que el de un piso e inferior a un sistema. Ej.: Serie de la Umbría (Mioceno medio). Se corresponde con la unidad cronoestratigráfica del código de nomenclatura.

Unidad: Conjunto de estratos con alguna característica común, que los diferencia dentro de la sucesión estratigráfica, y que se reconocen fácilmente en el campo, e incluso en la foto aérea. Ej.: Unidad M. Se puede corresponder con formaciones del código de nomenclatura.

Tramo y Subtramo: Son propiamente unidades de trabajo. Responden al concepto de población y en este sentido se utilizaron en los análisis numéricos. Poseen la mayoría de los caracteres parecidos. El Subtramo permite una definición homogénea y comprensiva para todas las muestras que lo integran.

Cuando un tramo no ha sido definido en Subtramos es porque con una definición homogénea definimos perfectamente todo él sin necesidad de subdivisiones; en estos casos ambas palabras son intercambiables. Ej.: Tramo M-I: Subtramo M-I a y Subtramo M-I b.

Alternancias: Hay tramos y/o subtramos que presentan alternancia litológica. Hemos considerado a estas muestras como pertenecientes a dos poblaciones distintas de cara a los análisis numéricos y a sus descripciones.

Subtramo	alternancia	Subtramo	alternancia
Ej. M-IV b	(a)	M-IV b	(b)

SERIES

Serie de Caprala

Se localiza al oeste de la Sierra del Caballo y al este del río Vinalopó. Comprende la Loma del Arenal, la depresión de Caprala y el Cabezó del Rullo. (Fig. 5).

Coordenadas: Muro XH 952 643; Techo XH 912 676
Tiene cuatro unidades: S, C, L, G

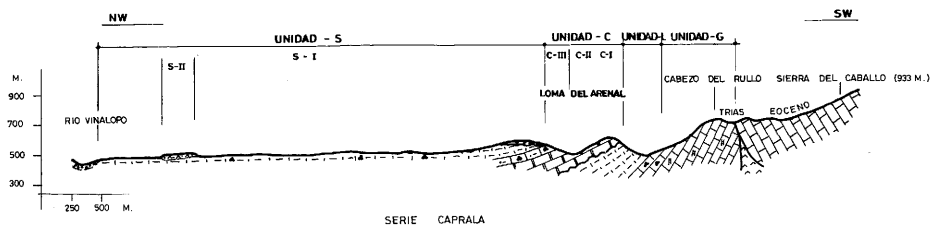


Fig. 5

Unidad G

538.75 m. de calizas consolidadas. Forma las alineaciones del Cabezo del Rullo; descansa a través de una discordancia angular con las calizas compactas del Eoceno de la Sierra del Caballo; lateralmente este contacto puede serlo con margas con Nummulites; a veces aparecen láminas de Trías, indicando que localmente es un contacto mecanizado.

Tramo G-I.—El tramo comienza por 92 m. de Bioesparudita fina Algas-Briozoos, y en menores cantidades Equinodermos y Foraminíferos bentónicos (Subtramo G-I a), y continúa con 176.5 m. de Bioesparitas gruesas y Algas-Equinodermos, escasos Foram. bentónicos, Equinodermos y Pelecípodos (Subtramo G-I b) en cuya parte más alta empieza a aparecer micrita.

Se presentan en el campo como calizas compactas bien cementadas, masivas o en gruesos bancos poco diferenciados. En la superficie destacan los cuarzos idiomorfos rojos, procedentes de resedimentación del Trías.

Tramo G-II.—Comienza con 75 m. de Packed Biomicrita media Algas-Equinodermos, algunos Foram. bentónicos y Pelecípodos (Subtramo G-II a), a los que le siguen 39 m. de Pobremente lavada Bioesparita media-gruesa Algas-Equinodermos, también Pelecípodos y Foram. bentónicos (Subtramo G-II b).

La roca se presenta en forma masiva aunque menos compacta que en el tramo anterior. Algún burrow paralelo a la estratificación.

Tramo G-III.—Comienza con 55.75 m. de Sparse Biomicrita fina Foraminíferos planctónicos (Subtramo G-III a (a)) donde se intercalan capas de 0,75 a 2 metros de espesor de Bioesparuditas finas Algas, Fo-

raminíferos bentónicos (Subtramo G-III a (b)); le siguen 100.5 m. (Subtramo G-III b) de Packed Biomicrita fina débilmente terrígena lutítica. For. planctónicos.

La roca tiene en conjunto un aspecto terroso con estratos mal diferenciados, donde destacan las intercalaciones de G-III a (b) más compactas que el resto. Algún Pelecípodo suelto (*Lucina* s.p.). Burrows paralelos a la estratificación.

Unidad L

Concordante con la anterior, formada por 219 m. de calizas sin consolidar (margas), forman la depresión por donde discurre el Barranco de la Majada Honda, donde se sitúa el caserío de Caprala.

Tramo L-I.—Formado por 219 m. de micrita fosilífera sin consolidar, fuertemente lutítica (marga); predominan ligeramente las espículas silíceas de Esponjas, sobre los Foraminíferos planctónicos. Algunos Agregados al S.E.M. aparecen grandes cantidades de Coccolitos y Diatomeas.

La roca, debido a su poca competencia, se erosiona con facilidad.

Unidad C

En discordancia angular de bajo ángulo sobre la anterior unidad. 233.5 m. de calizas. Esta unidad forma el resalte de la Loma del Arenal.

Tramo C-I.—Comienza el tramo con 2.5 m. de Bioesparudita fina terrígena, Briozoos, también Algas, Equinodermos y Foram. bentónicos (Subtramo C-I a) que pasa de una forma gradual a 34 m. de Bioesparita gruesa terrígena, Algas Foram. bentónicos, Briozoos y Equinodermos (Subtramo C-I b), a continuación 52.5 m. de Bioesparudita fina Briozoos, también Algas, Equinodermos y Foram. planctónicos (Subtramo C-I c).

El tramo aparece en estratos bastante bien diferenciados, de 30 a 40 cm.; en la parte central del tramo hay zonas con megaestratificación cruzada (Subtramo C-I c).

Tramo C-II.—Lo forman 50 m. de Bioesparita media débilmente

terrígena, Equinodermos, Algas en la parte inferior (Subtramo C-II a), al que le siguen 9 m. de Bioesparita gruesa débilm. terrígena, Briozoos, Equinodermos, también Foraminíferos bentónicos, Algas y Pelecípodos (Subtramo C-II b).

La roca está poco consolidada; la estratificación es indiferenciada masiva. Frecuentemente muy bioturbada con numerosísimos burrows, sobre todo en la parte superior del tramo. Frecuentes conchas de pectínidos enteras.

Tramo C-III.—Comienza con 61.5 m. de Sparse Biomicrita muy fina fuertem. terrígena Foram. planctónicos (Subtramo C-III a (a), que alterna en la parte superior con unas capas de Bioesparita gruesa terrígena Algas-Briozoos-Equinodermos (Subtramo C-III a (b)).

El aspecto del conjunto es masivo, terroso y muy bioturbado. Las capas de Bioesparita que destacan ligeramente, presentan cuarzos rojos idiomorfos.

El tramo termina con un conglomerado: 1.5 m. de litoesparudita media, formado por extraclastos y fragmentos de pectínidos.

Unidad S

Concordante sobre la anterior. Formada por 57 m. de calizas sin consolidar (margas). El techo de la unidad se sumerge suavemente bajo los aluviones cuaternarios.

Tramo S-I.—Formado por 36 m. de Micrita fosilífera fina sin consolidar, fuertemente lutítica (margas). Los aloquímicos son básicamente Foraminíferos planctónicos con algunos agregados y espículas silíceas.

Tramo S-II.—El tramo está formado por 21 m. de Micrita fosilífero-agregada fina sin consolidar, fuertemente lutítica (marga), con Foraminíferos planctónicos e importante cantidad de Agregados y espículas de Esponjas. Al S.E.M. aparecen Cocolitos.

Las tres intercalaciones inferiores de sulfatos son yesos nodulares; la última capa de 1 metro de espesor es realmente un conjunto de láminas de milímetros, a pocos centímetros de espesor de yeso, alternando con láminas igualmente delgadas de micritas fuertem. lutíticas.

El Tramo S-II resalta en forma de cerrillos con cumbres planas sobre la morfología del terreno, debido a la protección que presentan frente a la erosión rápida de las margas, las capas de sulfatos.

Edad de la Serie.—Se han examinado muestras levigadas de la Unidad L y de la Unidad S.

La Unidad L se situaría en la zona de *Orbulina suturalis-Globorotalia fohsi peripheroronda* (N-9) del Langhiense superior; la Unidad S en la zona de *Globorotalia mayeri* o *Globorotalia menardii* (N-14, N-15) del Serravaliense.

Serie del Fraile

Se localiza en la sierra del mismo nombre, entre los términos municipales de Petrel y Castalla. (Fig. 6).

Coordenadas: Muro XH 975 656; Techo XH 995 649
Tiene tres unidades: T, P, O

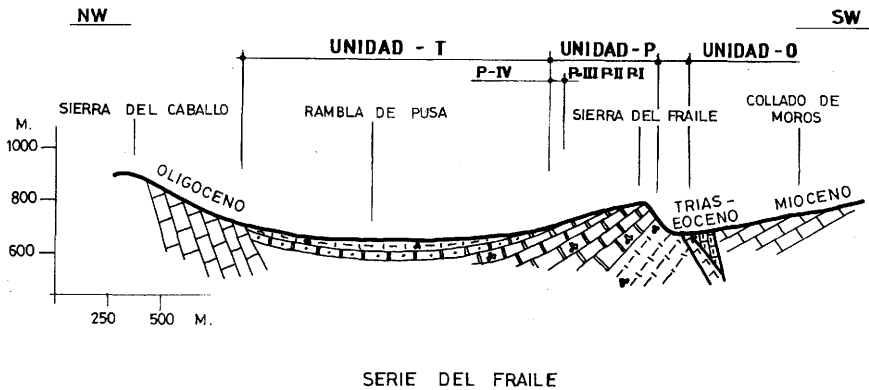


Fig. 6

Unidad O

36 m. de calizas sin consolidar (margas) sobre un contacto mecánico sobre margas con Nummulites del Eoceno y lámina de Trías inyectada en el contacto a lo largo del Barranco de Balallet.

Tramo O-I.—Formado por 36 m. de Sparse Agregado-Biomicrita fina sin consolidar, fuertemente lutítica (margas). Dominan en la unidad los Agregados, cantidades menores de Foraminíferos planctónicos. Al S.E.M. presentan frecuentes Cocolitos, Diatomeas y Radiolarios.

Unidad P

194.1 m. de calizas en discordancia de bajo ángulo sobre la anterior unidad. Forma el relieve de la Sierra del Fraile.

Tramo P-I.—El tramo comienza con 40 m. de Bioesparudita fina Algas-Briozoos-Equinodermos (Subtramo P-I a) y continúa con 53.85 m. de Bioesparita gruesa-Bioesparudita fina Briozoos-Equinodermos-Algas (Subtramo P-I b). Megaestratificación cruzada en el Subtramo P-I b.

Tramo P-II.—Comienza con 15 metros de Bioesparita gruesa Briozoos-Equinodermos (Subtramo P-II a) y continúa con 23.6 metros de Bioesparudita fina Briozoos-Equinodermos (Subtramo P-II b). Megaestratificación cruzada en los dos subtramos.

Tramo P-III.—Formado por 43.90 m. de Pobrementemente lavada Bioesparudita fina (parte inferior), Bioesparitas gruesas (parte superior) débilmente terrígenas con Briozoos-Algas-Equinodermos y cantidades menores de foraminíferos bentónicos y Pelecípodos. Los 8 metros superiores de este tramo se presentan como una intercalación de Packed Biomicrita media sin consolidar, fuertemente terrígena (margas) donde dominan los Foraminíferos planctónicos.

En esta parte del tramo se presenta cierta abundancia de fósiles enteros, entre ellos *Terebratula* sp. *Chlamys scabrella* Lmk. Briozoos como *Cellerie* sp., radiolas de Cidaridos (Equinodermos); *Lucina* sp. y el Ostreido *Pycnodonta* sp. y algún Gasterópodo.

Tramo P-IV.—El tramo tiene 17.75 m. de espesor. Comienza con una capa de 2 m. de Bioesparudita fina que pasa a Bioesparita gruesa terrígena. Dominan los Briozoos y las Algas, cantidades menores de Equinodermos, Pelecípodos, Foraminíferos bentónicos y un pequeño porcentaje de Foraminíferos planctónicos.

Unidad T

52 m. de calizas sin consolidar (margas); concordante sobre la unidad anterior a través de un contacto de una cierta gradualidad.

Tramo T-I.—El tramo, de 52 m., está formado por un Sparse Biomicrita fina sin consolidar fuertemente lutítica (margas). Los Foraminíferos planctónicos que dominan en la base van disminuyendo hacia el techo, ganando en porcentaje relativo las espículas silíceas de Esponjas. Al S.E.M. se observan Coccolitos, Radiolarios y Diatomeas.

Edad de la Serie.—Se ha procedido al levigado y estudio de los Foraminíferos planctónicos de las Unidades O y T, así como de la muestra P-36 bis de la Unidad P.

La fauna sitúa a la serie en el Mioceno medio (zonas N-9, N-10) Langhiense sup.-Serravaliense. La parte inferior de la Unidad O podría ser Mioceno inferior (Zona N-8), en estas muestras (O-5, O-6, O-7, O-8) no se han visto Orbulinas.

Serie de la Umbría

Se localiza en la Sierra del mismo nombre, situada en la confluencia de los términos municipales de Salinas, Elda-Petrel y Monóvar (Fig. 7).

Coordenadas: Muro XH 871 598; Techo XH 852 606

Tiene tres unidades: A, Z, M

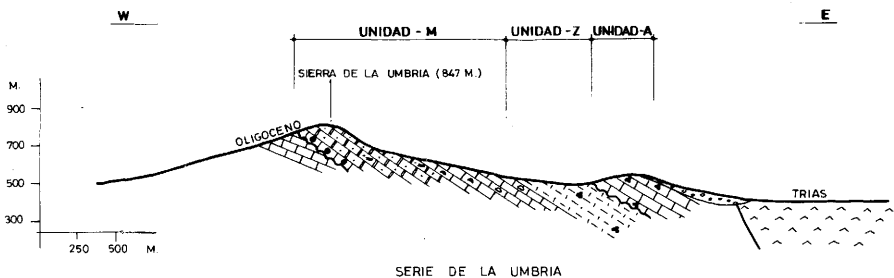


Fig. 7

Unidad M

481.25 m. de calizas discordantes sobre calizas con capitas de silex del Oligoceno. Forman junto con éstas la Sierra de la Umbría.

Tramo M-I.—El tramo comienza con 46 m. (Subtramo M-I a) de Packed Biomicrorudita media, con gran abundancia de Corales (*Porites* sp. entre otros), a menudo sueltos sobre el suelo, así como Pectínidos y Ostreidos. La mayor parte de las muestras tienen micrita en un porcentaje entre el 40% y el 60%. La micrita rellena los huecos de los Corales. La microtextura de los Corales ha sido destruida por «leaching» y rellena por cemento (esparita intraparticular). Asimismo, y sobre todo en las muestras superiores de este subtramo, aparece una notable cantidad de vetas rellenas por esparita-cemento, interpretadas como burrows.

Le siguen 4.3 m. de Sparse Biomicrita media débilmente terrígena con Miliólidos, moldes de Pelecípodos y trozos de Corales (Subtramo M-I b).

Tramo M-II.—Formado por 195.65 m. de Bioesparita media fuertemente terrígena, donde dominan las Algas, en menor cantidad Equinodermos y algunos Pelecípodos.

La roca se presenta a veces poco consolidada, e incluso suelta. Texturas alteradas a consecuencia de los numerosos burrows, frecuentemente perpendiculares a la estratificación. Hacia el centro del tramo se aprecia sobre el terreno, moldes de Pelecípodos (*Panopaea*, sp., *Pecten* sp., *Lucina* sp.) y trozos grandes de Equinodermos (*Clypeaster* sp., *Balanus* sp.).

La estratificación es masiva, aunque ocasionalmente se define en estratos de 10 a 20 cm. de espesor. Se han observado zonas con estratificación cruzada.

Tramo M-III.—El tramo comienza con una Sparse-Packed Biomicrita fina terrígena, con Algas y Equinodermos (Subtramo M-III a; espesor 28.5 m.).

La parte media del tramo lo forman una Sparse-Packed-Biomicrita gruesa, donde dominan los Equinodermos (Subtramo M-III b; espesor 140.5 m.).

La parte superior del tramo está formada por una Bioesparita gruesa terrígena, con abundantes Equinodermos Algas (Subtramo M-III c; espesor 18.5 m.).

En la mitad inferior del tramo, la roca está poco consolidada, dibujándose estratos cada 40 cm. aproximadamente; en la mitad superior la estratificación se hace masiva y la roca incrementa su compacidad. Son frecuentes los burrows (frecuentemente en posición paralela a la estratificación), así como los moldes de pelecípodos (*Pecten* sp. *Lucina* sp.).

Tramo M-IV.—La parte inferior del tramo la forman una Packed-Biomicrita fina con gran cantidad de Foraminíferos planctónicos (Subtramo M-IV a; espesor 14.25); compacta en estratos de unos 20-70 cm.; gradualmente se va definiendo una diferenciación en estratos más o menos compactos, que dará paso al siguiente subtramo (M-IV b; espesor 37.85 m.), consistente en una alternancia de capas (a) Packed Biomicrita fina limo-arcillosa, con capas (b) Sparse Biomicrita fina fuertemente arcillosa. Aparecen en este subtramo superior, burrows de 7-10 mm. de diámetro, en posición paralela a los estratos.

Unidad Z

221 m. de calizas sin consolidar (margas) concordantes sobre la unidad anterior. Ocupan la depresión al Oeste de la Sierra de la Umbría.

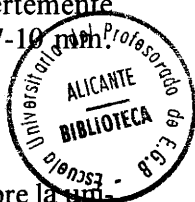
Tramo Z-I.—Formado por 221 m. de Sparse Agregado-Biomicrita fina sin consolidar, muy fuertemente limo-arcillosa «Agregados» Foramin. planctónicos.

Los Foraminíferos planctónicos constituyen aproximadamente la mitad de los aloquímicos; la otra mitad estaría formada por «Agregados». En un porcentaje mucho menor tenemos espículas silíceas de esponjas. Además, al S.E.M. se observan Coccolitos, Radiolarios y Diatomeas.

La roca presenta un color blanco y una facilidad de desmoronamiento característicos.

Unidad A

122.20 m. de calizas que originan un moderado resalte sobre el te-



reno. Esta unidad se sumerge por debajo del Cuaternario o por debajo del Trías (facies Keuper) que la cabalga en parte.

Tramo A-I.—Formado por 33.9 m. de alternancia de capas A-I (a) con A-I (b). El primer grupo es Bioesparita gruesa débilmente terrígena Algas-Equinodermos. Variables proporciones de F. planctónicos, F. bentónicos, Briozoos y ocasionalmente concentraciones de Ostreidos de concha fina, cuarzo idiomorfo frecuente, glauconita abundante, frecuentes fósiles sustituidos por silex. Estratificación gradada, a veces cruzada. Burrows paralelos a la estratificación.

El segundo grupo es Bioesparita fina terrígena Foram. planctónicos, rellenos de esparita intraparticular. Bioturbación fuerte.

El contacto entre capas es neto; espesor medio de estrato, 12 a 20 cm. Se interpreta como una secuencia turbidítica tipo Tab.

Tramo A-II.—Formado por 88.3 m. de Pobremente lavada Bioesparita fina débilm. terrígena Foram. planctónicos. Secuencias turbidíticas del tipo Tac y menos frecuentes Tae. El tramo pelítico es o muy delgado o no existe.

El tramo a, presenta estratificación gradada, a veces entrecruzada y en su base estructuras Flute cast deformadas por carga.

Aunque básicamente todos los tramos están formados por Foram. planctónicos, los pocos otros aloquímicos (Equinodermos, Algas, etc.) se concentran en la parte inferior y a la vez más grosera de los tramos a.

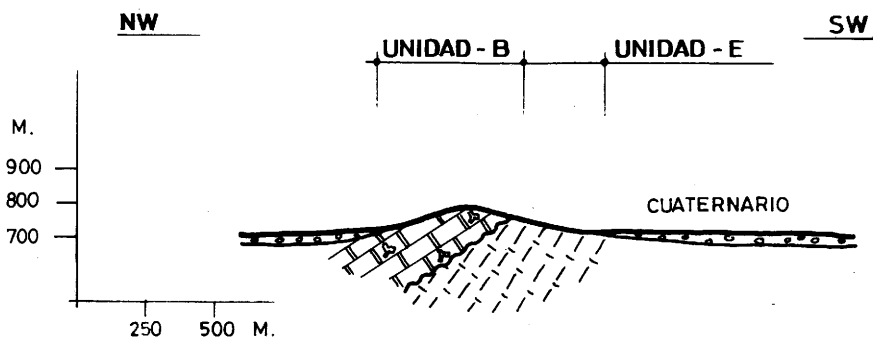
Edad de la serie.—El examen de los microforaminíferos, sitúa a la Unidad de margas Z en el Langhiense. (Zona N-8, N-9) con *Praeorbulina glomerosa* y *Praeorbulina transitoria* como marcadores.

Las muestras estudiadas corresponden al techo de la Unidad M, Unidad Z y una muestra en el techo de la Unidad A; esta última no dio fósiles característicos de zona.

Serie de Castalla

Se encuentra la serie al lado del pueblo de Castalla, adosada a las estribaciones más norteñas de la Argueña. (Fig. 8).

Fig. 8



SERIE CASTALLA

Coordenadas: Muro YH 02 744; Techo YH 018 748

Tiene dos unidades: B y E

Unidad E

25 m. visibles (el muro está recubierto por cuaternario) de calizas sin consolidar (margas).

Tramo E-I.—Litológicamente es una Micrita agregado-fosilífera fina sin consolidar, 25 metros muestrables.

Los Agregados dominan sobre todo en la parte inferior del tramo; están presentes los Foraminíferos planctónicos (Globigerínidos) en todo el tramo, en cantidades variables. Las espículas de Esponja aparecen en menor proporción en la parte inferior. Radiolarios y Diatomeas presentes; también Coccolitos observados en el S.E.M.

Unidad B

78.2 m. de calizas en contacto neto y discondante sobre la anterior unidad.

Tramo B-I.—El tramo está formado por 19 m. de Bio-Litoesparudia media, Briozoos, Pelecípodos.

Tramo B-II.—Formado por 57.2 m. de Bioesparudita fina, Briozoos-Equinodermos.

Tramo B-III.—Está formado por 2 m. de Bioesparitas medias terrígenas Briozoos-Equinodermos, menores cantidades de Algas y Pelecípodos.

Edad de la Serie.—Se han examinado muestras levigadas de la Unidad E. La determinación específica de los fósiles sitúa a esta unidad en el Mioceno medio (Serravaliense) zonas N-9 a N-13, si bien podrían no estar representadas algunas de estas zonas.

La unidad presenta una microfauna con *Globigerina praebulloides* BLOW, *Globorotalia mayeri* CUSHMAN y ELLISOR, *Globorotalia scitula* (BRADY), *Orbulina saturalis* (BRÖNNIMANN) y *Globorotalia obesa* BOLLI.

Serie Vinalopó

Se localiza la serie al norte de la ciudad de Elche, al este del Embalse del Vinalopó. El afloramiento forma un resalte morfológico: Monte del Tabayal. (Fig. 9).

Coordenadas: Muro YH 001 439; Techo YH 006 446
Tiene dos unidades: H y K

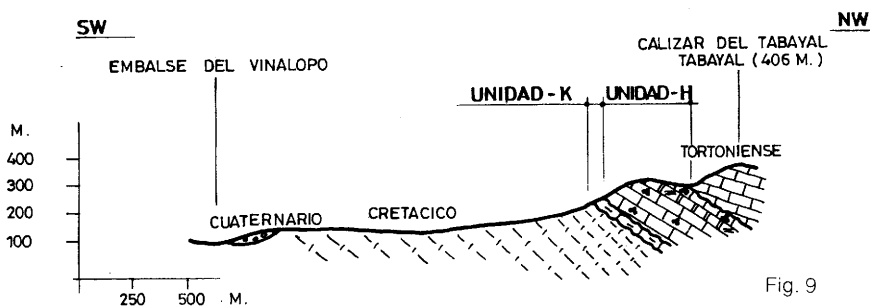


Fig. 9

SERIE DEL VINALOPO

Unidad K

30 m. de calizas sin consolidar, discordantes sobre margas Cretácicas.

Tramo K-I.—El tramo está formado por 30 m. de micrita fosilífera fina sin consolidar Foram. planctónicos, algunos Agregados, al S.E.M. aparecen Coccolitos.

Unidad H

265.5 m. de calizas discondantes sobre la unidad anterior. El techo de la unidad pasa por discordancia a la unidad de Bioesparuditas, llamadas por Montenat (1973) «calizas del Tabayal» del Tortoliense.

Tramo H-I.—Se trata de 53.5 m. de Biomicrita media lutítica, con gran cantidad de Foraminíferos planctónicos (Globigerinas) rellenos de esparitas o microesparita. También Pelecípodos.

Estratificación poco definida, aspecto masivo, gran cantidad de burrows, niveles con concentraciones de glauconita, algunos nódulos de hierro destacan en la superficie del estrato, así como algún Equinodermo entero.

Tramo H-II.—Formado por 132 m. de Biomicrita a Biomicroesparita fina débilmente lutítica, con predominio de los Foraminíferos planctónicos (Globigerínidos) rellenos de microesparita o esparita y menores cantidades de Algas, Equinodermos, Briozoos y Pelecípidos.

Estratificación masiva o en bancos de 2 a 4 m. de espesor. Muy bioturbada. Frecuentes burrows paralelos a la estratificación. Alguna pista. Algo de Glauconita en la parte inferior del tramo.

Tramo H-III.—Formado por 31.5 m. de Bioesparudita fina con Algas, Pelecípodos y cantidades menores de Briozoos y Equinodermos.

Estratificación poco definida en gruesos bancos.

Este tramo, un poco por encima del contacto inferior, presenta una capa con gran cantidad de hierro (goethita) bien definida, de unos 25 cm. de espesor, que deja de ser visible lateralmente a los pocos metros.

Tramo H-IV.—El tramo está formado por 48.5 m. de Bioesparita media terrígena, con Equinodermos, Algas y cantidades menores aunque notables de Foraminíferos planctónicos y Briozoos. Poco competente.

Tramo mal estratificado, muy bioturbado, a veces estratos mal definidos de 0.8-1 m. de espesor. Capa de óxidos de hierro intercalada de unos 30 cm. de espesor. Glauconita.

Edad de la Serie.—En la determinación de C. Martínez, incluida en el trabajo de Montenat (1973), aparecen *Globorotalia archeomenardii* y *Globorotalia mayeri*, es decir, zonas N-9 (Langhiense); la Unidad H pertenecería al «Helveciense», los niveles más elevados de esta unidad indican un horizonte elevado del Serravaliense con *Globorotalia pseudopachyderma*.

Las calizas del Tabayal se apoyan discordantemente sobre esta Unidad H (calizas del Vinalopó, Montenat 1973).

Serie de Montealegre

Esta serie se localiza al sureste del término municipal de Montealegre del Castillo (Fig. 10).

Coordenadas: Muro XH 493 906; Techo XH 495 902
 Tiene una unidad: J

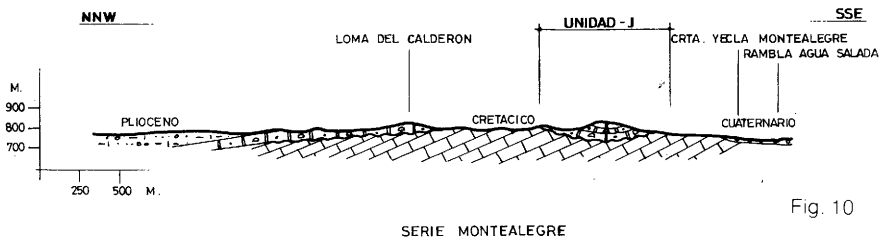


Fig. 10

SERIE MONTEALEGRE

Unidad J

75.5 m. de calizas discordantes angularmente sobre calizas cretácicas.

Tramo J-I.—Aproximadamente 1 m. de espesor. Es una Litoesparrudita gruesa. Está formado por litoclastos calizos, bien redondeados, gruesos, la mayor parte de caliza amarillenta arenosa limosa (Mioceno ?) y algunos más oscuros y compactos (Cretácico?). También restos de Ostreidos, Pectínidos, Equinodermos y Algas.

Este tramo es la base de la unidad y se apoya por discordancia angular sobre las calizas cretácicas.

El tamaño del litoclasto disminuye rápidamente hacia el techo.

Tramo J-II.—La parte inferior del tramo (Subtramo J-II a) está formada por 47 m. de Pobremente lavada Bioesparita media fuertemente arenosa, donde dominan los Equinodermos. Foraminíferos planctónicos en cantidades notables; menores proporciones de Algas y Briozoos, en estratos mal definidos de 0.75 a 1 m. de espesor, con frecuentes burrows.

La parte superior del tramo (Subtramo J-II b) lo forman 27.5 m. de Bioesparudita fina fuertemente arenosa, con cantidades elevadas de Equinodermos y Briozoos; cantidades menores de Algas. Este Subtramo tiene mayor compacidad que el anterior y presenta megaestratificación cruzada.

Edad de la Serie.—Se han levigado las muestras menos consolidadas de la serie, siendo escaso el número de Foraminíferos que se han podido extraer y la mayoría de ellos no se pudieron clasificar; es de notar la presencia de Orbulinas.

FACIES. MEDIOS DE SEDIMENTACIÓN

La deducción y descripción pormenorizada de las facies en las que hemos agrupado los tramos, así como su discusión, se abordará con la debida amplitud en un próximo artículo, sin embargo, y a efectos de poder presentar una síntesis de características petrográficas referenciada, incluimos a continuación un brevísimo resumen de este capítulo.

La clasificación de facies la hacemos principalmente basándonos en los caracteres texturales de la roca. Aloquímicos, ortoquímicos, terrígenos, etc. La clasificación textural de Dunhan sirve en un principio bastante bien a este propósito. Según esta clasificación, tendríamos dos grandes grupos de tramos, los MUD-SUPPORTED y los GRAIN-SUPPORTED, que en este trabajo se corresponden bastante exactamente con la denominación de campo de calizas y margas.

A esta clasificación textural hemos superpuesto criterios paleontológicos, estructuras sedimentarias, etc.; por último, hemos añadido un cuadro de características químicas (oligeoelementos).

La clasificación adoptada es la de Wilson (1974). El resultado son

7 cinturones o facies (Belts). La facies 1 (Basin) la hemos subdividido en dos: 1 A y 1 B, por la significativa presencia de rocas evaporíticas.

Las facies que se distinguen son:

ROCAS MUD-SUPPORTED

Facies 1 A.—Rocas Mud-supported con intercalaciones de yeso. Tramo S-II.

Facies 1 B.—Rocas Mud-supported.

Tramos S-I, L-I, T-I, O-I, Z-I, E-I, C-III a, (C-III a(a), M-IV b, (M-IV b(b), (Fotos 1 a 7).

ROCAS GRAIN SUPPORTED

Facies 2.— Calizas de Foraminíferos planctónicos.

Tramos G-III b, G-III a, (G-III a(a), H-II, H-I, M-IV a (foto 8).

Facies 3.— Turbiditas.

Tramos A-II, A-I, (A-I(a), A-I(b) (Fotos 9 y 10).

Facies 4.— Calizas de Briozoos.

Tramos P-IV, P-III, P-II b, P-II a, P-I b, P-I a, C-II b, C-I c, C-I b, B-II, B-I, H-IV (Fotos 11 y 12).

Facies 5.— Calizas de Corales y Miliólidos.

Tramos M-I, (M-I b, M-I a) (Fotos 13 y 14).

Facies 6.— Calizas de Algas y Cuarzo.

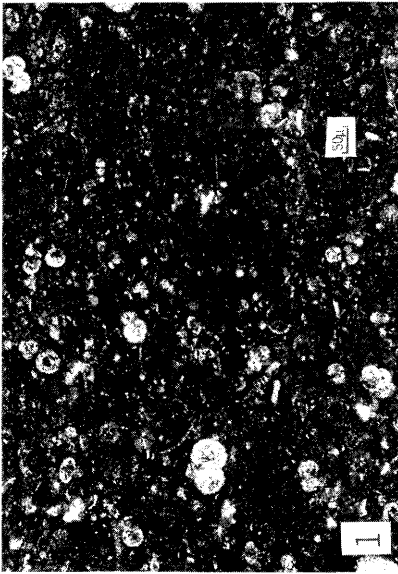
Tramos M-III c, M-II, J-II (Foto 15).

Facies 7.— Calizas de Algas Coralinas.

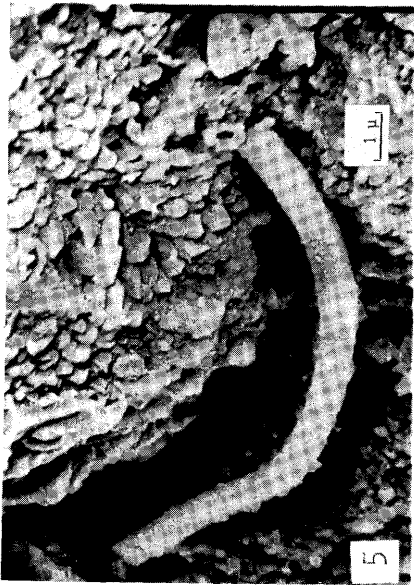
Tramos G-II b, G-II a, G-I b, G-I a, C-II a, M-III b, M-III a, H-III (Fotos 16 y 17).

RESUMEN, CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

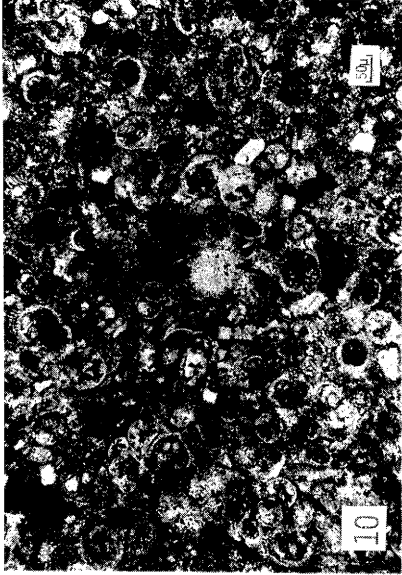
Aloquímicos.—En un resumen general, podemos decir que las calizas consolidadas del Mioceno medio estudiadas, presentan facies for-



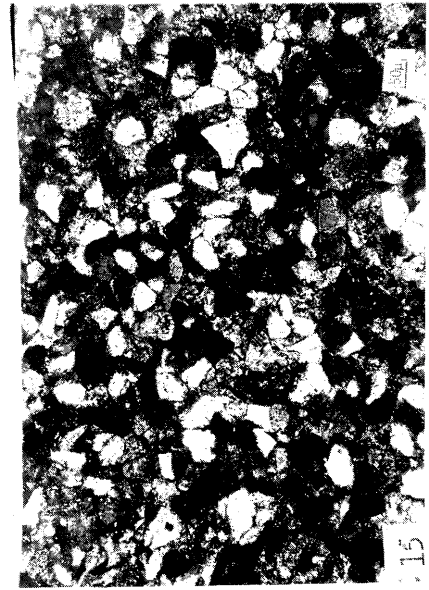
- (1).—Facies 1. Sparce Agregado Biomicrita fina, fuertem. lutífica. Foram. planctónicos rellenos de esparita. Los Agregados no destacan de la matriz. Mudstone. Tr. 0-1, Muestra 0-5 L. D., L. N.
- (2).—Facies 1. Sparce Biomicrita fina, fuertem. lutífica. Foram. planctónicos y espículas de Esponja. Mudstone. Tr. T-1, Muestra T-7, L. D., L. N.
- (3).—Facies 1. Espícula de Esponja rodeada de Agregados. Tr. Z-1, Muestra Z-2, levigado. S. E. M.
- (4).—Facies 1. Espícula de Esponja. Agregados. Tr. Z-1. Muestra Z-2, levigado. S. E. M.



- (5).—Facies 1. Detalle foto interior. Superficie de un Agregado. Estructura orgánica acintada, en su extremo derecho un Coccolito. Arcillas. Micrita. Tramo Z-I. Muestra Z-2, levigado. S. E. M.
- (6).—Facies 1. Radiolario. Agregados y restos de Globirínido (superior derecha). Tramo Z-I, Muestra Z-2, levigado. S. E. M.
- (7).—Facies 1. Sepiolita. Montmorillonita. Gel de sílice. Subtramo C-III a. Muestra C-43. T. E. M.
- (8).—Facies 2. Packed Biocrita fina. Foram. Planctónicos. Packstone. Subtramo M-IV a, Muestra M-87. L. D., L. N.



- (9).—Facies 3. Biosparita gruesa débilm. terrígena. Briozoos y Pelecípodos. Como capas alternantes con foto n.º 10. Grainstone. Alternancia A-I (a). Muestra A-31. L. D., L. N.
- (10).—Facies 3. Pobremente lavada Biosparita terrígena. Foram. planctónicos. Wackestone. Alternancia A-I (b). Muestra A-30. L. D., L. N.
- (11).—Facies 4. Biosparita gruesa débilm. terrígena. Briozoos. Grainstone. Tramo C-I b. Muestra C-8. L. D., L. N.
- (12).—Facies 4. Biosparudita fina. Briozoo. Grainstone. Subtramo C-I c, Muestra C-17. L. D., L. P.



- (13).—Facies 5. Packed Biomicrorudita media. Coral. Boundstone. Subtramo M-I a. Muestra M-8, L. D., L. N.
- (14).—Facies 5. Sparce Biomicrita media débilm. terrígena. Miliólidos. Packstone. Subtramo M-I b, Muestra M-13, L. D., L. N.
- (15).—Facies 6. Bioesparita media fuert. arenosa. Granos de cuarzo, restos de Algas. Grainstone. Tr. M-II, Muestra M-23, L. D., L. N.
- (16).—Facies 7. Bioesparita gruesa débilm. terrígena. Alga coralina. Cuarzo idiomorfo. Grainstone. Subtramo C-I a. Muestra C-2. L. D., L. P.

Tabla 1a

CUADRO LITOLÓGICO DE SINTESIS I

Serie	Unidad	Tamaño	Substrato	Alternancia	Potencia B.	L i t o l o g í a	Tamaño clasico mm.	Tamaño curvo mm.	N.º. Alveolos insoletable X	N.º. Alveolos insoletable X	Microta X	Esparita X	Alveolitos Total	Algas %	Coralinas %	Equisidermos %	Brizosos %	Foram. bentónicos %	Paleóporos %	Corales %	Foram. planctónicos %	Respuestas %	Agregados %	Litoliticas %	Textura	
S	S-II	50.25		21	4	Microta fosilifera-agregados s.c. fuertem.lutifica (intercalaciones de yeso).	50.25	≤ 0.12	1.2532.14	27.451.14-20	60	9	9								3	3	3		Mudstone	
	S-I	50.25		36	7	Microta fosilifera s.c. fuert.lutifica	50.25	≤ b.12	1.181.21	30.24	60	9.4	9.4									9.4	✓	✓		Mudstone
A	C-III	3.5-10		1.5	1	Litoesparudita media	3.5-10	0.66	n.s.	n.s.		5	20									5	5	5		Oolite
		0.120.03		9	9	Biomicrota muy fina fuert.terrigena	0.120.03	0.0740.02	10.1351.36	16.811.6.70	40-60	15-25	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	14				Blockstone con algunas intercalaciones de Grinstein
	0.910.16		61.5	4	Alternancia de (a) con algunas capas de (b)	0.910.16	0.400.08	6.482.13	5.891.0.88	10	78	20	20	20	5	5	5	5	5	5	✓					Grinstein
	0.750.35		9	3	Bioesparita gruesa terrigena	0.750.35	0.290.01	5.3752.64	3.1510.27	10	83	6	25	29	16	6	6	6	6	6						Grinstein
C	C-II	0.430.13		50	10	Bioesparita media dbilm. terrigena	0.430.13	0.240.05	4.961.42	4.681.31	10-20	75	25.7	35.2	4.2	4.2	4.2	4.2	4.2	4.2			✓			Grinstein
		1.100.23		52.5	9	Bioesparudita fina	1.100.23	0.270.11	1.290.44	2.820.62	5-30	65-90	16	16	32	13	13	13	13	13						Grinstein
		0.610.17		34	7	Bioesparita gruesa dbilm. terrigena	0.610.17	0.280.05	2.421.13	3.511.0.98	15-30	65-80	20	18	18	20	✓	✓	✓	✓	✓					
L	L-I	1.42		2.5	1	Bioesparita fina terrigena	1.42	0.35	5.9	13.6		5	75	15	17	26	11	3.5	3.5				3			Grinstein
		≤ 0.25		219	14	Microta fosilifera s.c. fuert.lutifica	≤ 0.25	± 0.12	1.381.21	32.677.85	60	5	5										2	3		Mudstone
P	G-III	0.1650.005		100.5	7	Packed Biomicrota fina dbilm.lutifica	0.1650.005	0.0470.007	0.1450.08	6.273.93	10-15	60	60													Blockstone
		0.2150.009		5	5	Sparse Biomicrota fina	0.2150.009	0.0710.001	0.1940.14	3.5641.79	60	36	36													
A	G-II	1.101.00		35.25	4	Alternancia de (a) con delgadas intercalaciones de (b)	1.101.00	0.220.15	0.6550.56	1.101.10	10	25	73	37.2	6.3	8.2	19.1	19.1	19.1							Grinstein
		0.510.12		39	4	Bioesparita media-rodita fina	0.510.12	0.1800.003	0.8710.38	0.5310.31	5	15	80	42	17	9	10	10	10							Grinstein
C	G-II	0.3650.15		75	6	Packed Biomicrota media	0.3650.15	0.1740.10	1.000.75	2.611.81	28.5	62	28.7	26.1	4	4	4	4	4							Blockstone
		0.540.38		176.5	17	Bioesparita gruesa	0.540.38	0.3100.19	2.121.44	0.8710.26		13.8	83	48.8	22.5	4.3	4.3	4.3	4.3							Grinstein
		1.190.05		92	8	Bioesparudita fina	1.190.05	0.3900.23	1.981.03	0.8050.26		11	86	37	18.2	21.6	5.3	5.3	5.3							Grinstein



Tabla 1b

CUADRO LITOLÓGICO DE SÍNTESIS

Sorte	Unidad	Tamaño	Subtamaño	Alterancia	Potencia m.	Mm. muestras	L i t o l o g í a	Tamaño claro mm.	Tamaño cuarzo mm.	Fr. gruesa >0.062 mm. insoluble %	Fr. fina <0.062 mm. insoluble %	Micritica %	Espatita %	Aluminosilicatos %	Almagre total	Coralinas %	Equinodermos %	Briozoa %	Form. bentónicas %	Palaefósforos %	Corales %	Form. planctónicas %	Espículas esponja %	Agregados	Licóclastos %	Textura
CASTALLA	B	B-III			2	1	Biosparrita media terrígena	0.33	0.25	7.76	2.6				5	85	25	30	30	5	10				Grainstone	
	B	B-II			57.2	12	Biosparrita fina	1.07-0.21	0.36+0.07	1.86+0.37	1.81+0.62			5-10	85-90	18.7	25.5	27.2	✓	11				Grainstone		
	E	B-I			19	3	Bio-Litosparrita media (dbilm. terrif.)	10.0-15.0	-0.5	2.83+0.86	3.91+0.71			5	70-75	9	9	33	5	16			3	✓	20	Grainstone Mudstone
VINALOPO	H	H-IV			48.5	10	Biosparrita media terrígena	0.38+0.10	0.20+0.03	5.15+2.26	8.75+3.59			10	75-80	12	44	9.6					10			Grainstone
	H	H-III			21.5	6	Biosparrita fina	1.63+0.26	0.16+0.05	0.42+0.40	1.44+1.09			5	80-95	37	12	14	20					70		Grainstone Packstone
	H	H-II			132	20	Bioeritica (a microspartita) fina dbilm. terrif.	0.23+0.02	0.24+0.01	1.81+0.31	7.63+2.60			10	70-80	✓	✓	✓	✓							Grainstone Packstone
	K	H-I			53.5	11	Bioeritica (a microspartita) media lufft.	0.32+0.07	0.13+0.03	2.43+0.89	8.31+2.46			10	80			8						56		Grainstone Mudstone
	K	K-1			30	1	Micritica fosilifera fina s.c. fuertemente luffica	50.25	50.12	0.28	22.09			71	7									6.5	0.5	
MONTEALEGRE	C	J-II			27.5	5	Biosparrita fina fuertem. arenosa	1.22+0.63	0.35+0.05																	Grainstone
	C	J-II a			47	9	Pobrem. luvada Biosparrita media fuert. arenosa	0.40+0.22	0.21+0.05	23.0+17.31	4.98+2.46			10	60-70	10	40	7						5		Grainstone
	C	J-I			1	1	Litorudita gruesa	37.2		n.s.	n.s.		5-10	✓	10	✓									80	Grainstone

Tabla 1C

CUADRO LITOLÓGICO DE SINTESIS

Unidad	Tamaño	Substrato	Alternancia	Potencia n.	Nm. muestras	L i t o l o g í a	Tamaño clasto mm.	Tamaño ciasto mm.	Fr. gruesa >0.062 mm insoluble %	Fr. fina <0.062 mm insoluble %	Muestra %	Alveolitos %	Alas Coralinas %	Equinodermos %	Briozoos %	Foram. bentónicos %	Pelecípodos %	Corales %	Foram. planctónicos %	Bolitas esponja %	Agregados %	Litoclásticos %	Textura
T-I	P-I			52	13	Sparse Biomicrotita s.c. fuertem. lúfifica	≤ 0.25	0.832,49	27,66±3,93	53	16,5				2	7,4	5,8	1				Mudstone	
T-IV	P-III			1725	4	Pobrem. lavada Biosparudita fina-espar. gruesa terrígena	1,06±0,81	0,29±0,22	6,47±1,55	25	10-20	70-80	19,5	7,5	32,2	5,6	✓						Packstone
L-I	P-II			43,9	9	Pobrem. lavada Biosparudita fina-espar. gruesa debilm. terrígena	1,05±0,35	0,28±0,05	3,12±1,83	6,86±4,23	25	10-20	70	14	26	7	7						Packstone
P	P-II b			23,6	4	Biosparudita fina	1,80±0,22	0,44±0,04	1,15±0,29	1,88±0,15	15-20	65	11	15	26,6	4	7						Grainstone
P	P-II a			15	4	Biosparudita gruesa	0,76±0,11	0,25±0,01	0,64±0,39	2,17±0,50	10	87	8,7	17,4	52,2	✓							Grainstone
P	P-I b			53,85	9	Biosparudita gruesa-rudite fina	1,05±0,29	0,34±0,08	0,82±0,36	2,55±0,97	10-20	80	18,6	22,5	35	5	✓						Grainstone
P	P-I a			40	7	Pobrem. lavada Biosparudita fina	1,44±0,50	0,37±0,10	0,89±0,59	1,76±0,68	25	10	85	25,5	21,2	21,2	6	6					Packstone
O	O-I			36	7	Sparse Agregado Biomicrotita s.c. fuert. lúf.	≤ 0,25	0,94±2,09	23,46±8,67	60	16					3,5							Mudstone
A	A-II			31,20	18	Pobrem. lav. Biosparudita fina debilm. terrif.	0,21±0,04	0,13±0,03	3,00±1,26	6,70±2,7	10-25	60-85				15	15	✓					Packstone
A	A-I			39,90	4	Biosparudita gruesa debilm. terrígena	0,97±0,30	0,28±0,12	3,27±0,84	4,98±1,68	5-20	80	15										Grainstone
Z	Z-I			0,24±0,005	6	Pobrem. lavada Biosp. fina terrígena	≤ 0,25	0,18±0,08	3,98±2,05	6,57±3,51	10	10-20	60-80	10	10								Packstone
M	M-IV b			221	7	Sparse Agregado-Biomicrotita s.c. muy fuertem. lúfifica	0,23±0,01	0,06±0,001	0,66±0,31	37,14±7,10	49	19											Mackstone
M	M-IV a			37,85	5	Packel Biomicrotita fina lúfifica	0,23±0,01	0,06±0,001	1,66±0,83	12,23±4,30	10	76											Packstone
M	M-IV c			34,25	3	Alternancia de Ø con algunas capas de Ø	0,23±0,03	0,06±0,01	0,93±0,46	33,82±8,89	45	20											Packstone
M	M-II c			18,5	5	Sparse Biomicrotita fina	0,91±0,92	0,26±0,11	0,62±0,44	3,99±1,29	10-40	50-70											Packstone
M	M-II b			140,5	17	Biosparudita gruesa terrígena	0,58±0,26	0,08±0,03	11,68±8,34	3,94±3,16	✓	5-30	60-85	21	30	3	3						Grainstone
M	M-II a			28,5	4	Sparse Packel Biomicrotita gruesa	0,23±0,15	0,09±0,02	0,57±0,70	3,84±4,09	40	✓	55	15	34	✓	✓						Packstone
U	U-I			89,65	38	Biosparudita media fuertemente aromosa	0,25±0,07	0,18±0,05	7,94±7,90	10,25±4,53	15-25	40-70	25	20	✓	✓	✓						Packstone
M-I	M-I b			4,3	3	Biosparudita media fuertemente aromosa	0,41	0,063	16,12±6,06	5,21±2,96	10-30	60	48	12	✓	✓	✓						Grainstone
M-I	M-I a			46	11	Packel Biomicrotita media	0,375	0,055	0,53±0,56	4,93±5,62	30-95	5-60			30	✓	✓						Packstone
									0,04±0,02	4,13±1,86	40-60			5	5-15								Packstone (Grainstone)

madas por Algas coralinas, Equinodermos y Briozoos en diferentes proporciones, y cantidades menores de Foraminíferos bentónicos y Lamebranquios, además de facies casi exclusivamente de Foraminíferos planctónicos.

Las calizas no consolidadas contienen cantidades variables (aunque con relación a la matriz son cantidades bajas) de Foraminíferos planctónicos, espículas de Esponja y Agregados, además de Coccolitos, Radiolarios y Diatomeas. Tablas 1 (a, b y c).

Naturaleza de los Agregados.—Los Agregados aparecen a la lupa binocular después de haber levigado la muestra junto con los Foraminíferos y las espículas de Esponja. Se trata de pequeños gránulos de bordes irregulares que podrían tomarse como resultado de un mal levigado de la muestra; sin embargo, y repetida la operación, resultó que la cantidad de ellos era constante.

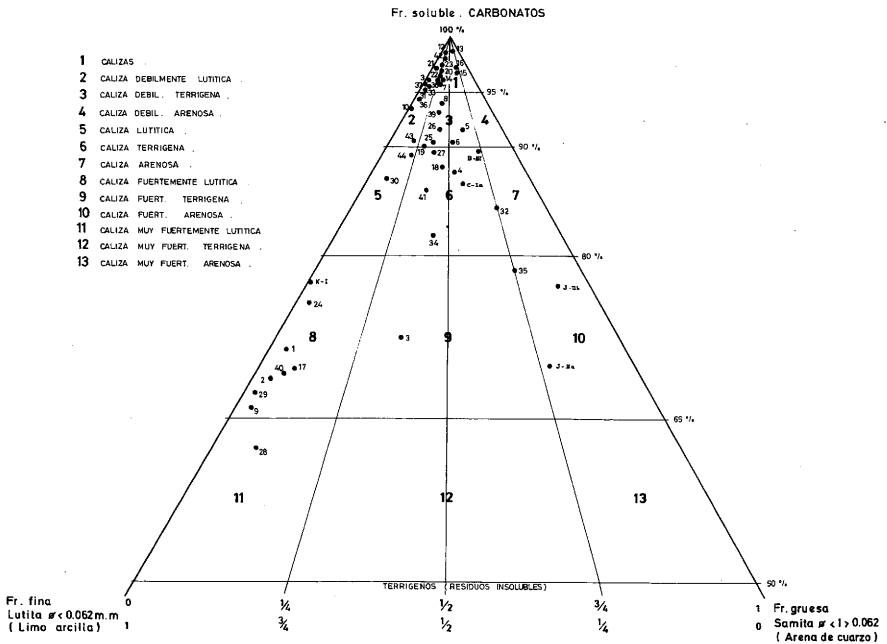


Fig. 11.—Clave identificación de tramos:

1: S-II; 2: S-I; 3: C-III a (a); 4: C-III a (b); 5: C-II b; 6: C-II a; 7: C-I c; 8: C-I b; 9: L-I; 10: G-III b; 11: G-III a (a); 12: G-III a (b); 13: G-II b; 14: G-II a; 15: G-I b; 16: G-I a; 17: T-I; 18: P-IV; 19: P-III; 20: P-II b; 21: P-II a; 22: P-I b; 23: P-I a; 24: O-I; 25: A-II; 26: A-I a; 27: A-I b; 28: Z-I; 29: M-IV b (a); 30: M-IV b (b); 31: M-IV a; 32: M-III c; 33: M-III b; 34: M-III a; 35: M-II; 36: M-I b; 37: M-I a; 38: B-II; 39: B-I; 40: E-I; 41: H-IV; 42: H-III; 43: H-II; 44: H-I; 45: J-II.

En el S.E.M. la naturaleza de estos Agregados se pone de manifiesto como aglomeraciones de restos de Foraminíferos planctónicos, Diatomeas, Radiolarios y espículas de Esponja, en una matriz de minerales de arcilla y de micrita. En opinión de Margalef (com. oral) se trata de heces fecales de Copépodos, crustáceos en su mayoría planctónicos y muy abundantes desde el Terciario a la actualidad. Estos Agregados son pues pellets fecales.

Ortoquímicos.—Micrita en cantidades de hasta el 60%, en los tramos de la facies Belt 1 (Basin). Esparita en cantidades variables del 5 hasta el 30%, sobre todo en las facies Belt 4 (Foreslope) y Belt 6 (Sands on edge of platform).

Terrígenos.—Los terrígenos varían según tramos, desde un 75% hasta 34%. La mayor cantidad de fracción fina-lutita están en las calizas sin consolidar (margas) en porcentajes que oscilan de 23 a 32%, facies Belt 1.

La fracción gruesa (samita), formada casi exclusivamente por cuarzo, llega a tener hasta valores del 23% en algunos tramos, facies Belt 6. (Véase triángulo de clasificación según Solubles-Fr. gruesa insoluble - Fr. fina insoluble en fig. n.º 11).

Fracción fina - Mineralogía: La fr. fina insoluble se caracteriza por estar formada por sepiolita-attapulgita asociada a montmorillonita, lo que es característico de medios básicos con magnesio disponible. Alonso y al. (1961), Millot (1964), Weaver y Pollard (1973).

Hay micas normalmente grandes y frescas, heredadas posiblemente de los materiales triásicos, como es el caso de las cloritas en forma de rombo; no existe pues una diagénesis acusada. Clorita e illita más o menos alteradas, son frecuentes en muchos de los tramos. La caolinita escasa, está presente en siete tramos, cinco de los cuales pertenecen a la facies de calizas de Briozoos (Foreslope, facies 4).

La goethina y los geles de sílice aparecen en facies con rocas de textura Grainstone o Packstone (facies, 2, 4, 6 y 7), aunque fundamentalmente aparecen en la facies 4 (Foreslope) y en la 2 (Open shelf).

BIBLIOGRAFIA:

- ALONSO, J. J. GARCÍA VICENTE, J. y RIBA, O.: Sedimentos finos del Centro de la cubeta Terciaria del Tajo. *II Reunión de Sedimentología. C.S.I.C. Inst. de Edafología, Madrid*, p. 21-55 (1965).
- AZEMA, J.: *Etude Géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne)*. Thèse. Paris, 393 p. (1977).
- CALVO SORANDO, J. P. *Estudio Petrológico y Sedimentológico del Terciario marino en el Sector central de la prov. de Albacete*. Tesis. Univ. Complut. de Madrid. Fac. Geológicas. 51. p. (1978).
- DUNHAM, R. J.: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Classification of carbonate rocks. *Memoir I. A.A.P.G.*, p. 108-121 (1962).
- FOLK, R. L.: *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Co., Texas, 182 p. (1974).
- LECLERC, J.: *Etude géologique de massif du Maigmo et de ses abords. (Province d'Alicante, Espagne)*. Thèse. 3e. cycle. Géologie structurale. Paris, 128 p. (1971).
- MILLOT, G.: *Geologie des Argiles*. Masson et C. edit. Paris 499 p. (1964).
- MONTENAT, C.: *Les formations Neogenes et Quaternaires de Levant Espagnol*. Thèse. Paris. 1.167 p. (1973).
- PEETT JOHN, F. J.: *Sedimentary Rocks*. Harper and Brothers, New York, 731 p. (1949).
- PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E. y SIEVER, R.: *Sand and Sandstone*, Springer-Verlag, 618 p. (1972).
- SELLEY, R. C.: *An introduction to Sedimentology*. Academic Press. London, 408 p. (1976).
- WEAVER, C. E. y POLLARD, L. D.: *The chemistry of clay minerals*. Developments in Sedimentology, n.º 15. Elsevier Scientific Publis. Comp. 213 p. (1973).
- WILSON, J. L.: Characteristics of Carbonate-Platform Margins. *A.A.P.G. Bull.* v. 58/5, p. 810-824 (1974).

EL MIOCENO MEDIO DE ELDA-PETREL (ALICANTE)

II. GEOQUÍMICA

Carlos Auernheimer ¹

RESUMEN

Se han analizado el Na, K, Mn, Zn, Fe, Sr y Mg de la fracción soluble de 391 muestras carbonatadas, pertenecientes a seis series del Mioceno medio de Alicante; asimismo se ha obtenido la fracción gruesa insoluble y la fracción fina insoluble. Se han relacionado estas variables por medio de análisis factoriales, obteniéndose un grupo formado por la fracción fina, manganeso, zinc y hierro, y otro por el sodio, potasio y magnesio. El estroncio queda aislado y opuesto a la fracción gruesa.

Los elementos analizados caracterizan a las facies sedimentarias, tendiendo a ser más abundantes en facies de aguas profundas, y más escasos en facies de aguas someras.

El estroncio puede utilizarse como indicador de medios ambientes de sedimentación marina, presentando una relación inversa con la energía del medio.

ABSTRACT

The Na, K, Mn, Zn, Fe, Sr and Mg of the soluble fraction of 391 carbonate samples belonging to six series of the Middle Miocene of Alicante (Spain) have been analyzed. The insoluble coarse fraction (Samite) and insoluble fine fraction (Lutite) have also been obtained. Those variables have been related by means of factorial analysis getting one group made up of insoluble fine fraction, Mn, Zn and Fe and another of Na, K and Mg. The Sr remains isolated and opposed to the insoluble coarse fraction.

The elements analyzed characterize the sedimentary facies, tending to be more abundant in deep water facies than in superficial water facies.

The Sr can be used as a paleoenvironments indicator of the marine sedimentation and presents an inverse relationship with the environment energy.

INTRODUCCIÓN

En un trabajo anterior expusimos la petrología de unas 450 muestras de 6 series del Mioceno medio de los alrededores de Elda-Petrel (Alicante). En este trabajo se exponen los resultados de los análisis efectuados para los elementos de la fracción soluble de una selección de 391 muestras. También, y por medio de análisis factoriales, la afinidad entre los distintos elementos analizados.

¹ Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Alicante

Hemos dejado para un tercer y último trabajo la comparación entre las variables petrográficas y geoquímicas y por tanto, la interpretación de facies que apoyándonos en las primeras hemos realizado con las segundas.

ANTECEDENTES

Aunque son muchos los autores que desde antiguo han realizado análisis de sedimentos y publicado sus resultados, es un fenómeno relativamente reciente (a partir de los años 50) que estos análisis se realizan, de cara a caracterizar facies y por tanto, medios ambientes de sedimentación. Entre estos últimos, tenemos los trabajos de: Flügel (1962-1967), Wedepohl (1967), Friedman (1968, 1969), Renard (1973, 1975), Veizer y al. (1969-1977).

Este último autor, de una forma continuada, va consolidando las ideas de sus primeros trabajos, a lo largo de sus publicaciones. Interesantes también los libros generales de Ernst (1970), Rosler y Lange (1972).

Además de estos autores, los que han prestado interés particular a algún oligoelemento en concreto, son citados en el correspondiente apartado.

METODOLOGÍA

Descrita en sus términos generales en el trabajo anterior incidimos aquí sólo en los aspectos analíticos.

50 gramos de cada muestra son atacados con ClH, filtradas y recogidas las dos fracciones: una soluble y otra insoluble. En la primera se determinan por espectrofotometría de absorción atómica el Na, K, Fe, Zn, Sr y Mg. Se utilizó para ello un Perkin-Elmer 290. La segunda fracción se tamizó a través de una malla de 0.062 mm., obteniéndose una fracción gruesa insoluble (Samita) y otra fina (Lutita).

TRATAMIENTO DE LOS DATOS

Las muestras se han agrupado por tramos de serie, en base a sus afinidades petrográficas, resultando un total de 38.

En un estudio posterior del trabajo, estimamos conveniente divi-

dir algunos de los tramos en subtramos, así como considerar a las muestras de los tramos de serie formados por alternancia de dos litologías diferentes, como pertenecientes a dos conjuntos distintos, es decir, estos tramos alternantes fueron divididos en dos conjuntos de muestras.

De resultados de esta nueva valoración, las 391 muestras quedaron agrupadas en 45 conjuntos que agrupan a tramos, subtramos y alternancias. En el texto nos referiremos abreviadamente como análisis sobre 45 tramos. (Tabla 1).

En ambos casos se trabajó con las medias aritméticas de las variables de las muestras pertenecientes a los tramos.

Con estas medias se han realizado análisis factoriales de estas variables y sus matrices de correlación.

ANÁLISIS FACTORIAL

El análisis factorial es una técnica destinada a reducir la dimensión de un conjunto de n variables aleatorias, expresándolas según un modelo lineal, en función de un número inferior de variables hipotéticas llamadas factores comunes, que se consideran causas que influyen en las n variables (Cuadras 1973).

Cada variable puede entonces explicarse por los factores comunes que influyen también en las demás variables, y un factor único intrínseco a la variable, que representa la parte de variabilidad no explicada por los factores comunes.

El problema matemático de análisis factorial consiste en determinar el número de factores comunes incorrelacionados entre sí, y los coeficientes multiplicativos de los factores comunes.

Entre las múltiples obras que abordan los aspectos matemáticos del análisis factorial, cabe citar a Kendall (1961), Seal (1964) y Dagnelie (1975).

El aspecto no matemático del análisis factorial es la búsqueda de interpretación para los factores comunes, por medio de los coeficientes que los ligan linealmente a las variables, y que representan causas que influyen en la variabilidad de las variables.

Tabla 1a

CUADRO GEOQUIMICO DE SINTESIS

Unidad	Tamaño	Substrato	Alternancia	Clase taxon. lit.	10 ⁶ Na/Ca	10 ⁶ K/Ca	10 ⁶ Sr/Ca	10 ⁶ Mg/Ca	10 ⁶ Ba/Ca	K ppm.	Mn ppm.	Zn ppm.	Fe ppm.	Sr ppm.	Ni ppm.	Ca ppm.																		
S-II					1 21	4 133,92 19,08	68,13 34,67	5,94 11,17	1,84 0,36	14,52 5,83	5,61 2,89	6,40 2,55	798,20 316,17	1072,20 631,14	149,19 15,29	45,89 9,88	3730,44 1705,97	1515,07 936,67	1026,61 506,94	25,81 5,60														
S-I					2 36	7 31,93 10,53	17,70 10,58	5,17 1,47	1,20 0,24	3,42 0,79	1,60 0,13	4,21 1,69	610,74 286,35	444,45 245,39	134,53 43,41	30,78 5,05	879,29 197,32	412,52 50,70	1070,62 404,34	25,80 1,61														
C-III					3 9	18,79 14,77	11,50 6,24	4,22 1,19	0,82 0,26	7,11 6,33	1,38 0,10	5,45 2,25	495,87 372,72	306,61 155,20	112,83 28,07	21,93 5,92	1847,41 1591,64	371,62 25,05	1439,00 5070,85	27,04 2,41														
C-II a					6 15	15,08 13,39	9,50 6,12	3,68 1,30	0,72 0,24	5,52 5,89	1,31 0,13	4,48 2,40	413,32 330,82	263,35 146,45	103,73 27,29	20,39 5,41	1482,36 1423,83	379,45 24,59	12299,51 5308,81	29,15 3,89														
C-II b					4 6	6,73 0,97	5,00 2,70	2,47 0,34	0,30 0,03	1,95 0,81	1,17 0,06	2,29 0,65	223,45 90,96	170,51 93,56	83,23 8,29	16,93 0,82	681,00 277,76	396,06 13,61	1998,00 1887,36	33,89 1,38														
C-I					5 9	3 6,19 0,72	3,66 0,59	3,51 0,06	0,47 0,04	2,34 1,11	1,25 0,03	3,36 0,85	215,87 27,65	127,51 21,00	87,55 1,69	16,24 1,28	802,20 364,39	435,99 14,88	11645,40 2855,32	34,87 1,28														
C-I a					6 50	10 4,77 1,73	2,20 0,48	2,12 0,26	0,59 0,03	3,30 0,97	0,84 0,14	0,64 0,35	169,97 61,28	78,41 18,19	75,59 8,60	21,07 1,22	1178,14	346,84	300,42	46,06	2258,08	1134,47	35,72	1,01										
C-I b					7 52	9 1,92 0,22	2,63 1,00	2,95 0,61	0,58 0,06	5,96 2,77	0,83 0,29	0,46 0,06	72,80 8,49	99,78 37,70	111,99 22,54	21,87 2,14	2758,43	1042,85	313,28	109,74	1759,96	236,61	37,93	0,35										
C-I c					8 34	7 3,22 1,09	1,89 0,19	4,87 2,26	0,56 0,06	1,56 0,25	2,08 0,32	0,53 0,06	119,58 38,41	70,42 8,60	181,59 85,93	20,76 2,17	579,58	88,16	782,27	193,13	1957,97	222,96	37,25	0,65										
C-I d					2 5	1 6,80	6,10	3,70	0,69	6,91	0,90	0,66	232,76	208,00	128,29	23,73	2333,91	309,29			2278,99		34,05											
C-I e					9 219	14 89,19 34,55	16,91 5,64	5,27 1,72	2,88 0,78	11,28 5,04	3,28 0,59	5,76 2,30	1021,31 663,22	386,37 101,32	124,18 33,34	67,69 11,40	2653,43	1040,05	780,96	122,23	13315,07	3780,36	74,74	3,68										
C-II b					10 400	5 7 7,82 2,36	1,65 0,82	0,81 0,22	0,57 0,05	0,51 0,27	3,47 0,82	2,35 1,03	279,56 66,47	58,45 28,33	28,84 6,53	181,77	91,91	1259,58	323,97	8367,00	3184,31	36,15	1,79											
C-II c					6 21	2,80	1,10	0,75	0,67	0,19	0,51	0,68	0,36	0,26	3,17	0,92	2,36	0,76	226,33	93,70	39,73	24,99	26,71	13,38	18,71	2,63	130,59	90,91	1171,60	342,57	8661,00	2476,42	36,93	1,45
C-II d					5 6	25 2,47	0,85	0,20	0,54	0,07	0,48	0,06	0,75	0,21	3,04	0,86	2,59	0,45	231,52	90,70	31,49	7,24	20,15	2,13	17,91	2,22	139,38	77,17	1130,11	361,81	9416,00	1696,32	37,06	0,59
C-II e					4 3	34 1,74	0,45	0,21	0,58	0,06	0,42	0,03	0,12	0,05	2,81	1,10	2,03	0,52	327,04	65,91	17,25	7,90	22,18	2,14	16,14	1,04	45,79	17,88	1069,48	408,23	782,00	1928,29	38,13	0,56
C-II f					3 39	4 1,77 0,40	0,27 0,13	0,58 0,06	0,33 0,01	0,13 0,14	1,31 0,35	0,88 0,36	69,06 15,56	10,34 5,20	17,90 1,45	13,04 0,28	46,68	53,25	511,25	136,05	3423,10	1379,57	38,92	0,24										
C-II g					6 14	75 3 3,32 1,81	0,79 0,39	0,57 0,13	0,40 0,08	0,17 0,15	1,93 1,08	1,84 1,09	101,52 57,61	24,14 14,22	19,87 3,61	14,99 2,70	63,65	55,50	776,97	393,29	8857,13	3916,56	37,89	1,28										
C-II h					15 176	5 17 1,72 0,42	0,20 0,61	0,57 0,14	0,43 0,03	0,22 0,09	1,79 0,32	0,74 0,32	65,74 13,38	24,86 15,21	21,76 4,79	16,59 1,16	82,40	35,71	299,96	76,61	2810,99	1185,01	38,38	0,70										
C-I					16 92	8 2,01 0,44	1,20 0,53	0,61 0,09	0,44 0,04	0,29 0,16	0,83 0,21	0,79 0,40	69,36 16,23	32,91 18,70	22,28 4,33	16,87 1,36	110,63	61,73	335,02	93,59	3179,50	1366,24	39,25	0,65										
C-I a					16 92	8 2,01 0,44	1,20 0,53	0,61 0,09	0,46 0,06	0,44 0,16	0,92 0,19	0,91 0,54	76,98 16,25	45,77 19,81	23,37 3,13	17,47 1,16	170,61	64,07	353,24	67,99	3460,96	2011,41	38,36	0,68										

Tabla 1b

CUADRO QUIMICO DE SINTESIS

Detalle	Unidad	Tiempo	Substrato	Atenuación	Cálculo de densidad	10 ⁴ Mo/Ca		10 ⁴ Ni/Ca		10 ⁴ Zn/Ca		10 ³ Sr/Ca		10 ² Mg/Ca		Na ppm.		K ppm.		Ni ppm.		Zn ppm.		Fe ppm.		Sr ppm.		Mg ppm.		Ca ppm.			
						X	O	X	O	X	O	X	O	X	O	X	O	X	O	X	O	X	O	X	O	X	O	X	O	X	O	X	O
17	T	P-I				13	10.55	1.94	5.32	1.20	2.90	0.56	5.78	1.32	266.55	43.40	307.01	62.60	133.64	20.62	73.56	16.91	42765.53	693.03	712.26	163.45	14624.32	3374.72	25.40	1.84			
18	R	P-IV				17	25.6	1.36	1.97	0.70	0.66	0.11	3.84	1.28	236.97	36.58	116.83	40.75	116.83	15.98	22.40	1.74	1282.27	292.51	1016.25	109.96	8833.64	4610.50	33.87	2.92			
19	A	P-III				19	43.9	1.9	7.62	1.82	3.14	0.69	5.69	1.41	261.72	42.33	100.13	30.55	108.82	21.68	22.40	1.30	1970.53	446.63	648.41	209.48	6877.32	2129.35	34.82	2.52			
20	R	P-II				20	23.6	4.59	4.15	1.52	0.54	0.05	2.94	0.30	202.76	33.87	54.77	6.71	158.15	58.00	20.56	1.77	1119.67	192.01	364.58	18.78	4351.40	845.87	38.07	0.14			
21	A	P-I				21	15	6.75	2.25	0.98	2.01	0.30	1.91	0.22	256.65	67.23	85.41	37.19	76.48	11.13	22.19	2.26	725.50	177.50	433.53	30.83	585.96	2983.73	38.04	0.40			
22	R	P-I				22	33.85	6.86	0.93	2.00	0.67	1.86	0.38	2.94	0.91	237.66	33.16	74.99	24.16	70.00	13.89	22.44	1.09	1100.67	323.07	694.52	112.54	6415.37	2530.15	37.63	0.76		
23	A	P-I				23	40	7	7.03	1.82	2.46	1.36	3.14	1.41	364.82	63.12	95.06	48.97	55.52	11.17	23.59	2.19	1178.36	505.42	830.80	65.29	7126.99	4250.12	37.83	0.94			
24	O	P-I				24	36	7	16.50	14.77	8.45	2.85	6.17	1.79	469.61	619.84	242.87	60.24	206.78	14.95	77.46	7.16	1784.40	455.50	974.04	170.84	5336.48	488.07	29.28	3.39			
25	A	P-I				25	83.3	18	2.26	2.23	4.95	1.36	3.85	0.80	222.59	76.86	173.00	45.00	85.93	10.11	17.55	1.85	1365.16	252.01	646.12	81.39	6276.49	2093.01	35.11	1.30			
26	A	P-I				26	4	1.54	10.58	4.19	1.24	2.27	0.51	3.69	0.81	407.00	359.50	149.52	39.78	81.57	18.40	16.89	2.74	1319.34	254.43	397.98	30.45	4938.32	2425.63	35.88	1.02		
27	A	P-I				27	34.5	8.56	1.96	3.89	0.88	2.28	0.34	3.72	0.75	335.47	244.23	139.88	28.35	80.35	12.85	17.88	4.39	1277.03	246.23	337.46	36.30	6057.68	2165.50	35.17	1.11		
28	Z	P-I				28	221	7	6.28	4.15	3.86	0.84	2.49	0.28	287.77	151.66	133.45	19.28	79.54	9.60	17.04	1.90	1282.16	260.68	390.44	42.29	6670.78	1791.72	34.71	0.97			
29	A	P-I				29	5	6.93	0.69	7.68	0.94	3.69	0.99	18.54	6.73	944.40	723.30	493.78	168.79	216.85	60.72	43.94	5.12	4294.41	1218.85	397.64	55.60	5912.76	1281.27	23.69	1.38		
30	R	P-I				30	10	25.5	8.05	15.69	10.35	5.96	1.67	6.44	3.33	230.77	16.57	256.99	36.22	116.88	36.39	44.35	7.73	2200.48	989.34	428.07	81.35	5970.20	900.98	33.42	1.88		
31	R	P-I				31	14	25.3	3.59	4.99	1.99	0.93	2.28	0.42	303.24	239.96	501.07	210.97	103.00	40.09	43.42	3.69	1531.91	187.21	443.89	61.61	6623.28	1390.00	25.00	0.78			
32	M	P-I				32	18.5	2.78	0.63	1.29	0.75	0.62	0.21	2.07	0.27	91.57	18.77	74.16	33.63	75.71	20.21	21.04	0.96	775.04	351.85	381.95	21.58	3919.14	297.08	37.53	0.71		
33	M	P-I				33	140.5	17	2.13	1.02	1.43	0.79	0.38	1.12	0.12	42.05	26.42	20.33	3.50	20.00	0.91	125.99	54.10	179.65	44.18	2069.35	685.26	33.43	4.40				
34	M	P-I				34	28.5	4	3.27	1.32	3.46	1.54	0.87	0.45	97.78	28.26	108.75	30.34	25.55	9.37	17.68	1.10	187.12	122.98	608.46	190.69	3609.69	2066.22	37.71	1.84			
35	M	P-I				35	195.6	108	2.15	0.72	1.94	1.24	1.09	0.32	84.00	1.02	148.20	0.27	16.08	3.49	18.81	2.43	128.44	71.67	282.51	62.86	12027.80	7970.78	31.00	4.23			
36	M	P-I				36	4.3	3.55	2.06	1.78	1.49	0.65	0.24	0.54	0.28	65.80	22.48	57.74	36.45	33.14	7.49	17.88	1.71	236.63	330.39	148.35	63.87	4022.44	2361.77	30.87	2.75		
37	M	P-I				37	46	11	2.71	3.43	2.75	0.79	0.45	0.49	128.68	65.75	63.72	49.13	24.00	2.99	17.80	1.90	221.92	115.88	649.35	131.75	3968.44	992.11	37.19	2.55			



Tabla 1c

CUADRO GEOQUÍMICO DE SÍNTESIS

Zona	Unidad	Tramo	Subtramo	Alternancia	Cava Tiempos	Potencia	10 ⁶ Na/Ca		10 ⁶ K/Ca		10 ⁶ Mg/Ca		10 ⁶ Sr/Ca		10 ⁶ Ba/Ca		10 ⁶ Zn/Ca		10 ⁶ Fe/Ca		10 ⁶ Sr ppm.		10 ⁶ Hg ppm.		Ca														
							X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ	X	σ							
CASTILLA	M	B-III			38	2	1	6.52	3.85	2.38	0.88	3.12	223.46	132.00	81.60	21.08	1406.95	304.61	10688.49	34.24																			
							2	5.63	2.51	1.84	0.74	1.57	0.17	0.53	0.04	0.83	0.33	0.71	0.12	0.49	0.15	207.20	95.87	70.12	27.82	59.86	6.61	20.40	1.26	314.69	126.07	1878.65	577.52	38.21	0.26				
							3	5.65	0.56	1.41	0.13	1.69	0.71	0.53	0.04	0.75	0.30	0.90	0.09	0.60	0.06	308.95	23.26	52.04	4.97	62.30	25.82	18.75	1.59	277.21	106.71	331.98	31.21	2211.27	218.65	36.94	0.44		
							40	25	12	15.22	7.45	11.12	4.71	4.14	0.93	2.61	0.38	6.65	2.02	2.43	0.48	378.13	173.34	282.44	106.60	106.59	20.39	67.41	7.41	1715.35	503.25	688.72	116.60	10850.71	2905.58	76.03	1.90		
VINALOPÓ	M	B-I			41	4	8	6.37	5.28	4.26	2.81	2.78	1.12	0.63	0.16	6.09	2.98	1.15	0.13	3.73	1.35	263.43	146.99	137.63	90.41	90.77	40.60	20.24	3.05	1938.25	891.21	373.95	42.84	1871.01	4235.18	32.62	2.39		
							6	3.63	0.97	2.24	0.89	0.72	0.23	0.65	0.06	1.37	1.20	0.69	0.12	1.27	0.33	140.03	38.56	85.64	32.12	27.61	8.43	17.21	2.02	322.49	444.93	365.41	40.44	4869.67	1216.24	38.31	0.71		
							43	132	200	4.88	11.77	6.37	4.17	2.19	0.45	0.68	0.09	4.57	1.94	1.26	0.17	3.57	0.56	509.34	401.17	218.23	162.60	75.16	13.68	23.16	2.84	1365.21	662.14	426.63	51.53	12246.19	1898.57	34.36	1.04
							44	53.5	1172.94	64.98	17.83	9.89	3.13	0.48	0.72	0.09	8.26	1.50	1.50	0.47	2.82	0.62	2420.25	2062.88	602.99	331.63	106.11	21.95	24.37	2.53	2800.94	455.72	516.12	145.54	9854.40	2039.87	34.01	1.24	
MONTALEGRE	C	B-I			27.5	5	1	1.36	0.56	3.33	1.49	1.37	0.15	0.64	0.10	2.06	1.47	0.38	0.09	0.47	0.12	39.21	17.65	95.38	47.40	38.89	4.83	18.05	7.59	579.33	404.19	107.81	28.11	1562.15	387.37	28.56	2.74		
							47	9	1	1																													

Como modelo concreto se ha utilizado el Programa BMD O3M en su versión del 30 de Octubre de 1974, de la colección Biomedical Computer Programs UCLA 1973, a la que la Red de Usuarios externos del C.P.D. del MEC tiene acceso.

Los análisis factoriales se hicieron pues sobre 38 ó 45 poblaciones. Fueron once las variables analizadas: fracción gruesa, fracción fina, residuo insoluble total (fr. gruesa + fr. fina), sodio, potasio, manganeso, zinc, hierro, estroncio, magnesio y calcio.

También se ha realizado un análisis, considerando sólo nueve variables; fueron eliminados el r. insoluble total, que de alguna forma estaba contenido en la fracción gruesa y en la fracción fina, y el calcio por su excesivo peso, a fin de que las relaciones entre las nueve variables restantes se pusieran mejor de manifiesto.

En las gráficas de los ejes de coordenadas principales se observa como en la figura 1 el Eje I se define por el Ca que se opone al R.I. fundamentalmente, así como a la fracción fina y en general a todos los oligoelementos excepto el Sr. Este último elemento define bien el Eje II, oponiéndose a la fracción gruesa (análisis factorial para 45 tramos y 11 variables).

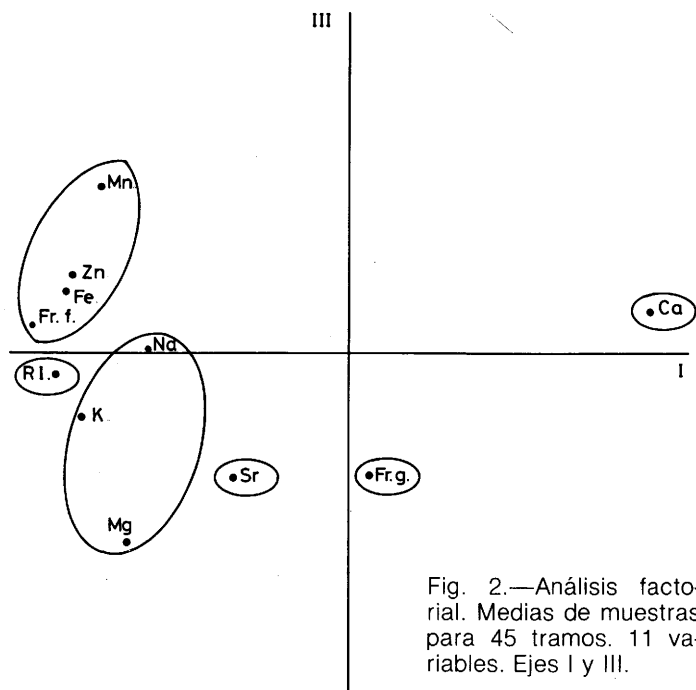
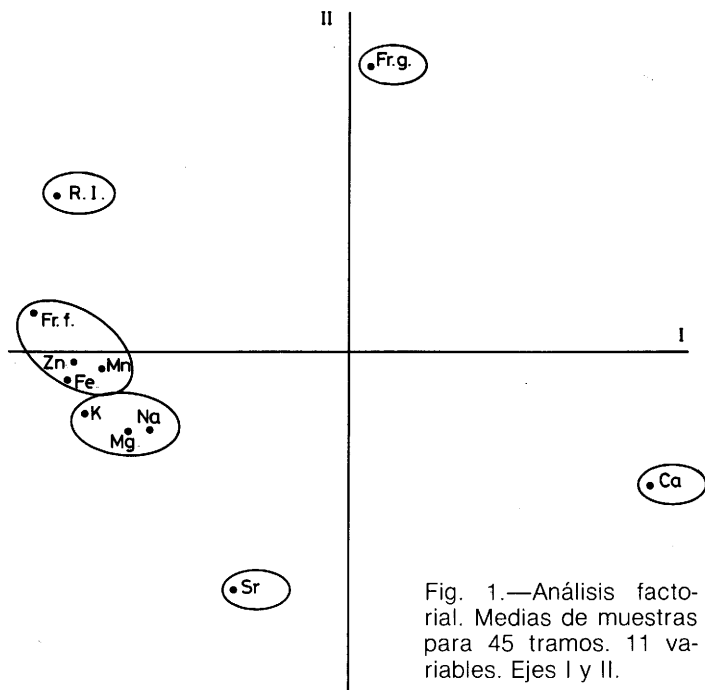
Se puede observar además dos grupos de variables que mantienen entre sí una determinada afinidad. Uno de estos grupos está formado por fracción fina, manganeso, zinc y hierro; el otro por sodio, potasio y magnesio.

Estos dos grupos, presentes en todos los análisis, se pueden apreciar mejor combinando los Ejes, I, II y III es decir, observando las figuras 1 y 2.

En los análisis con nueve variables (sin Ca y R.I.) el Eje I lo define el zinc y la fracción fina y el II la fracción gruesa y el estroncio contra-puesto; los dos grupos de elementos antes mencionados se siguen manteniendo.

El análisis factorial para 38 tramos da una estructura prácticamente igual que el efectuado para 45.

En resumen, podemos decir que:



1. El Eje II se define por el estroncio y la fr. gruesa en posiciones opuestas.
2. Cuando utilizamos 11 variables, el Eje I lo define el calcio que se opone a todas las otras variables (excepto Sr y fr. gruesa).
3. La fracción fina, Mn, Zn y Fe forman un grupo afín de variables. Otro grupo es el formado por Na, K y Mg.
4. En el análisis factorial con 9 variables (sin R.I. total y sin Ca), el Eje I lo define el Zn y la fr. fina, el Eje II la fr. gruesa contrapuesta al estroncio.

ESTRONCIO

En conjunto, el estroncio presenta unas correlaciones significativas con la fracción gruesa, potasio y magnesio. Las correlaciones son menores con el manganeso, hierro y fracción fina, pudiendo en este caso no tener significación para algunos de los análisis efectuados. No son significativas las correlaciones con el sodio y con el calcio. (Ver tabla 2).

ESTRONCIO-FRACCIÓN GRUESA

La correlación entre el estroncio y la fracción gruesa, efectuada para las medias de las muestras agrupadas en 38 tramos, es de -0.38 ($p < 0.05$); cuando las muestras se las agrupa en 45 tramos, el coeficiente es de -0.402 ($p < 0.01$) (fig. 3).

TABLA N.º 2 COEFICIENTES DE CORRELACION DEL Sr

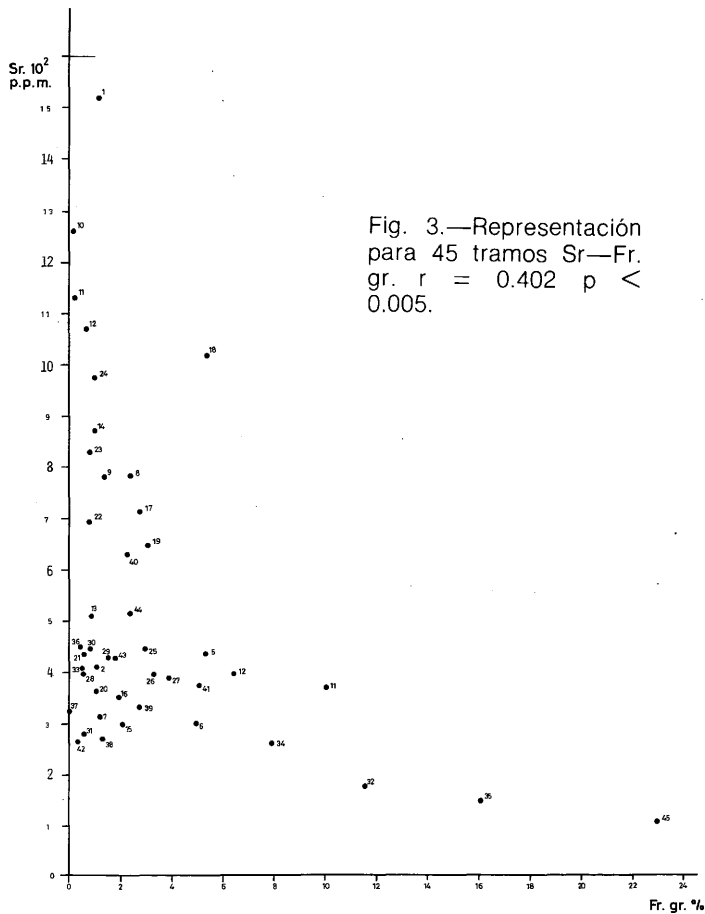
N.º Tramos	Sr-F.gr.	Sr-F.f.	Sr-R.I.	Sr-Na	Sr-K	Sr-Mn	Sr-Zn	Sr-Fe	Sr-Mg	Sr-Ca
38	-0.388	0.323	n.s.	n.s.	0.535	n.s.	0.427	0.350	0.491	n.s.
45	-0.402	n.s.	n.s.	n.s.	0.450	n.s.	0.323	n.s.	0.475	n.s.

N.º tramos	10^3 Sr/Ca-Fr. gr.	10^3 Sr/Ca-Fr. f.	10^3 Sr/Ca-R. I.	10^3 Sr/Ca- 10^4 Na/Ca	10^3 Sr/Ca- 10^4 K/Ca	10^3 Sr/Ca- 10^4 Mn/Ca	10^3 Sr/Ca- 10^4 Zn/Ca	10^3 Sr/Ca- 10^3 Fe/Ca	10^3 Sr/Ca- 10^2 Mg/Ca
38	-0.332	0.550	0.388	n.s.	0.703	0.514	0.614	0.552	0.651
45	-0.347	0.472	0.305	n.s.	0.619	0.404	0.537	0.451	0.614

n.s. = no significativo al 95 %.

Si el estroncio como parece, se sustituye en la red del carbonato cálcico, podría pensarse que a mayor cantidad de carbonato cálcico, mayor cantidad de estroncio, con lo que la correlación negativa entre el estroncio y la fracción gruesa sería una consecuencia directa. Para eliminar este efecto, hemos calculado el índice 10^3 Sr/Ca , lo que hace independiente el estroncio del calcio de la muestra, y hemos correlacionado este índice con la fracción gruesa, obteniendo un $r = 0.332$ ($p < 0.05$) para las medias de muestras en 38 tramos y un $r = 0.347$ ($p < 0.02$) para media de muestras en 45 tramos.

El logaritmo de 10^3 Sr/Ca para medias de muestras en 45 tramos correlacionado con la fracción gruesa, nos da un $r = 0.510$ ($p < 0.01$), es decir, mejora la correlación y su significación.



Con objeto de eliminar los posibles errores que hubiera en la valoración de tramos con muy poca cantidad de fracción gruesa (posibles errores en el pesaje, etc.) hemos correlacionado 10^3 Sr/Ca contra la fracción gruesa, de tramos con más de 2% de fracción gruesa, que han resultado ser 17 tramos calcareníticos (quedan eliminados fundamentalmente los tramos calcilitíticos), dándonos un $r = 0.524$ ($p < 0.02$).

De las unidades estudiadas, es la M (calizas bioclásticas) de la serie de la Umbría en la que encontramos más fracción gruesa. De esta unidad hemos tomado todos los subtramos excepto el M-IV b del techo de la unidad, que es de transición hacia la unidad Z (margas). La correlación para ellas entre el estroncio - fracción gruesa es de -0.070 ($p < 0.001$) y entre 10^3 Sr/Ca — fracción gruesa de -0.63 ($p < 0.001$).

DISCUSIÓN

Veizer y Demovic (1973) encuentran una correlación negativa entre el estroncio y el residuo insoluble. Para estos autores (1974) la cantidad de estroncio es función del tipo de facies e independiente del residuo insoluble, fracción arcilla, permeabilidad, porosidad, neomorfismo, textura, dolomitización, composición esquelética, etc., aunque estas variables pueden intervenir pero dentro del mismo tipo de facies.

Para Veizer y Demovic (1973) el Sr se distribuye bimodalmente; discuten la posibilidad de que este fenómeno se deba a dos tipos de fluidos diagenéticos: a) aguas continentales y b) aguas marinas (Kinsman, 1969), apuntando una explicación alternativa para esta agrupación bimodal; para estos autores, la bimodalidad estaría heredada de los sedimentos originales y preservada a pesar de la repartición diagenética. Esta solución la relacionan con la mineralogía inicial: aragonito o calcita; esta idea es estudiada más ampliamente por Veizer (1977).

Veizer y Demovic (1974) y Veizer (1977) atribuyen esta bimodalidad a un control por facies. El grupo de muestras con altas concentraciones de estroncio correspondería a facies hipersalinas, calizas negras (falta de oxígeno) y calizas de aguas profundas (deepsea), mientras que los grupos con concentraciones de estroncio más bajas corresponderían a facies de calizas recifales detríticas, neríticas y calizas pelágicas someras.

Para estos autores, la relación Sr/Ca depende del tipo de facies; ahora bien, dentro de una misma población de muestras, otras causas

pueden ser las responsables de la variación del estroncio. Así, si hay dolomitización, el estroncio disminuye (Veizer y Demovic, 1974 y Al-Hashimi, 1976), sugiriendo que a más dolomitización el estroncio es progresivamente removido (correlación negativa).

El estroncio puede ser también un buen indicador de paleoambientes, ya que no es afectada la relación Sr/Ca en la diagénesis temprana (Lorens, Williams y Bender, 1977) de esqueletos de calcita de foraminíferos planctónicos.

El contenido en estroncio depende del tipo de facies también para Prasada y Naqvi (1977), así como para Renard (1975). Este último interpreta el contenido de estroncio como un indicador de paleosalinidades y por tanto, de la marinidad y continentalidad del medio; a un aumento del estroncio le correspondería un medio más marino; a una disminución, un medio más continental (dulceacuícola).

La pérdida de contenido de estroncio con el tiempo, está bastante bien establecida; algunos trabajos, especialmente demuestran este hecho: Kahle (1965), Veizer (1977) y Vinogradov y al. (1952).

Esta pérdida es cifrada por Veizer (1977) en un factor de 10 para sedimentos originalmente formado por aragonitos o calcita de alto magnesio, e igual o menor de 5 para sedimentos a base de calcita de bajo magnesio.

Parece establecido que el aragonito y la calcita de alto magnesio se produzcan en ambientes de plataforma, y que la calcita de bajo Mg en facies marinas con abundancia de foraminíferos planctónicos. Según los trabajos de Kinsman (1969), la cantidad de estroncio que precipita es inversamente proporcional a la temperatura; por otra parte, el estroncio no es muy sensible a precipitar en mayor abundancia en presencia de otros iones; sin embargo, la presencia de sulfatos hace aumentar esta cantidad ligeramente. Mackenzie (1964) encontraba que el valor máximo de estroncio le coincidía con un mínimo de oxígeno, en el Sureste de Bermudas.

La cantidad de estroncio en calcitas esqueléticas de globigerinas actuales, se ha estimado en 1.100 p.p.m.; la cantidad de estroncio en aragonito de corales se estima de 7.700 a 8.500 p.p.m.; en algas de 7.900 a 8.740; en oolitos marinos de 9.800 a 10.190. Para capas de aragonito

y de calcita del mismo caparazón, se encuentra una concentración de 8.000 a 8.500 p.p.m. de estroncio y 1.000 a 1.200 p.p.m. de estroncio respectivamente.

Hay pues una diferencia de 8 a 1 entre el estroncio contenido en el aragonito, del contenido en la calcita.

Sin embargo, la importancia relativa de la calcita de alto magnesio versus aragonito, en sedimentos marinos recientes, no está clara. Veizer y Demovic (1974), después de estudiar a varios autores (Bathurst, 1971; Alexandersson, 1969 y 1972; Ginsburgetal 1971; Friedman 1964; Land y Goreau, 1970); Shin 1969; De Groot, 1969) indica que el aragonito (9.000 p.p.m. de estroncio) sería el mineral dominante en facies de lagoon hipersalinas, y la calcita de alto magnesio, o aragonito de bajo estroncio (1.000 - 2.000 p.p.m. de estroncio) en bancos de algas y facies neríticas y pelágicas someras. La calcita de bajo magnesio (1.000 p.p.m. de estroncio) estaría presente en sedimentos de aguas profundas.

Para estos autores, la calcita de bajo magnesio (estable) no sería apenas alterada por la transformación diagenética, mientras que el aragonito y la calcita de alto magnesio (meta-estable) lo serían fuertemente, para dar calcita de bajo magnesio, removiendo por tanto el estroncio. Así explican la distribución bimodal de sus muestras:

—El grupo de muestras con gran contenido en estroncio estaría formado por muestras pertenecientes a: a) facies hipersalinas de lagoon, con precipitación original de aragonito de alto estroncio; b) facies de aguas marinas profundas, con calcita de bajo magnesio.

—El grupo de bajo contenido en estroncio estaría formado por muestras de facies litorales, neríticas o pelágicas someras con calcita de alto magnesio (o aragonito de bajo estroncio) (meta-estables), en los sedimentos originales y posteriormente estabilizados diagenéticamente.

Estos autores, en su trabajo de 1977, perfilan esta idea admitiendo para el conjunto de alto contenido en estroncio, una removilización de estroncio debido a la estabilización diagenética que disminuye su concentración original en un factor igual o menor de 5.

Para el grupo de bajo contenido de estroncio, una fuerte removilización tendría lugar, disminuyendo la concentración de estroncio en un

factor de 10; además lo caracterizan por una estabilización diagenética de sistema abierto, con alto porcentaje de calcita-esparita, en calizas bihermales o detríticas. Esta estabilización diagenética sería en unos casos debida a aguas meteóricas, y en otros por presiones y temperaturas elevadas (en facies de aguas profundas).

EL ESTRONCIO Y LAS FACIES

En el estudio de los tramos y subtramos del presente trabajo, encontramos que se cumple con bastante fidelidad la repartición del estroncio propuesta por Veizer en sus trabajos: alto contenido en estroncio para facies hipersalinas, calizas negras y calizas de aguas profundas; y bajo contenido en estroncio para calizas recifales detríticas, neríticas y calizas pelágicas someras.

Los tramos con menor cantidad de estroncio pertenecen a calizas bioclásticas, frecuentemente con tamaño grueso de grano (calcarenitas gruesas o calciruditas), cementadas con esparita. Los bioclastos son algas, equinodermos, briozoos y en un tramo fragmentos de corales. Estos tramos son: J-II, M-II, M-III, B-II, M-IV a G-I b, C-I c, C-II a, M-III a y M-I a, y presentan un índice 10^3 Sr/Ca desde 0.38 del primero a 0.86 del último.

Los tramos con mayor cantidad de estroncio corresponden a micritas y biomicritas, con diversos porcentajes de foraminíferos planctónicos y agregados. Estos tramos son: S-II, G-III b, O-I, L-I, P-IV, T-I, G-III (a), G-III a(b) y E-I, con un índice 10^3 Sr/Ca entre 5.61 y 2.43.

Hemos supuesto como hipótesis de trabajo, que la mayor abundancia de cuarzo (fracción gruesa) correspondería a medios con mayor turbulencia, es decir, más energéticos; naturalmente que puede haber otras causas para proporcionar fracción gruesa a un sedimento (proximidad de un área madre, etc.) o incluso medios muy energéticos que carezcan de fracción gruesa. Aceptando en principio esta hipótesis, al estroncio le corresponderían áreas de aguas tranquilas, es decir, más cantidad de estroncio en aguas tranquilas y menos cantidad en aguas turbulentas.

A la pregunta b) del trabajo de Veizer y Demovic (1974), del por qué hay un elemento en el contenido de estroncio en ambas direcciones (mar adentro y hacia la costa) a partir del algal bank, se podría contes-

tar, pensando en una cuestión de energía del medio de sedimentación, energía que actuaría sobre las variables que determinan la formación de una u otra mineralogía, lo que a su vez permitiría una mayor o menor cantidad de estroncio en las redes cristalinas.

Así en efecto, encontramos que si agrupamos los tramos según facies y promediamos las medias de los valores 10^3 Sr/Ca para cada facies, obtenemos una distribución (ver tabla 11) que sería sensiblemente paralela a una representación supuesta que hiciéramos de la energía del medio en término de oleaje, corrientes, etc.

El mínimo del índice 10^3 Sr/Ca se sitúa en facies 6 (Sands on edge of platform) y aumenta a ambos lados de esta facies, en relación justamente contraria a la distribución de energía, que tendría un máximo en la facies 6 y disminuiría tanto a la izquierda como a la derecha de esta facies.

Los valores más altos del índice están en la facies que podemos pensar tiene un mínimo de energía, es decir, facies 1 (Basin); dentro de ella, el máximo del índice 10^3 Sr/Ca se presenta en el tramo S-II que hemos asignado a la facies 1 A (Basin-Evaporitic).

MAGNESIO

El magnesio presenta buena correlación positiva con potasio. Asimismo es buena, aunque negativa con el calcio. También correlaciona significativamente con la fracción fina y con el Fe. Algo menores pero significativas son las correlaciones con el estroncio, sodio y zinc. Por

TABLA N.º 3 COEFICIENTES DE CORRELACION DEL Mg

N.º Tramos	Mg-F.gr.	Mg-F.f.	Mg-R.l.	Mg-Na	Mg-K	Mg-Mn	Mg-Zn	Mg-Fe	Mg-Sr	Mg-Ca
38	n.s.	0.553	0.481	0.412	0.580	n.s.	0.448	0.551	0.491	-0.577
45	n.s.	0.522	0.463	0.409	0.551	n.s.	0.396	0.511	0.475	-0.558

N.º tramos	10^2 Mg/Ca- Fr. gr.	10^2 Mg/Ca- Fr. f.	10^2 Mg/Ca- R. l.	10^2 Mg/Ca- 10^4 Na/Ca	10^2 Mg/Ca- 10^4 K/Ca	10^2 Mg/Ca- 10^4 Mn/Ca	10^2 Mg/Ca- 10^4 Zn/Ca	10^2 Mg/Ca- 10^3 Fe/Ca	10^2 Mg/Ca- 10^3 Sr/Ca
38	n.s.	0.704	0.638	0.383	0.679	0.488	0.627	0.658	0.651
45	n.s.	0.686	0.634	0.399	0.665	0.490	0.607	0.643	0.614

n.s. = no significativo al 95 %.

último, la correlación con el manganeso no es significativa en los análisis de valores absolutos de magnesio y manganeso. (Tabla 3).

MAGNESIO-ESTRONCIO

La correlación entre estos dos elementos es negativa para Mitchell (1956), así como para Veevers (1969), que estudia 103 muestras de calizas (incluyendo dolomitizaciones) y Jorgensen (1975). Negativa es también la correlación para Selim y Duff (1974) en un trabajo sobre carbonatos (calizas y dolomías). Aunque Veizer y Demovic (1974) dejen el estroncio como carácter de la facies (no directamente dependiente de un factor concreto), admiten que puede variar dentro de un grupo de muestras de la misma facies en caso de dolomitización, y así encuentran correlación negativa entre el estroncio y el magnesio, para una determinada población. Así pues, establecen que a mayor dolomitización, menor cantidad de estroncio. Igualmente, Al-Hashimi (1976), encuentra correspondencia negativa cuando la dolomitización tiene lugar.

Sin embargo, Dood (1967) encuentra correlación positiva para esqueletos de invertebrados actuales de calcita, así como para esqueletos de aragonito. Liesser (1973) encuentra que tanto el magnesio como el estroncio son directamente proporcionales a la cantidad de esqueletos o fracciones de los mismos que se encuentran presentes en el sedimento.

Veizer y Vendt (1976), presentan un gráfico del que se deduce correlación negativa para escleroesponjas triásicas, y positiva para pharetrónidos jurásicos y cretácicos.

Renard (1974) considera que la acción depresiva del magnesio frente al estroncio, no es importante para una facies carbonatada de la cuenca de París, obteniendo una curva de contenido en magnesio, sensiblemente paralela a la del estroncio.

Wagner, Steele y Zachry (1975), obtienen una correlación claramente positiva entre estos dos elementos, para calizas pensilvanienses y misisipienses del Noroeste de Arkansas.

El control físico-químico y bioquímico del estroncio y del magnesio ha sido resumido por Bathurst (1971) y Milliman (1974). Jorgensen (1975) destaca los aspectos más relevantes de estos controles.

Tres factores parecen controlar la presencia de estos dos elementos en los carbonatos esqueléticos: a) factores físico-químicos; b) factores fisiológicos; c) factores del medio ambiente.

La mineralogía del esqueleto del organismo aragonito o calcita, parece ser una de las causas más importantes en la mayor o menor cantidad de estroncio o de magnesio que sustituya al calcio en la red cristalina.

El aragonito podría contener desde menos de 0.1% de magnesio (aragonito de bajo magnesio) hasta más de 1% de magnesio (aragonito de alto magnesio) (Friedman 1968 a). La calcita de bajo magnesio contendría hasta 7.2% de magnesio, mientras la calcita de alto magnesio hasta 40.8% (Boggild 1930).

El aragonito admitiría fácil sustitución del calcio por el estroncio, y difícil en la calcita; lo contrario que el magnesio, que se sustituiría fácilmente por el calcio de la calcita, originando calcita de alto magnesio, y difícil sustitución en el aragonito (Fairbridge 1957).

Ambos elementos están afectados por la temperatura del medio. Kinsmann y Holand (1969) encuentran una correlación inversa entre Sr/Mg y la temperatura, y para algunos autores, ambos serían afectados directamente por la salinidad (Renard, 1975). Asimismo, los factores fisiológicos (genéticos) pueden ser los responsables de diferencias en el contenido de estos elementos en especies diferentes.

Los procesos diagenéticos y en especial la dolomitización, afectan al contenido original de estos elementos en el sedimento. Varios autores, Veevers (1969), Selin y Duff (1974), Veizer y Demovic (1974), Al-Hashimi (1976) y otros, parecen estar de acuerdo en que la invasión de magnesio provoca la salida del estroncio de la red del carbonato.

En el estudio actual del problema, no nos atrevemos a intentar una explicación coherente, que discierna entre los resultados de los trabajos que encuentran correlaciones positivas entre el estroncio y el magnesio, para rocas carbonatadas antiguas sin dolomitizar, y los que las encuentran negativas.

Creemos que es necesaria más investigación en este sentido.

En nuestro trabajo hemos encontrado correlación positiva $r = 0.491$

($p < 0.005$) para el grupo de 38 tramos, y 0.475 ($p < 0.001$) para el de 45. La comparación entre los índices 10^3 Sr/Ca y 10^2 Mg/Ca , nos dio una correlación de $r = 0.651$ ($p < 0.001$) para el grupo de 38 tramos y $r = 0.614$ ($p < 0.001$) para el de 45 (fig. 4).

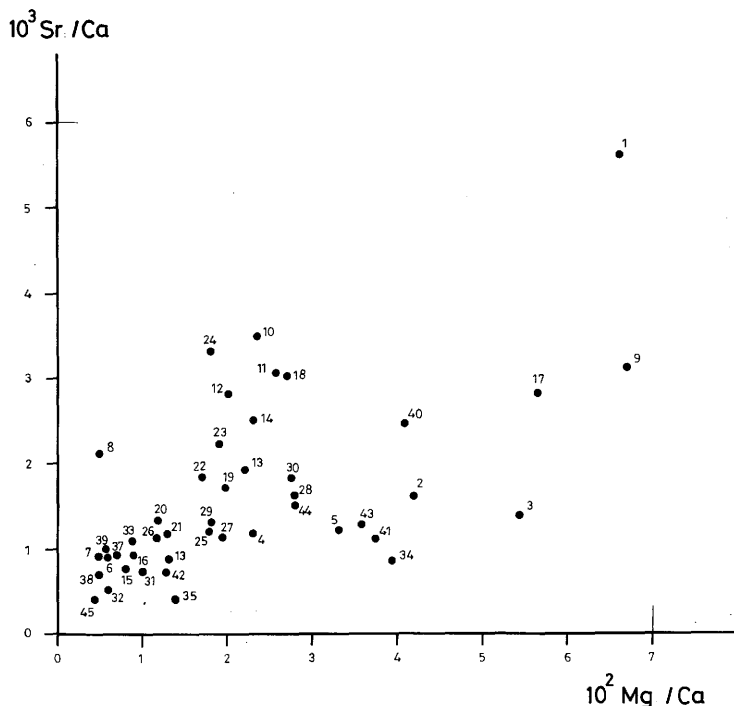


Fig. 4.—Representación para 45 tramos $10^3 \text{ Sr/Ca} - 10^2 \text{ Mg/Ca}$. $r = 0.614$ $p < 0.001$.

Además, hemos estudiado las unidades de las series individualmente, encontrando un $r = 0.675$ ($p < 0.001$) para la Unidad G de 43 muestras; $r = 0.349$ ($p < 0.05$) para la Unidad P de 37 muestras; $r = 0.0667$ ($p < 0.005$) para la Unidad J de 14 muestras. El resto de unidades presentaban coeficientes de menor significación o no significativos, pero normalmente positivos. Los tramos donde se encontraron coeficientes negativos no eran significativos.

MAGNESIO - RESIDUO INSOLUBLE

Varios autores han estudiado la relación del residuo insoluble, con el total de magnesio contenido en rocas carbonatadas, así como la con-

tribución de los minerales de arcilla, a la cantidad de magnesio obtenida en la fracción soluble de los carbonatos.

Fairbrige (1957), en una secuencia del Ordovico de Harrisburg Pa. consistente en una rítmica alternancia de calizas y dolomías, encuentra a estas últimas asociadas al residuo insoluble. Veevers (1969) en calizas devónicas y carboníferas del Noroeste de Australia, obtiene una correlación directa entre el residuo insoluble y el magnesio de la fracción soluble. Veizer y Demovic (1973) en carbonatos del Mesozóico de los Cárpatos, obtienen significantes correlaciones positivas entre el magnesio y el residuo insoluble, sugiriendo que los minerales de arcilla de éste, concentran magnesio, el cual es emitido posteriormente durante la diagénesis, desempeñando un posible papel en la formación de dolomitas; semejantes resultados obtiene Mitchell (1956). Folk (1974) asigna también a los minerales de arcilla una función de captadores y almacenes de magnesio.

Seling y Duff (1974) por el contrario, obtienen correlaciones no significativas entre el magnesio y el residuo insoluble, para carbonatos carboníferos de Escocia (calizas y dolomías con un 5% de residuo insoluble, la mayor parte de él arcilloso), por lo que no creen que los minerales de arcilla contribuyan de alguna forma al magnesio de los carbonatos.

En el presente trabajo, se han estudiado las relaciones entre el magnesio con el residuo insoluble, la fracción fina del mismo (arcilla) y con la relación 10^2 Mg/Ca.

La correlación con el total de residuo insoluble no tiene mucho sentido, ya que incluye la fracción gruesa (cuarzo fundamentalmente) y la fracción fina (mineral de arcilla fundamentalmente), sin embargo, la incluimos ya que muchos autores no separan estas dos fracciones; de esta forma se facilita un estudio comparativo.

El magnesio no correlaciona significativamente con el residuo insoluble para el conjunto de 38 y de 45 muestras (0.481, $p < 0.005$, y 0.463, $p < 0.005$ respectivamente), y una mejor con la fracción fina de este residuo (0.553, $p < 0.001$ y 0.522, $p < 0.001$).

La relación 10^2 Mg/Ca con la fracción fina en el conjunto de 38 tramos y subtramos, da una correlación muy alta con el residuo insoluble (0.638, $p < 0.001$), y aun más con la fracción fina del mismo (0.704,

$p < 0.001$) para 10^2 Mg/Ca-R.I., y de 0.686 ($p < 0.001$) para 10^2 Mg/Ca fracción fina.

Además de estas relaciones entre todas las muestras agrupadas por tramos, la correlación entre el magnesio y la fracción fina se muestra consistente para grupos de muestras examinadas por unidades. Si consideramos las unidades con un número de muestras elevado, con lo que tendremos mayor fiabilidad en las correlaciones (unidades con más de 15 muestras), obtenemos: Unidad M (93 muestras) $r = 0.401$ ($p < 0.001$); Unidad G (51 muestras) $r = 0.401$ ($p < 0.001$); Unidad H (50 muestras) $r = 0.266$ ($p < 0.1$); Unidad C (43 muestras) $r = 0.623$ ($p < 0.001$); Unidad P (37 muestras) $r = 0.383$ ($p < 0.002$); Unidad A (28 muestras) $r =$ no significativo; Unidad B (16 muestras) $r = 0.593$ ($p < 0.05$).

SODIO

La mejor correlación del sodio con los elementos estudiados es con el potasio. Algo menores aunque significativas, son las correlaciones del sodio con la fracción fina, manganeso, magnesio y calcio (con éste último es negativa).

La correlación del sodio con el zinc es baja, y con el estroncio no es significativa (tabla 4).

TABLA N.º 4 COEFICIENTES DE CORRELACION DEL Na

N.º Tramos	Na-F.gr.	Na-F.f.	Na-R.I.	Na-K	Na-Mn	Na-Zn	Na-Fe	Na-Sr	Na-Mg	Na-Ca
38	n.s.	0.425	0.331	0.556	0.416	0.314	0.542	n.s.	0.412	-0.370
45	n.s.	0.428	0.347	0.562	0.425	n.s.	0.549	n.s.	0.409	-0.385

N.º tramos	10^4 Na/Ca-Fr. gr.	10^4 Na/Ca-Fr. f.	10^4 Na/Ca-R. I.	10^4 Na/Ca- 10^4 K/Ca	10^4 Na/Ca- 10^4 Mn/Ca	10^4 Na/Ca- 10^4 Zn/Ca	10^4 Na/Ca- 10^3 Fe/Ca	10^4 Na/Ca- 10^3 Sr/Ca	10^4 Na/Ca- 10^2 Mg/Ca
38	n.s.	0.444	0.356	0.583	0.511	n.s.	0.553	n.s.	0.383
45	n.s.	0.457	0.383	0.592	0.527	0.303	0.565	n.s.	0.399

n.s. = no significativo al 95 %.

DISCUSIÓN

El sodio ha sido estudiado en relación con problemas de dolomitizaciones, o como indicador de medios ambientes (paleosalinidades).

Weber (1964) piensa que el contenido en sodio de las dolomías, se debe a una extracción del mismo procedente de los minerales de arcilla.

Land y Hoops (1973) y Land, Salen y Morrows (1975) indican que el sodio puede ser un buen indicador de salinidad para los carbonatos marinos, así como reflejar los procesos químicos de las soluciones diagenéticas.

Renard (1973), en un trabajo sobre la geoquímica de la caliza de Saint-Oven (Bartoniense medio) obtiene unos valores para el sodio netamente inferiores para el tramo continental de la serie, que para el tramo marino, utilizando este elemento como indicador de paleosalinidades en una facies carbonatada de la cuenca eocena de París (1975).

Lorens, Williams y Bender (1977), encuentran que la relación sodio/calcio es poco afectada por la diagénesis temprana (disoluciones de conchas de foraminíferos planctónicos a determinadas profundidades) y que por lo tanto, puede ser utilizado como un indicador de medios ambientes.

Prasada Rao y Naqvi (1977) indican que el sodio y la relación sodio/calcio está relacionada con la facies. Es un indicador útil para paleosalinidades, así como para salinidades de soluciones diagenéticas.

POTASIO

El potasio correlaciona alta y positivamente con el hierro. Algo más bajas que las anteriores son las correlaciones del potasio con el sodio, magnesio y calcio (con este último es negativa).

TABLA N.º 5 COEFICIENTES DE CORRELACION DEL K

N.º Tramos	K-F.gr.	K-F.f.	K-R.l.	K-Na	K-Mn	K-Zn	K-Fe	K-Sr	K-Mg	K-Ca
38	n.s.	0.635	0.550	0.556	0.449	0.452	0.655	0.535	0.580	-0.595
45	n.s.	0.654	0.580	0.562	0.497	0.473	0.661	0.405	0.551	-0.619

N.º tramos	10 ⁴ K/Ca-Fr. gr.	10 ⁴ K/Ca-Fr. f.	10 ⁴ K/Ca-R. l.	10 ⁴ K/Ca-10 ⁴ Na/Ca	10 ⁴ K/Ca-10 ⁴ Mn/Ca	10 ⁴ K/Ca-10 ⁴ Zn/Ca	10 ⁴ K/Ca-10 ³ Fe/Ca	10 ⁴ K/Ca-10 ³ Sr/Ca	10 ⁴ K/Ca-10 ² Mg/Ca
38	n.s.	0.666	0.583	0.583	0.590	0.531	0.685	0.703	0.679
45	n.s.	0.686	0.612	0.592	0.610	0.554	0.691	0.619	0.665

n.s. = no significativo al 95 %.

Las correlaciones más bajas, aunque todavía significativas al 95% las presenta con el manganeso, zinc y por último con el estroncio. (Tabla 5).

En las correlaciones por unidades de series con más de 15 muestras, las más consistentes con las del potasio con el hierro; en todas las unidades excepto en la C la correlación es positiva y significativa. Así tenemos la Unidad G con 48 muestras y un índice de correlación de 0.689 ($p < 0.001$), la A con 28 muestras y $r = 0.444$ ($p < 0.002$), la M con 93 muestras y $r = 0.675$ ($p < 0.001$), la P, 37 muestras y $r = 0.516$, ($p < 0.001$, la H de 50 muestras y $r = 0.666$ ($p < 0.001$) y la B de 16 muestras y $r = 0.846$ ($p < 0.001$).

DISCUSIÓN

El potasio es utilizado por distintos autores en relación con paleosalinidades, así Renard y Riveline (1973) indican una clara relación del potasio con la salinidad del medio donde se formó el depósito carbonatado, y hallan unos contenidos bajos de potasio: 152 p.p.m. para el tramo de carbonatos lagunares de influencia continental, frente a 607 p.p.m. para los tramos de carbonatos lagunares de influencia marina, de la caliza de Saint Oven (Bartoniense medio).

Renard (1975) considera al potasio, junto con otros oligoelementos como indicador de salinidad en el área de sedimentación. Encuentra contenidos medios de potasio desde 113 p.p.m. hasta 718 p.p.m. según los tramos, para una serie carbonatada de la cuenca de París.

MAGNESIO, SODIO, POTASIO EN RELACIÓN CON LAS FACIES

Magnesio, sodio y potasio se encuentran asociados formando un grupo en el análisis factorial; estos tres elementos siguen también una correlación paralela en el cuadro de facies (tabla 11).

Los índices con respecto al calcio son mayores en aguas de más profundidad (facies 1, 2, 3 y 4) y menores en facies de aguas más someras (facies 5, 6 y 7). En el potasio hay una disminución progresiva desde la facies 1 hasta la 7. En el sodio y magnesio existe también esta tendencia desde la facies 1 a la 6, donde tiene su mínimo, para volver a aumentar ligeramente en facies 7.

MANGANESO

Las correlaciones entre el manganeso y la fracción fina han resultado positivas y altamente significativas.

Con los oligoelementos, las mejores correlaciones se obtienen con el hierro y con el zinc.

Algo menores son las correlaciones con el potasio, sodio y calcio; en este último caso, es negativa. Con el magnesio es baja y pierde su significación para la correlación de valores absolutos manganeso-magnesio para 38 y 45 tramos. (Tabla 6).

TABLA N.º 6 COEFICIENTES DE CORRELACION DEL Mn

N.º Tramos	Mn-F.gr.	Mn-F.f.	Mn-R.l.	Mn-Na	Mn-K	Mn-Zn	Mn-Fe	Mn-Sr	Mn-Mg	Mn-Ca
38	n.s.	0.667	0.538	0.416	0.449	0.562	0.692	n.s.	n.s.	-0.538
45	-0.167	0.644	0.546	0.425	0.497	0.621	0.706	n.s.	n.s.	-0.550

N.º tramos	10^4 Mn/Ca-Fr. gr.	10^4 Mn/Ca-Fr. f.	10^4 Mn/Ca-R. l.	10^4 Mn/Ca- 10^4 Na/Ca	10^4 Mn/Ca- 10^4 K/Ca	10^4 Mn/Ca- 10^4 Zn/Ca	10^4 Mn/Ca- 10^3 Fe/Ca	10^4 Mn/Ca- 10^3 Sr/Ca	10^4 Mn/Ca- 10^2 Mg/Ca
38	n.s.	0.815	0.692	0.511	0.590	0.737	0.804	0.514	0.488
45	n.s.	0.813	0.717	0.527	0.610	0.746	0.819	0.404	0.490

n.s. = no significativo al 95 %.

Gran parte de los trabajos realizados sobre este elemento, tratan de establecer las relaciones del mismo con la fracción carbonatada o los minerales de arcilla. Algunos trabajos se refieren a los cambios que pueden acontecer tras un proceso de dolomitización, y así establecer su estabilidad o inestabilidad frente a este proceso. Unos pocos trabajos recientes, estudian las posibilidades de este elemento como indicador de facies.

El ciclo geoquímico del manganeso ha sido estudiado por Pierucini (1951).

MANGANESO - RESIDUO INSOLUBLE

Aunque una gran parte de los autores consideren el residuo insolu-

ble en su conjunto, el interés de esta relación va encaminada hacia la fracción fina del mismo, es decir, a establecer las relaciones posibles entre el manganeso y los minerales de arcilla y/o la fracción carbonatada (en muchos casos es realmente la fracción soluble a los ácidos) de las rocas carbonatadas.

La asociación de manganeso con residuo soluble ha sido indicada por varios autores: Vinogradov et al. (1952); Migdisov (1960); Strakov et al. (1956); Golberg y Arrhenious (1958). Weber (1964) encuentra los más elevados contenidos de manganeso en las dolomitas arcillosas; Veevers (1969) considera el manganeso, concentrado en el residuo insoluble de las calizas devónicas y carboníferas del Noroeste de Australia. Schweizer (1971) considera que el manganeso es atraído por la fracción pelítica del sedimento, y que durante las diagénesis bajo condiciones reductoras, pasa a sustituir los iones de calcio en la red de la calcita. La figura 2 de su trabajo sobre los sedimentos del Carixien de la Longenbrückener Senke, nos muestra una correlación positiva entre manganeso y CO_3Ca , aunque un tanto baja.

Friedman (1969) en un trabajo sobre esqueletos de moluscos de aguas dulces y aguas marinas, obtiene unos contenidos en manganeso claramente diferentes para los moluscos de uno y otro medio, señalando al manganeso como indicador de paleoambientes.

Veizer y Demovic (1973) en carbonatos mesozóicos de los Cárpatos, indican que el manganeso correlaciona con el residuo insoluble positivamente (fundamentalmente con la fracción arcilla), pero creen que ésta no es una correlación simple; obtienen correlación negativa entre el manganeso y el calcio. Una representación del manganeso contra el residuo insoluble (al que toman como una medida indirecta de la cantidad de arcilla), les permite trazar dos rectas de regresión correspondientes a climas húmedos y áridos.

El manganeso para estos autores, está controlado en parte por la fracción arcilla o constituyentes asociados a esta fracción, con la que mantiene una correlación positiva, y en parte por la fracción carbonatada. La relación manganeso/residuo insoluble tiene una influencia climática.

Bencini y Turi (1974) en los carbonatos mesozóicos del valle de Lima (Apeninos), encuentran prácticamente la misma cantidad de man-

ganeso en la fracción soluble de roca atacada con ClH que con CH_3COOH , así como con el manganeso contenido en la totalidad de la roca, atacada ésta con HClO_4 y HF, indicando que si bien el manganeso puede ser absorbido por los minerales de arcilla, éstos serían removidos incluso por ataque de ácidos débiles, concluyendo que el manganeso de la fracción soluble es una contribución de los carbonatos de la roca a los que está asociado.

Consideran que el manganeso es un indicador de facies. Las concentraciones más altas de manganeso las obtiene en sedimentos de aguas marinas profundas, donde condiciones reductoras permiten que una mayor cantidad de manganeso entre en la estructura de la calcita; las concentraciones más bajas de manganeso las obtienen en sedimentos de medios de aguas poco profundas. Esta participación del manganeso refleja la mineralogía original del sedimento: aragonito en aguas poco profundas, versus calcita en medios de aguas marinas profundas. Según estos autores, los procesos diagenéticos y en especial la dolomitización, no parecen afectar sensiblemente el contenido original de manganeso.

Los contenidos relativamente altos de manganeso, en alguna secuencia por ellos estudiada, lo atribuyen a períodos de intensa meteorización en el continente, que transportó arcillas con manganeso adsorbido, después de que la depositación de condiciones reductoras, hicieron salir el manganeso de la arcilla para sustituir al calcio en la estructura de la calcita.

Renard (1975) considera el manganeso como un indicador de condiciones oxidantes-reductoras del medio.

Land, Salem y Morrow (1975), en dolomitas de la formación de Allen Bay, del Ordovícico del Norte del Canadá, concluyen que el manganeso debe de estar contenido en la fracción arcilla o en la materia orgánica, más que en la fracción carbonato.

Prasada Rao y Naqvi (1977) indican que el manganeso está en la fracción carbonatada, y que no es afectado por la inversión aragonito o calcita, pero sí por procesos de dolomitización que aumentan la cantidad de este elemento para los carbonatos (calizas y dolomías) por ellos estudiados, del Ordovicio de Tasmania-Australia. La deducción de la situación del manganeso dentro de la fracción carbonatada, se basa en la comparación de facies de carbonatos con facies de terrígenos; en es-

tas últimas encuentran poco manganeso frente a las primeras, bien sean dolomías o calizas, donde el porcentaje de manganeso es superior.

Es interesante señalar, que el contenido de estos terrígenos es cuarzo y fragmentos de roca, siendo los minerales de arcilla menos del 5%, es decir, el manganeso de la roca no puede estar en los minerales de arcilla, simplemente porque no los hay.

La mayor cantidad de manganeso la encuentran en las dolomías más cercanas al continente, por lo que opinan que éste es introducido en la roca por el efecto de aguas continentales con manganeso disuelto en ellas.

En el presente trabajo, las correlaciones entre manganeso y fracción fina, han resultado positivas y altamente significativas.

La correlación efectuada para estas dos variables, para medias de muestras en 38 tramos es de $r = 0.667$; para medias de muestras en 45 tramos $r = 0.664$. El índice 10^4 Mn/Ca contra la fracción fina, nos da una $r = 0.815$ para medias de índices de muestras en 38 tramos y $r = 0.813$ para medias de índices de muestras en 45 tramos. Todos estos coeficientes correlacionan con una $p < 0.001$.

También algunas unidades nos dieron buenos índices de correlación manganeso-fracción fina. Unidad G (51 muestras) $r = 0.757$ ($p < 0.001$); Unidad M (93 muestras) $r = 0.648$ ($p < 0.001$); Unidad H (50 muestras) $r = 0.315$ ($p < 0.05$). Las unidades E y T dieron también coeficientes positivos y significativos, aunque por su menor número de muestras (12 y 13) nos merecen menor confianza. El resto de las unidades dan coeficientes generalmente positivos, pero sin significación suficiente.

MANGANESO - HIERRO

El manganeso y el hierro están asociados tanto en las aguas marinas como en el sedimento, con un comportamiento en líneas generales parecido, aunque el contenido en las aguas marinas en hierro, es cinco veces superior al manganeso.

Manganeso y hierro se encuentran disueltos como iones manganesos y ferrosos; el equilibrio entre estos iones y los mangánicos o férricos,

depende del potencial de oxidación-reducción. En el caso del hierro, el potencial E_0 en el caso que la concentración de ferroso es igual a la del férrico, es de +0.77, mientras que para el manganeso es de +1.51.

En un ambiente acuático, las tres formas principales de Hierro aparecen en zonas caracterizadas por O_2 , CO_2 y SH_2 , siendo los minerales que se originan en esas tres zonas hematitas o limonita en Eh positivos; siderita en Eh comprendidos entre 0 y 0.2 V; y pirita por debajo de -0.2 V. (Krumbein y Garrels, 1952).

En medios oxidantes tendremos pues precipitación de óxidos de hierro y de manganeso; cuanto más oxidante sea el medio, más óxido de manganeso habrá en relación con el de hierro, es decir, la relación hierro/manganeso disminuiría.

Por debajo de un $Eh = 0$ ambos iones ferroso y manganeso podrían precipitar como carbonatos, al ser las solubilidades de ambos compuestos parecidas: 0.0065 g. por 10^5 litros para el CO_3Mn y 0.0067 g. por 10^5 litros para el CO_3Fe (ambos a $25^\circ C$), precipitará más, aquel ión que sea más abundante, en este caso el ferroso.

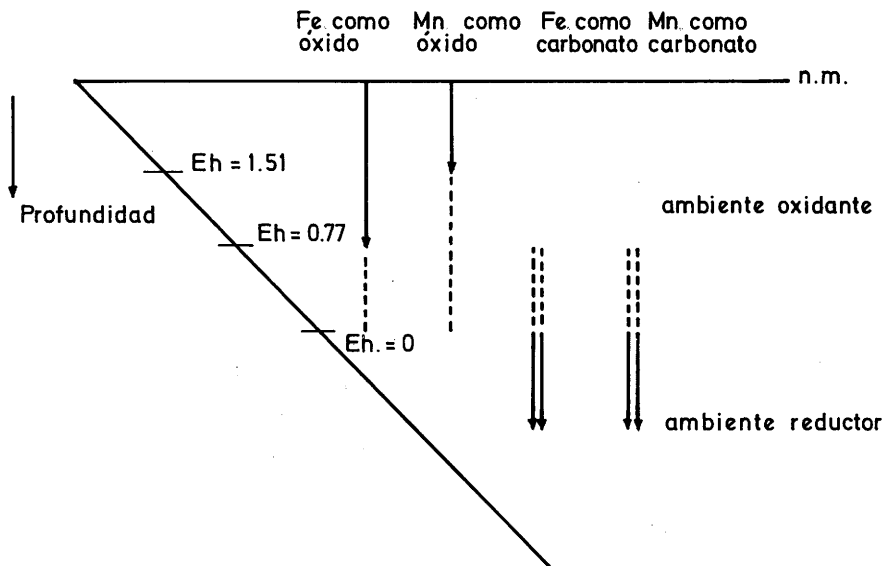


Fig. 5.—Esquema de relaciones Fe y Mn con el Eh.

En ambientes de aguas profundas, tanto el manganeso como el hierro pasarían a formar parte de la red de la calcita; es de pensar pues que en estos medios se encuentre más manganeso y hierro como carbonatos que en medios de aguas poco profundas, donde al existir el CO_3Ca en forma de aragonito, la sustitución de hierro y manganeso por el calcio en esta red es más difícil.

Así pues, tendríamos dos efectos un tanto contrapuestos: en aguas de medios someros, oxidantes, habrá más óxidos de hierro y manganeso que en aguas profundas, pero en éstas, y debido a que todo el carbonato está en el sedimento como calcita, la entrada de manganeso y hierro en la red de la calcita, se ve más favorecida que en la red del aragonito, mineral éste de aguas más superficiales.

Es de esperar más hierro y más manganeso en aguas profundas tendientes a ambientes reductores, con respecto a aguas someras de ambiente oxidante; en éstas la relación hierro/manganeso variará de acuerdo con lo esquematizado en la fig. 5.

HIERRO/MANGANESO Y SU RELACIÓN CON LAS FACIES

La relación hierro/manganeso puede servirnos como indicadora de oxidación-reducción en la zona de Eh positivos, donde existe un gradiente entre la cantidad de óxido de hierro y óxido de manganeso, aumentando relativamente el óxido de manganeso con respecto al de hierro, según aumenta la oxidación del medio.

En este trabajo, el manganeso y el hierro presentan muy buenas

TABLA N.º 7 CONTENIDO EN Fe/Mn SEGUN FACIES

FACIES N.º	1	2	3	4	5	6	7
NOMBRE	BASIC	OPEN SHELF	TOE OF SLOPE	FORESLOPE	ORGANIC REEF	SANDS ON EDGE OF PLATFORM	OPEN MARINE PLATFORM
$10^3\text{Fe}/10^4\text{Mn}$	1.83	1.75	1.60	1.31	0.64	1.06	1.06

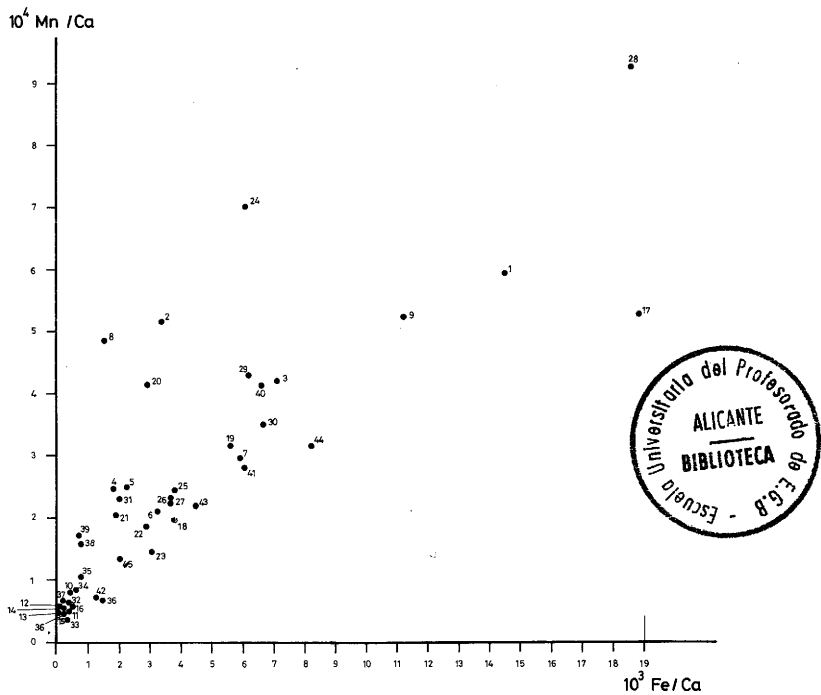


Fig. 6.—Representación para 45 tramos (medias de muestras) $10^4 \text{ Mn / Ca} - 10^3 \text{ Fe / Ca}$ $r = 0.819$ $p < 0.001$.

correlaciones. Para el conjunto de 45 tramos, manganeso-hierro tiene un $r = 0.706$ ($p < 0.001$) y $10^4 \text{ Mn / Ca} - 10^3 \text{ Fe / Ca}$ un $r = 0.819$ ($p < 0.001$). (Fig. 6).

Es interesante destacar la relación hierro/manganeso; las medias para las distintas facies muestran unas diferencias notables entre las facies menos oxidantes con respecto a las más oxidantes. En efecto, la relación hierro/manganeso para las facies 1, 2, 3 y 4 de aguas profundas y relativamente profundas, es sensiblemente mayor que los valores hallados para las facies 5, 6 y 7 de aguas someras oxigenadas. Las medias de estos valores para cada facies se exponen en la tabla 7.

Se puede pues comprobar en dicha tabla, como los valores del manganeso aumentan en los medios oxidantes, con relación al hierro, disminuyendo por tanto el coeficiente hierro/manganeso.

HIERRO

El hierro da muy buenas correlaciones con la fracción fina. Es tam-

bién alta y significativa con el calcio. Algo más bajas son las correlaciones con el sodio y magnesio. Las correlaciones con el estroncio son muy bajas y en el caso de hierro-estroncio, para 45 tramos, no es significativa. (Ver tabla 8).

TABLA N.º 8 COEFICIENTES DE CORRELACION DEL Fe

N.º Tramos	Fe-F.gr.	Fe-F.f.	Fe-R.l.	Fe-Na	Fe-K	Fe-Mn	Fe-Zn	Fe-Sr	Fe-Mg	Fe-Ca
38	n.s.	0.690	0.587	0.542	0.655	0.692	0.626	0.350	0.551	-0.628
45	n.s.	0.678	0.599	0.549	0.661	0.706	0.638	n.s.	0.511	-0.635

N.º tramos	10 ³ Fe/Ca-Fr. gr.	10 ³ Fe/Ca-Fr. f.	10 ³ Fe/Ca-R. l.	10 ³ Fe/Ca-10 ⁴ Na/Ca	10 ³ Fe/Ca-10 ⁴ K/Ca	10 ³ Fe/Ca-10 ⁴ Mn/Ca	10 ³ Fe/Ca-10 ⁴ Zn/Ca	10 ³ Fe/Ca-10 ³ Sr/Ca	10 ³ Fe/Ca-10 ² Mg/Ca
38	n.s.	0.787	0.687	0.553	0.685	0.804	0.756	0.552	0.658
45	n.s.	0.776	0.696	0.565	0.691	0.819	0.762	0.451	0.643

n.s. = no significativo al 95 %.

Las correlaciones por unidad de serie, nos dan los resultados más consistentes para la relación de hierro con el zinc. Tomando las unidades con número de muestras superior a 15, tenemos que en todas hay correlación positiva y significativa. Así la C (43 muestras) $r = 0.693$ ($p < 0.001$), G (51 muestras) $r = 0.536$ ($p < 0.001$), P (37 muestras) $r = 0.407$ ($p < 0.01$), A (28 muestras) $r = 0.629$ ($p < 0.001$), M (93 muestras) $r = 0.884$ ($p < 0.001$), H (50 muestras) $r = 0.627$ ($p < 0.001$), B (16 muestras) $r = 0.603$ ($p < 0.01$).

DISCUSIÓN

Varios autores relacionan el contenido en hierro de las rocas sedimentarias carbonatadas y la facies.

Turekian y Wedepohl (1961), en la relación de oligoelementos para la corteza terrestre, dan un valor de 3.800 p.p.m. para carbonatos y 9.000 p.p.m. para carbonatos de aguas profundas.

Weber (1964) encuentra que las concentraciones más altas de hierro dentro de las dolomitas, ocurre en las que son arcillosas.

Friedman (1969) considera al hierro sensible a los distintos medios

ambientes, y halla que el contenido de éste para conchas de moluscos de lagoon (brackish water) es mayor que para las de ambientes netamente marinos, aunque de aguas someras.

Schweizer (1971) encuentra correlaciones negativas entre el hierro y el CO_3Ca de una serie del Jurásico inferior (Baden-Württemberg), significando que este elemento fue traído por la fracción fina que había en la serie carbonatada.

Buggish (1974) presenta una serie dolomítica del Permico de los Alpes, con las representaciones del hierro y manganeso en curvas visiblemente paralelas (correlación positiva).

Veizer (1977) presenta un gráfico hierro-manganeso para muestras carbonatadas del Jurásico del Sur de Alemania, del que se deduce una correlación positiva entre estos dos elementos. Los contenidos más altos para hierro y manganeso se encuentran en las calizas que se suponen depositadas en facies marinas euxínicas.

ZINC

El zinc nos da muy buena correlación con la fracción fina (Fig. 7). Son muy altas también las correlaciones con el hierro (ver apartado anterior) y con el manganeso. Asimismo altas negativas y significativas con el calcio.

Algo menores son las correlaciones con el magnesio y potasio. Las correlaciones con el sodio son muy bajas y en el caso de 10^4Zn/Ca — 10^4Na/Ca para 38 tramos, no es significativa. Ver tabla 9.

TABLA N.º 9 COEFICIENTES DE CORRELACION DEL Zn

N.º Tramos	Zn-F.gr.	Zn-F.f.	Zn-R.l.	Zn-Na	Zn-K	Zn-Mn	Zn-Fe	Zn-Sr	Zn-Mg	Zn-Ca
38	n.s.	0.823	0.702	0.314	0.452	0.562	0.626	0.427	0.446	-0.716
45	n.s.	0.812	0.700	0.316	0.473	0.621	0.638	0.323	0.396	-0.710

N.º tramos	10^4Zn/Ca -Fr. gr.	10^4Zn/Ca -Fr. f.	10^4Zn/Ca -R.l.	10^4Zn/Ca - 10^4Na/Ca	10^4Zn/Ca - 10^4K/Ca	10^4Zn/Ca - 10^4Mn/Ca	10^4Zn/Ca - 10^3Fe/Ca	10^4Zn/Ca - 10^3Sr/Ca	10^4Zn/Ca - 10^2Mg/Ca
38	n.s.	0.884	0.785	n.s.	0.531	0.737	0.756	0.614	0.627
45	n.s.	0.878	0.785	0.303	0.554	0.746	0.762	0.537	0.607

n.s. = no significativo al 95 %.

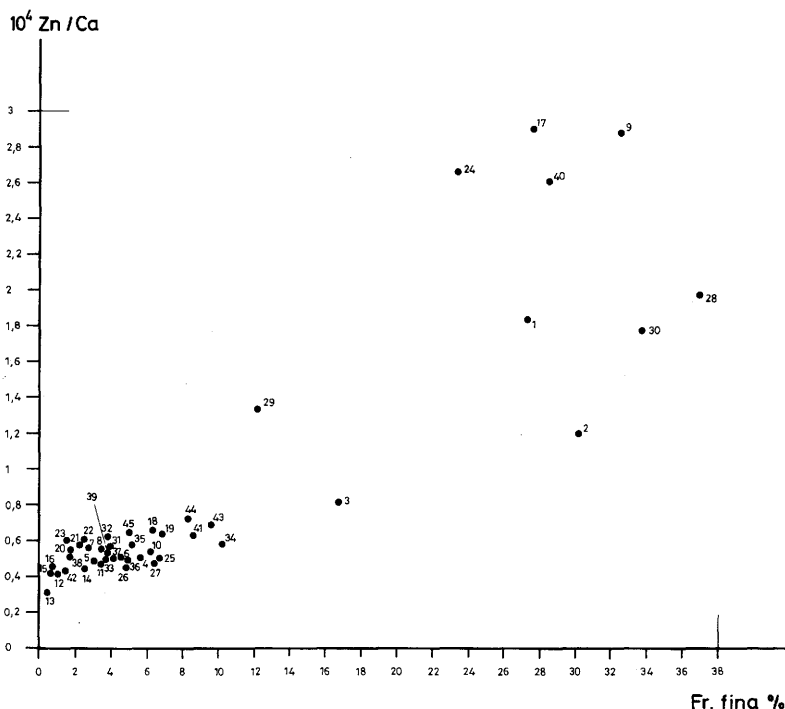


Fig. 7.—Representación para 45 tramos (media de muestras) 10^4Zn/Ca — Fr. fina % $r = 0.878$
 $p < 0.001$.

DISCUSIÓN

Los datos sobre el contenido en zinc de las rocas carbonatadas, son muy escasos en la bibliografía, pero aún lo son más la elaboración de esos datos, y por tanto, las conclusiones que de los mismos se pudieran sacar.

Turekian y Wedepohl (1961) dan la cifra media de 20 p.p.m. para el contenido de zinc de los carbonatos de la corteza terrestre, y 35 p.p.m. para carbonatos de aguas profundas.

Weber (1964) encuentra en un estudio sobre dolomías, que el contenido más alto de zinc en éstos, coincide con las muestras con mayor contenido arcilloso.

Renard (1975) considera el zinc junto con otros elementos (estroncio, sodio, potasio y magnesio) como un indicador de salinidades y consecuentemente, un indicador de tendencia marina frente a tendencia continental (dilceacuícola).

EL ZINC Y SU RELACIÓN CON LAS FACIES

El índice 10^4 Zn/Ca presenta una notable cualidad y es la de ser muy constante dentro de cada tramo, es decir, con una desviación típica frente a la media muy pequeña; un salto en el contenido en zinc en una serie de muestras, marca siempre el principio de un nuevo tramo que pertenecé a una facies distinta a la anterior.

Los tramos que se agrupan dentro de una facies tienen valores de índices 10^4 Zn/Ca muy parecidos y la media de estos valores es significativa frente a la media que presentan los tramos pertenecientes a otras facies.

Este es el caso de la facies 4 con respecto a la 7; estas dos facies que pueden estar en continuidad geográfica, es decir, que pueden contener y de hecho contienen tramos con caracteres un tanto intermedios

TABLA N° 10 COMPARACION ENTRE CONTENIDOS DE 10^4 Zn/Ca para las facies 1 y 2; 4 y 7

FACIES 1 (Basin)		FACIES 2 (Open Shelf)	
Tr./Subtr.	\bar{x}	Tr./Subtr.	\bar{x}
S-II	1.84	G-III b	0.57
S-I	1.20	G-III a (a)	0.48
L-I	2.88	H-II	0.68
T-I	2.90	H-I	0.72
O-I	2.67	M-IV a	0.56
Z-I	1.89	$\bar{x} = 0.60 \pm 0.09$	
E-I	2.61		
C-III a (a)	0.82		
M-IV b (b)	1.78		
$\bar{x} = 2.06 \pm 0.79$			

t de Student = 3.16 (signif. al 99%)

FACIES 4 (Foreslope)		FACIES 7 (Open platform)	
Tr./Subtr.	\bar{x}	Tr./Subtr.	\bar{x}
P-IV	0.66	G-II b	0.33
P-III	0.65	G-II a	0.44
P-II b	0.54	G-I b	0.43
P-II a	0.58	G-I a	0.46
P-I b	0.60	C-II a	0.59
P-I a	0.59	M-III b	0.50
C-II b	0.47	M-III a	0.58
C-I c	0.58	H-III	0.45
C-I b	0.56	$\bar{x} = 0.47 \pm 0.79$	
B-II	0.53		
B-I	0.53		
$\bar{x} = 0.57 \pm 0.05$			

t de Student = 4.72 (signif. al 99%)

entre ambas, se discriminan sin embargo muy bien en base al índice del zinc.

En la facies 4 tenemos once tramos procedentes de tres series, y en la facies 7, ocho tramos que proceden de cuatro series; la prueba t de Student para las medias resulta significativa. También lo es la media del índice de la facies 1 (Basin) frente a la de la 2 (Open Shelf). Tabla 10.

Otras comparaciones entre facies limítrofes no nos es posible realizarlas con garantías, dados los pocos tramos que disponemos en esas otras facies.

FACIES SEDIMENTARIAS Y ELEMENTOS QUÍMICOS

Los tramos y subtramos se pueden clasificar por sus características sedimentarias en 7 facies o cinturones (Belts) propuestas por Wilson (1974).

Una descripción detallada de cada una de estas facies será objeto de un próximo artículo. Sin embargo, y a modo de resumen de este artículo exponemos la relación entre las facies y los elementos químicos analizados. (Tabla 11).

Los datos utilizados se refieren a la media de los índices de cada tramo, promediados a su vez entre sí para obtener la media de la facies donde esos tramos han sido clasificados.

RESUMEN Y CONCLUSIONES

La utilización de elementos químicos de la fracción soluble de carbonatos, constituye un método de utilidad para la interpretación de medios ambientes sedimentarios. La distribución de los elementos es característica, dependiendo de las facies. La diagénesis afecta notablemente los contenidos en elementos químicos de la fracción soluble de las rocas carbonatadas, por lo que la interpretación debe de hacerse con cuidado y en sentido relativo con facies limítrofes en el medio sedimentario.

Según los análisis factoriales realizados para la totalidad de las muestras agrupadas por tramos o subtramos, con 11 variables (fracción gruesa, fracción fina, residuo insoluble total, sodio, potasio, manganeso, zinc, estroncio, magnesio y calcio) y en otros casos con 9 variables (sin resi-

FACIES N°	1 A	1 B	2	3	4	5	6	7
FACIES	BASIN (ENDOTHEM) EVAPORITIC CALIZAS MOD SUPPORTED		OPEN SHELF (DEEP JONDATHEMA) CALIZAS FOR. PLANCTONIC.	TOE OF SLOPE (BASIN MARGIN O DEEP SHELF MARGIN FACIES) CALIZAS TURBIDITAS	FORESLOPE (ICLINOHEM) CALIZAS DE-BRIDZIOS	ORGANIC (ECOLOGIC) REEF CALIZAS DE CORALES Y MOLLUSCOS	SANDS ON EDGE OF PLATFORM CALIZAS DE ALGAS Y CUARZO	OPEN MARINE PLATFORM (SHALLOW JONDATHEMA) 4 ← OPEN RESTRICTED → 8 MARINE MARINE CALIZAS DE ALGAS
LITOLOGIA	MICRITA FOSILIFERA A SPARSE AGREGADO-BIO MICRITAS FINAS (MARGAS) YESOS		PACKED BIOMICRITA A BIOMICRITAS LOCAS. MICROSPARITIA)	POBREMENTE LAVADAS BIOSPARRITAS FINAS (CON ALTER. DE BIOSPARRITAS GROSAS)	BIOSPARRITAS GROSAS A BIOSPARRITIAS	PACKED BIOMICRODUNITAS	BIOSPARRITAS MEDIAS A GROSAS	PACKED BIOMICRITAS FINAS A BIOSPARRITAS GROSAS
10 ³ Sr/Ca	5.61	2.28	2.00	1.16	1.52	1.03	0.46	1.10
10 ² Mg/Ca	6.60	4.07	0.47	1.71	1.48	0.93	0.80	1.47
10 ⁴ Na/Ca	33.92	17.59	21.05	9.02	5.85	3.13	2.09	2.85
10 ⁴ K/Ca	68.33	14.40	5.73	4.33	2.36	2.26	2.18	1.56
10 ⁴ Mn/Ca	5.98	5.59	1.79	2.33	2.56	0.65	1.02	0.78
10 ³ Fe/Ca	14.52	9.78	3.15	3.74	3.36	0.42	1.09	0.83
10 ⁴ Zn/Ca	1.84	2.09	0.60	0.48	0.57	0.48	0.61	0.47

Tabla n.º 11.— Facies sedimentarias y valores medios por facies de los índices de los elementos (Clasificación de facies, siguiendo a Wilson 1974).

duo insoluble total y sin calcio), estas variables se sitúan de la siguiente forma:

a) El eje II se define por el estroncio y la fracción gruesa en posiciones opuestas.

b) El eje I se define por el calcio, que se opone a todas las demás variables (excepto a las citadas en el apartado a).

c) La fracción fina, manganeso, zinc y hierro forman un grupo afín de variables; otro grupo lo forman el sodio, potasio y magnesio.

El contenido en estroncio de la fracción soluble (y en concreto el índice 10^3 Sr/Ca) puede tomarse como un indicador de medios ambientes, sus significativas correlaciones negativas con la fracción gruesa insoluble cabe interpretarlas como una relación inversa a la energía del medio. En efecto, las facies de medios de aguas tranquilas presentan un índice de estroncio mucho mayor que el de medios de aguas más turbulentas.

Sodio, potasio y magnesio están asociados en el análisis factorial; sus índices con respecto al calcio, siguen también una evolución paralela en el cuadro de facies; estos son mayores en aguas de más profundidad (facies 1, 2, 3, 4) y menores en aguas más someras (facies 5, 6, 7). En el potasio hay una disminución progresiva desde la facies 1 a la 7; en el sodio y magnesio existe también esta tendencia desde la facies 1 a la 6 para volver a aumentar ligeramente en facies 7.

El zinc (10^4 Zn/Ca) aparece como un buen elemento para diferenciar facies.

En tramos de distinta facies, la constancia de los valores del zinc para muestras de cada tramo, hace que las medias de estos valores sean estadísticamente significativos, incluso para facies limítrofes en el medio de sedimentación.

Hay más contenido en hierro y manganeso en facies de aguas profundas y menos en facies de aguas más someras. Estos dos elementos aparecen estrechamente relacionados (con elevados índices de correlación) sin embargo, y debido posiblemente a la diferencia de comportamiento frente al potencial redox, el índice $10^4 \text{ Mn}/10^3 \text{ Fe}$ varía, siendo mayor en facies de aguas profundas (facies 1, 2, 3, 4) para disminuir en facies de aguas más someras (facies, 5, 6, 7).

ESTRATIGRAFIA DEL MIOCENO DE ELDA - PETREL (ALICANTE)

LEYENDA

A SIMBLOS COLUMNA LITOLOGICA

MICRITA CONSOLIDADA



MICRITA DEBILMENTE LUTITICA



MICRITA LUTITICA



MICRITA FUERTEMENTE LUTITICA



MICRITA MUY FUERTEMENTE LUTITICA



MICRITA SIN CONSOLIDAR



ESPARTA POBREMENTE LAVADA



ESPARTA



3 SIMBLOS COLUMNA LITOLOGICA DE PORCENTAJES DE TERRIGENOS Y SOLUBLES

FRACCION GUESA



FRACCION FINA



SOLUBLES CARBONATOS



2

SIMBLOS COLUMNA LITOLOGICA DE PORCENTAJES RELATIVOS DE ALOQUIMICOS (TAMBIEN LITOCLASTOS)

MICRITA FOSFICADA 1-10% ALOQUIMICOS



SPARSE BOMICRITA 10-50% ALOQUIMICOS



PARED BIOMICRITA >50% ALOQUIMICOS



BIOESPARTA



AAAA YESO



FORAMINIFEROS PLANCTONICOS



ESPIGULAS



AGREGADOS



FORAMINIFEROS BENTONICOS



ALGAS



BRIOZOS



EQUINIDOS



CORALES



MOLUSCOS (PELECIPODOS Y GASTEROPODOS)



LITOCLASTO (ESTRACLAUSTO)

1

SIMBLOS COLUMNA LITOLOGICA DE PORCENTAJES DE TERRIGENOS, ORTOQUIMICOS Y ALOQUIMICOS



ESPARTA INTERPARTICULAR



ESPARTA INTRAPARTICULAR



MICRITA INTERPARTICULAR



MICRITA INTRAPARTICULAR



ALOQUIMICOS



RESIDUO INSOLUBLE



RESIDUO INSOLUBLE DE ORGANICOS SILICEOS



LITOCLASTOS

4

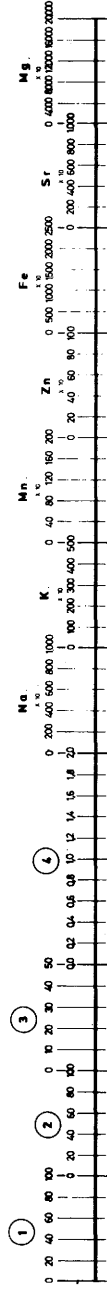
TAMANO ALOQUIMICOS (mm)
 TAMANO GRANOS DE CUARZO (mm)



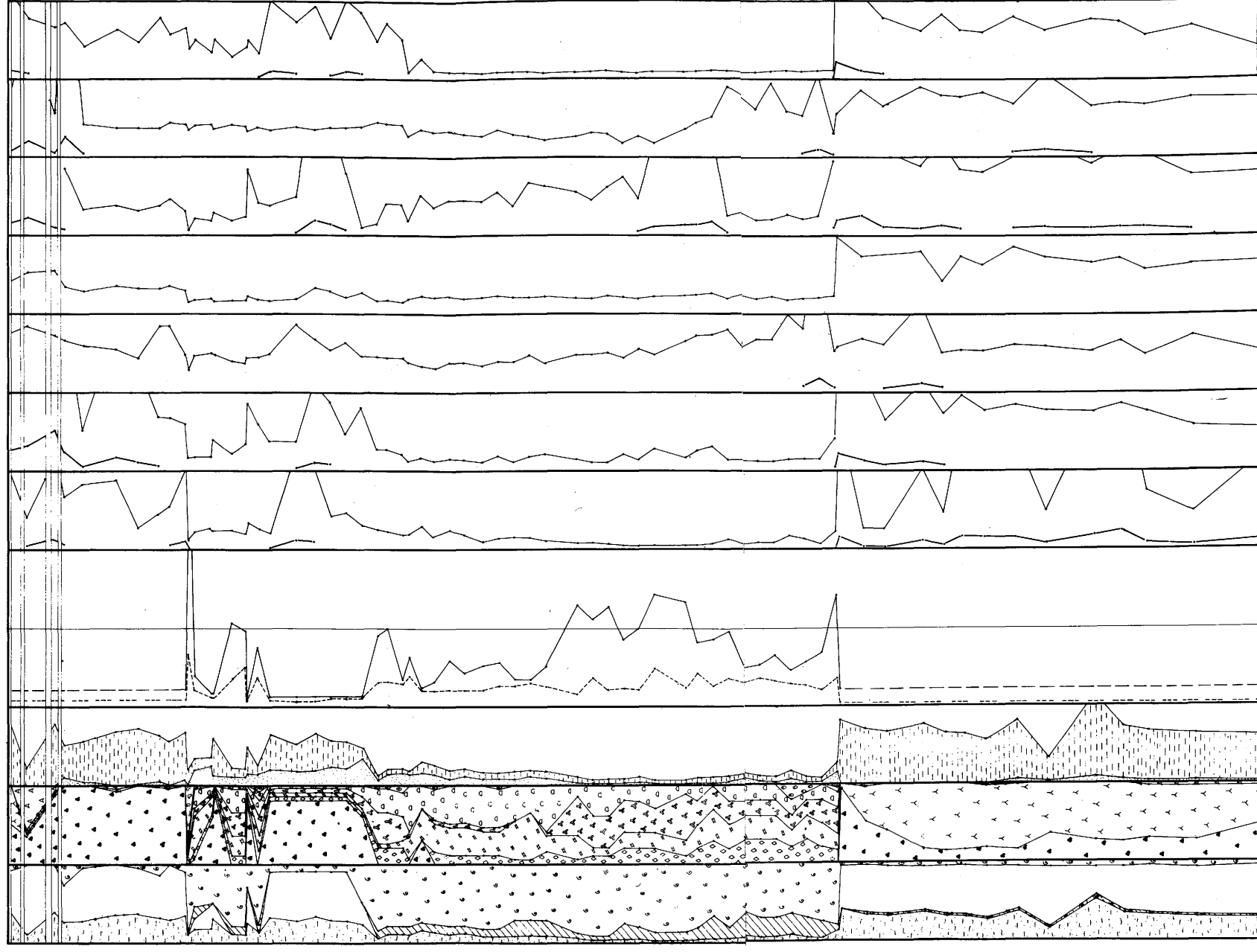
ESTRATIGRAFIA DEL MIOCENO DE ELDA - PETREL (ALICANTE)

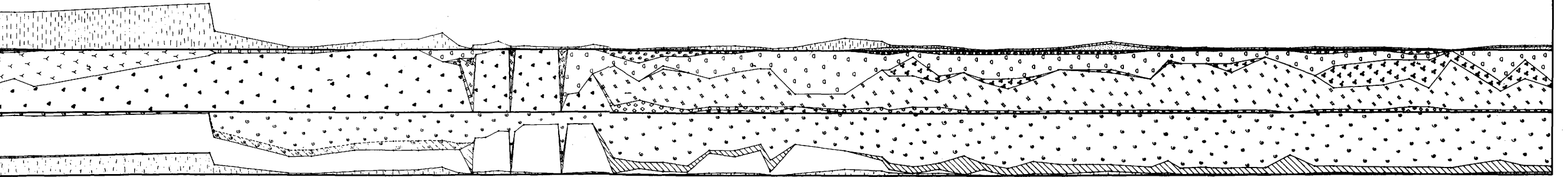
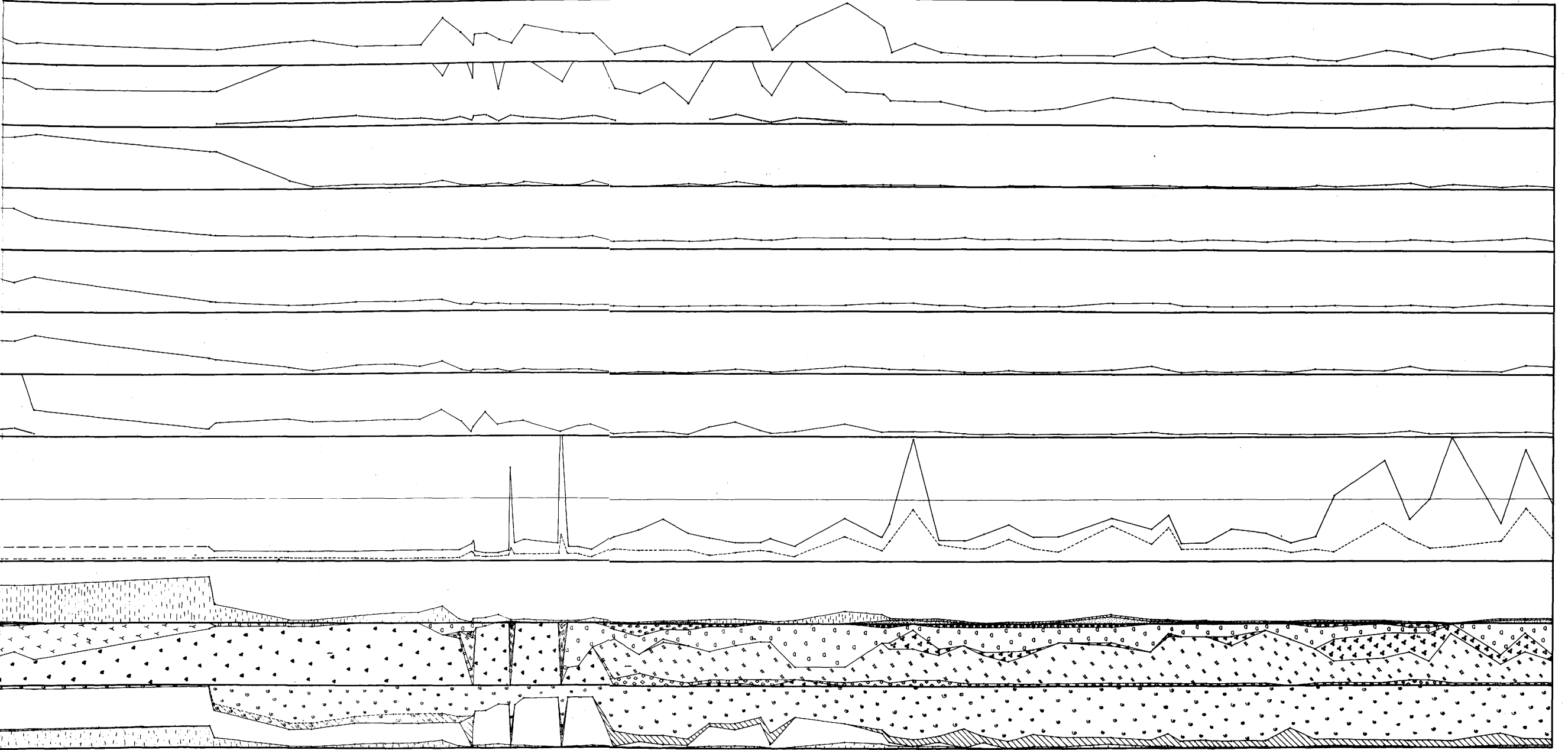
AUTOR: CARLOS AUERNHEIMER SERIE: CAPRALA (S-C-L-G) EDAD: MIOCENO MEDIO

Hoja: CASTALLA NÚMERO: 28-35 TÉRMINO MUNICIPAL: PETREL Y SAX
 PROVINCIA: ALICANTE COORDENADAS TECHO: XH. 912.676 COORDENADAS MURO: XH. 952.645
 ESCALA VERTICAL



ESCALA	MUESTRA	ESPESOR	COLUMNA LITOLÓGICA	UNIDAD	TRAMO	SUBTRAMO	LITOLÓGIA
0-10	C-1-1	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
10-20	C-1-2	10	ARENISCA				ARENISCA
20-30	C-1-3	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
30-40	C-1-4	10	ARENISCA				ARENISCA
40-50	C-1-5	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
50-60	C-1-6	10	ARENISCA				ARENISCA
60-70	C-1-7	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
70-80	C-1-8	10	ARENISCA				ARENISCA
80-90	C-1-9	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
90-100	C-1-10	10	ARENISCA				ARENISCA
100-110	C-1-11	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
110-120	C-1-12	10	ARENISCA				ARENISCA
120-130	C-1-13	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
130-140	C-1-14	10	ARENISCA				ARENISCA
140-150	C-1-15	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
150-160	C-1-16	10	ARENISCA				ARENISCA
160-170	C-1-17	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
170-180	C-1-18	10	ARENISCA				ARENISCA
180-190	C-1-19	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
190-200	C-1-20	10	ARENISCA				ARENISCA
200-210	C-1-21	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
210-220	C-1-22	10	ARENISCA				ARENISCA
220-230	C-1-23	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
230-240	C-1-24	10	ARENISCA				ARENISCA
240-250	C-1-25	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
250-260	C-1-26	10	ARENISCA				ARENISCA
260-270	C-1-27	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
270-280	C-1-28	10	ARENISCA				ARENISCA
280-290	C-1-29	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
290-300	C-1-30	10	ARENISCA				ARENISCA
300-310	C-1-31	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
310-320	C-1-32	10	ARENISCA				ARENISCA
320-330	C-1-33	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
330-340	C-1-34	10	ARENISCA				ARENISCA
340-350	C-1-35	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
350-360	C-1-36	10	ARENISCA				ARENISCA
360-370	C-1-37	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
370-380	C-1-38	10	ARENISCA				ARENISCA
380-390	C-1-39	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
390-400	C-1-40	10	ARENISCA				ARENISCA
400-410	C-1-41	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
410-420	C-1-42	10	ARENISCA				ARENISCA
420-430	C-1-43	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
430-440	C-1-44	10	ARENISCA				ARENISCA
440-450	C-1-45	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
450-460	C-1-46	10	ARENISCA				ARENISCA
460-470	C-1-47	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
470-480	C-1-48	10	ARENISCA				ARENISCA
480-490	C-1-49	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
490-500	C-1-50	10	ARENISCA				ARENISCA
500-510	C-1-51	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
510-520	C-1-52	10	ARENISCA				ARENISCA
520-530	C-1-53	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
530-540	C-1-54	10	ARENISCA				ARENISCA
540-550	C-1-55	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
550-560	C-1-56	10	ARENISCA				ARENISCA
560-570	C-1-57	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
570-580	C-1-58	10	ARENISCA				ARENISCA
580-590	C-1-59	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
590-600	C-1-60	10	ARENISCA				ARENISCA
600-610	C-1-61	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
610-620	C-1-62	10	ARENISCA				ARENISCA
620-630	C-1-63	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
630-640	C-1-64	10	ARENISCA				ARENISCA
640-650	C-1-65	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
650-660	C-1-66	10	ARENISCA				ARENISCA
660-670	C-1-67	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
670-680	C-1-68	10	ARENISCA				ARENISCA
680-690	C-1-69	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
690-700	C-1-70	10	ARENISCA				ARENISCA
700-710	C-1-71	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
710-720	C-1-72	10	ARENISCA				ARENISCA
720-730	C-1-73	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
730-740	C-1-74	10	ARENISCA				ARENISCA
740-750	C-1-75	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
750-760	C-1-76	10	ARENISCA				ARENISCA
760-770	C-1-77	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
770-780	C-1-78	10	ARENISCA				ARENISCA
780-790	C-1-79	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
790-800	C-1-80	10	ARENISCA				ARENISCA
800-810	C-1-81	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
810-820	C-1-82	10	ARENISCA				ARENISCA
820-830	C-1-83	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
830-840	C-1-84	10	ARENISCA				ARENISCA
840-850	C-1-85	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
850-860	C-1-86	10	ARENISCA				ARENISCA
860-870	C-1-87	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
870-880	C-1-88	10	ARENISCA				ARENISCA
880-890	C-1-89	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
890-900	C-1-90	10	ARENISCA				ARENISCA
900-910	C-1-91	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
910-920	C-1-92	10	ARENISCA				ARENISCA
920-930	C-1-93	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
930-940	C-1-94	10	ARENISCA				ARENISCA
940-950	C-1-95	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
950-960	C-1-96	10	ARENISCA				ARENISCA
960-970	C-1-97	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
970-980	C-1-98	10	ARENISCA				ARENISCA
980-990	C-1-99	10	ARENISCA	L	TRAMO C-I	SUB-TRAMO C-I-1	ARENISCA
990-1000	C-1-100	10	ARENISCA				ARENISCA





SUB-TRAMO G-16	BIOSPANSIA FINA	SUB-TRAMO G-15	BIOSPANSIA GROSSA PORREENTE LAMDA EM PARTE SUPERIOR	SUB-TRAMO G-14	PAREDE BOMBEADA MEDIA	SUB-TRAMO G-13	BIOSPANSIA MEDIA GROSSA	SUB-TRAMO G-12	BIOSPANSIA MEDIA GROSSA (PORREENTE LAMDA)	SUB-TRAMO G-11	BIOSPANSIA MEDIA GROSSA COM BOMBEADA MEDIA E BOMBEADA FINA	SUB-TRAMO G-10	BIOSPANSIA MEDIA GROSSA COM BOMBEADA FINA E BOMBEADA MEDIA	SUB-TRAMO G-9	BIOSPANSIA MEDIA GROSSA COM BOMBEADA FINA E BOMBEADA MEDIA	SUB-TRAMO G-8	BIOSPANSIA MEDIA GROSSA COM BOMBEADA FINA E BOMBEADA MEDIA	SUB-TRAMO G-7	BIOSPANSIA MEDIA GROSSA COM BOMBEADA FINA E BOMBEADA MEDIA	SUB-TRAMO G-6	BIOSPANSIA MEDIA GROSSA COM BOMBEADA FINA E BOMBEADA MEDIA	SUB-TRAMO G-5	BIOSPANSIA MEDIA GROSSA COM BOMBEADA FINA E BOMBEADA MEDIA	SUB-TRAMO G-4	BIOSPANSIA MEDIA GROSSA COM BOMBEADA FINA E BOMBEADA MEDIA	SUB-TRAMO G-3	BIOSPANSIA MEDIA GROSSA COM BOMBEADA FINA E BOMBEADA MEDIA	SUB-TRAMO G-2	BIOSPANSIA MEDIA GROSSA COM BOMBEADA FINA E BOMBEADA MEDIA	SUB-TRAMO G-1	BIOSPANSIA MEDIA GROSSA COM BOMBEADA FINA E BOMBEADA MEDIA			
T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	T R A M O	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35

ESTRATIGRAFIA DEL MIOCENO DE ELDA - PETREL (ALICANTE)

AUTOR: CARLOS AUERHEIMER SERIE: FRAILE (T-P-O) EDAD: MIOCENO MEDIO

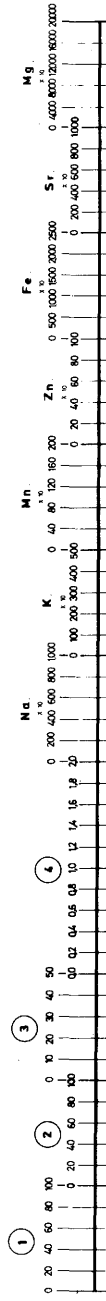
HOJA: CASTALLA NUMERO: 28-33 TERMINO MUNICIPAL: PETREL

PROVINCIA: ALICANTE COORDENADAS TICH: XH. 975 655 COORDENADAS MIURO: XH. 995 649

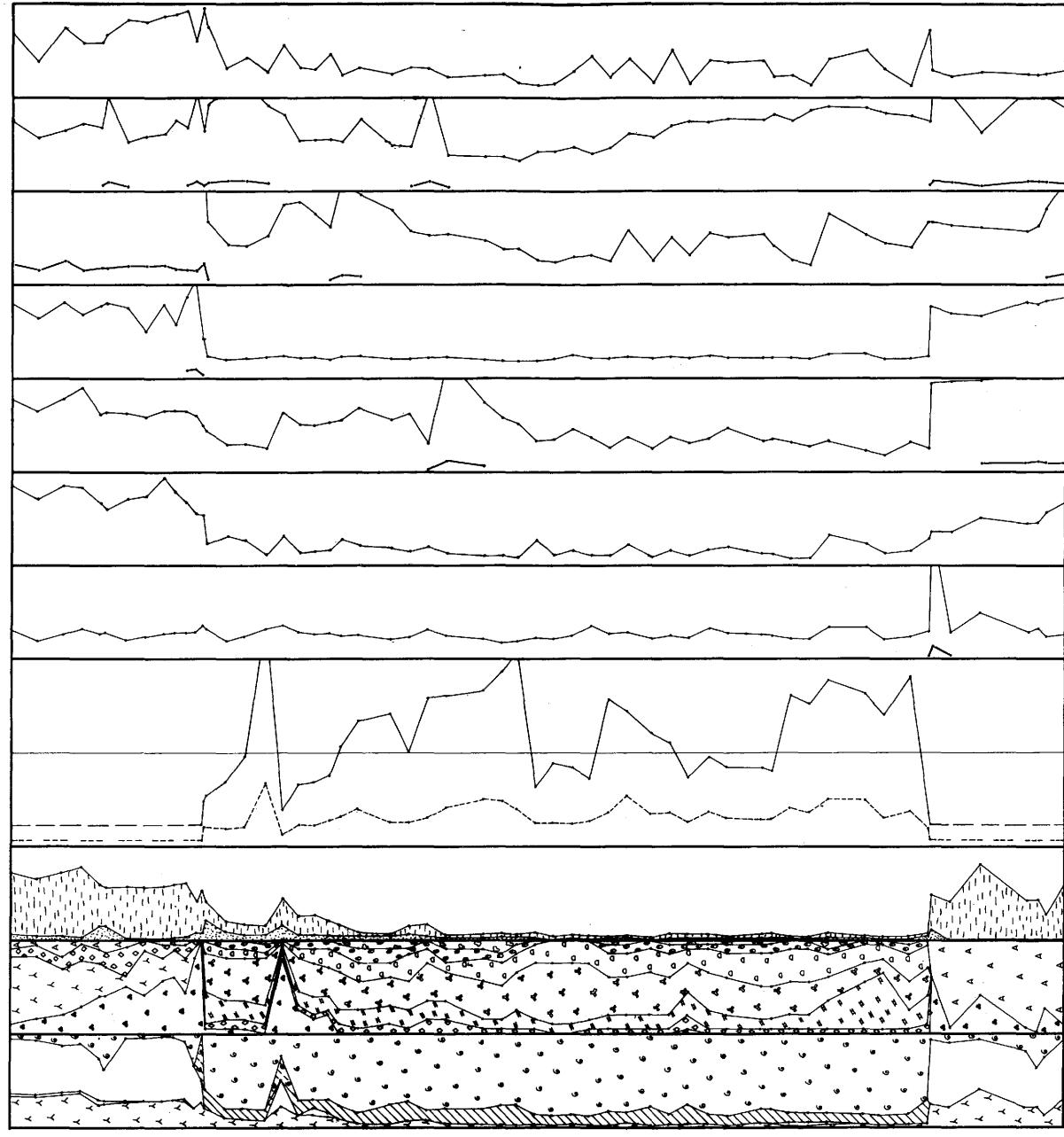
ESCALA VERTICAL

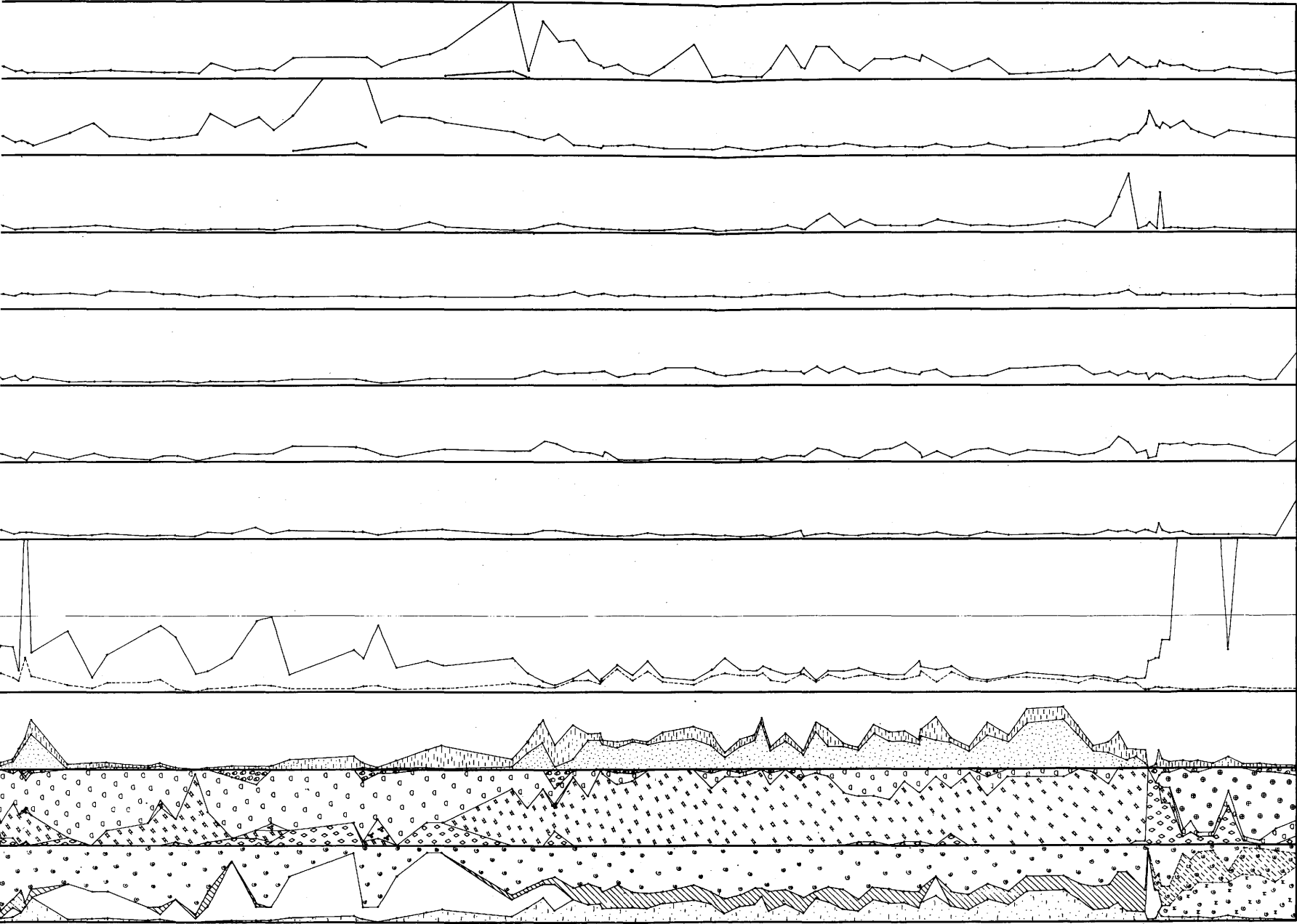
(A)

ESCALA
MUESTRA
ESPESOR
COLUMNA
LITOLÓGICA
UNIDAD
TRAMO
SUBTRAMO
LITOLÓGICA



UNIDAD	TRAMO	SUBTRAMO	LITOLÓGICA
UNIDAD 0	TRAMO 0-I	SUB-TRAMO 0-I-1	ARENISCA DEGRADADA BIOCÉNICA - MENTE LITÓLICA
TRAMO 0	TRAMO 0-I	SUB-TRAMO P-1a	ROSEANITA BIOCÉNICA
		SUB-TRAMO P-1b	ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A.
TRAMO P	TRAMO P-I	SUB-TRAMO P-I-1	ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A. - ROSEANITA F.M.A.
		SUB-TRAMO P-I-2	ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A.
		SUB-TRAMO P-I-3	ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A.
TRAMO P-II	TRAMO P-II	SUB-TRAMO P-II-1	ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A. - ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A.
		SUB-TRAMO P-II-2	ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A. - ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A.
		SUB-TRAMO P-II-3	ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A. - ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A.
TRAMO P-III	TRAMO P-III	SUB-TRAMO P-III-1	ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A. - ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A.
		SUB-TRAMO P-III-2	ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A. - ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A.
		SUB-TRAMO P-III-3	ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A. - ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A.
TRAMO P-IV	TRAMO P-IV	SUB-TRAMO P-IV-1	ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A. - ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A.
		SUB-TRAMO P-IV-2	ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A. - ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A.
		SUB-TRAMO P-IV-3	ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A. - ROSEANITA BIOCÉNICA F.M.A.
TRAMO T	TRAMO T-I	SUB-TRAMO T-I-1	ARENISCA DEGRADADA BIOCÉNICA - MENTE LITÓLICA
		SUB-TRAMO T-I-2	ARENISCA DEGRADADA BIOCÉNICA - MENTE LITÓLICA
		SUB-TRAMO T-I-3	ARENISCA DEGRADADA BIOCÉNICA - MENTE LITÓLICA





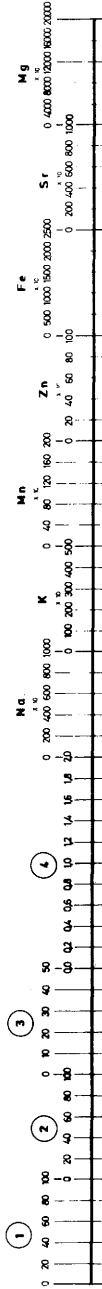
TRAMO M-I		TRAMO M-II		TRAMO M-III		TRAMO M-IV		TRAMO M-V		TRAMO M-VI		TRAMO M-VII		TRAMO M-VIII		TRAMO M-IX		TRAMO M-X		TRAMO M-XI		TRAMO M-XII	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72
73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96
97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120
121	122	123	124	125	126	127	128	129	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140	141	142	143	144
145	146	147	148	149	150	151	152	153	154	155	156	157	158	159	160	161	162	163	164	165	166	167	168
169	170	171	172	173	174	175	176	177	178	179	180	181	182	183	184	185	186	187	188	189	190	191	192
193	194	195	196	197	198	199	200	201	202	203	204	205	206	207	208	209	210	211	212	213	214	215	216
217	218	219	220	221	222	223	224	225	226	227	228	229	230	231	232	233	234	235	236	237	238	239	240
241	242	243	244	245	246	247	248	249	250	251	252	253	254	255	256	257	258	259	260	261	262	263	264
265	266	267	268	269	270	271	272	273	274	275	276	277	278	279	280	281	282	283	284	285	286	287	288
289	290	291	292	293	294	295	296	297	298	299	300	301	302	303	304	305	306	307	308	309	310	311	312
313	314	315	316	317	318	319	320	321	322	323	324	325	326	327	328	329	330	331	332	333	334	335	336
337	338	339	340	341	342	343	344	345	346	347	348	349	350	351	352	353	354	355	356	357	358	359	360
361	362	363	364	365	366	367	368	369	370	371	372	373	374	375	376	377	378	379	380	381	382	383	384
385	386	387	388	389	390	391	392	393	394	395	396	397	398	399	400	401	402	403	404	405	406	407	408
409	410	411	412	413	414	415	416	417	418	419	420	421	422	423	424	425	426	427	428	429	430	431	432
433	434	435	436	437	438	439	440	441	442	443	444	445	446	447	448	449	450	451	452	453	454	455	456
457	458	459	460	461	462	463	464	465	466	467	468	469	470	471	472	473	474	475	476	477	478	479	480
481	482	483	484	485	486	487	488	489	490	491	492	493	494	495	496	497	498	499	500	501	502	503	504
505	506	507	508	509	510	511	512	513	514	515	516	517	518	519	520	521	522	523	524	525	526	527	528
529	530	531	532	533	534	535	536	537	538	539	540	541	542	543	544	545	546	547	548	549	550	551	552
553	554	555	556	557	558	559	560	561	562	563	564	565	566	567	568	569	570	571	572	573	574	575	576
577	578	579	580	581	582	583	584	585	586	587	588	589	590	591	592	593	594	595	596	597	598	599	600
601	602	603	604	605	606	607	608	609	610	611	612	613	614	615	616	617	618	619	620	621	622	623	624
625	626	627	628	629	630	631	632	633	634	635	636	637	638	639	640	641	642	643	644	645	646	647	648
649	650	651	652	653	654	655	656	657	658	659	660	661	662	663	664	665	666	667	668	669	670	671	672
673	674	675	676	677	678	679	680	681	682	683	684	685	686	687	688	689	690	691	692	693	694	695	696
697	698	699	700	701	702	703	704	705	706	707	708	709	710	711	712	713	714	715	716	717	718	719	720
721	722	723	724	725	726	727	728	729	730	731	732	733	734	735	736	737	738	739	740	741	742	743	744
745	746	747	748	749	750	751	752	753	754	755	756	757	758	759	760	761	762	763	764	765	766	767	768
769	770	771	772	773	774	775	776	777	778	779	780	781	782	783	784	785	786	787	788	789	790	791	792
793	794	795	796	797	798	799	800	801	802	803	804	805	806	807	808	809	810	811	812	813	814	815	816
817	818	819	820	821	822	823	824	825	826	827	828	829	830	831	832	833	834	835	836	837	838	839	840
841	842	843	844	845	846	847	848	849	850	851	852	853	854	855	856	857	858	859	860	861	862	863	864
865	866	867	868	869	870	871	872	873	874	875	876	877	878	879	880	881	882	883	884	885	886	887	888
889	890	891	892	893	894	895	896	897	898	899	900	901	902	903	904	905	906	907	908	909	910	911	912
913	914	915	916	917	918	919	920	921	922	923	924	925	926	927	928	929	930	931	932	933	934	935	936
937	938	939	940	941	942	943	944	945	946	947	948	949	950	951	952	953	954	955	956	957	958	959	960
961	962	963	964	965	966	967	968	969	970	971	972	973	974	975	976	977	978	979	980	981	982	983	984
985	986	987	988	989	990	991	992	993	994	995	996	997	998	999	1000	1001	1002	1003	1004	1005	1006	1007	1008
1009	1010	1011	1012	1013	1014	1015	1016	1017	1018	1019	1020	1021	1022	1023	1024	1025	1026	1027	1028	1029	1030	1031	1032
1033	1034	1035	1036	1037	1038	1039	1040	1041	1042	1043	1044	1045	1046	1047	1048	1049	1050	1051	1052	1053	1054	1055	1056
1057	1058	1059	1060	1061	1062	1063	1064	1065	1066	1067	1068	1069	1070	1071	1072	1073	1074	1075	1076	1077	1078	1079	1080
1081	1082	1083	1084	1085	1086	1087	1088	1089	1090	1091	1092	1093	1094	1095	1096	1097	1098	1099	1100	1101	1102	1103	1104
1105	1106	1107	1108	1109	1110	1111	1112	1113	1114	1115	1116	1117	1118	1119	1120	1121	1122	1123	1124	1125	1126	1127	1128
1129	1130	1131	1132	1133	1134	1135	1136	1137	1138	1139	1140	1141	1142	1143	1144	1145	1146	1147	1148	1149	1150	1151	1152
1153	1154	1155	1156	1157	1158	1159	1160	1161	1162	1163	1164	1165	1166	1167	1168	1169	1170	1171	1172	1173	1174	1175	1176
1177	1178	1179	1180	1181	1182	1183	1184	1185	1186	1187	1188	1189	1190	1191	1192	1193	1194	1195	1196	1197	1198	1199	1200
1201	1202	1203	1204	1205	1206	1207	1208	1209	1210	1211	1212	1213	1214	1215	1216	1217	1218	1219	1220	1221	1222	1223	1224
1225	1226	1227	1228	1229	1230	1231	1232	1233	1234	1235	1236	1237	1238	1239	1240	1241	1242	1243	1244	1245	1246	1247	1248
1249	1250	1251	1252	1253	1254	1255	1256	1257	1258	1259	1260	1261	1262	1263	1264	1265	1266	1267	1268	1269	1270	1271	1272
1273	1274	1275	1276	1277	1278	1279	1280	1281	1282	1283	1284	1285	1286	1287	1288	1289	1290	1291	1292	1293	1294	1295	1296
1297	1298	1299	1300	1301	1302	1303	1304	1305	1306	1307	1308	1309	1310	1311	1312	1313	1314	1315	1316	1317	1318	1319	1320
1321	1322	1323	1324	1325	1326	1327	1328	1329	1330	1331	1332	1333	1334	1335	1336	1337	1338	1339	1340	1341	1342	1343	1344
1345	1346	1347	1348	1349	1350	1351	1352	1353	1354	1355	1356	1357	1358	1359	1360	1361	1362	1363	1364	1365	1366	1367	1368
1369	1370	1371	1372	1373	1374	1375	1376	1377	1378	1379	1380	1381	1382	1383	1384	1385	1386	1387	1388	1389	1390	1391	1392
1393	1394	1395	1396	1397	1398	1399	1400	1401	1402	1403	1404	1405	1406	1407	1408								

ESTRATIGRAFIA DEL MIOCENO DE ELDA - PETREL (ALICANTE)

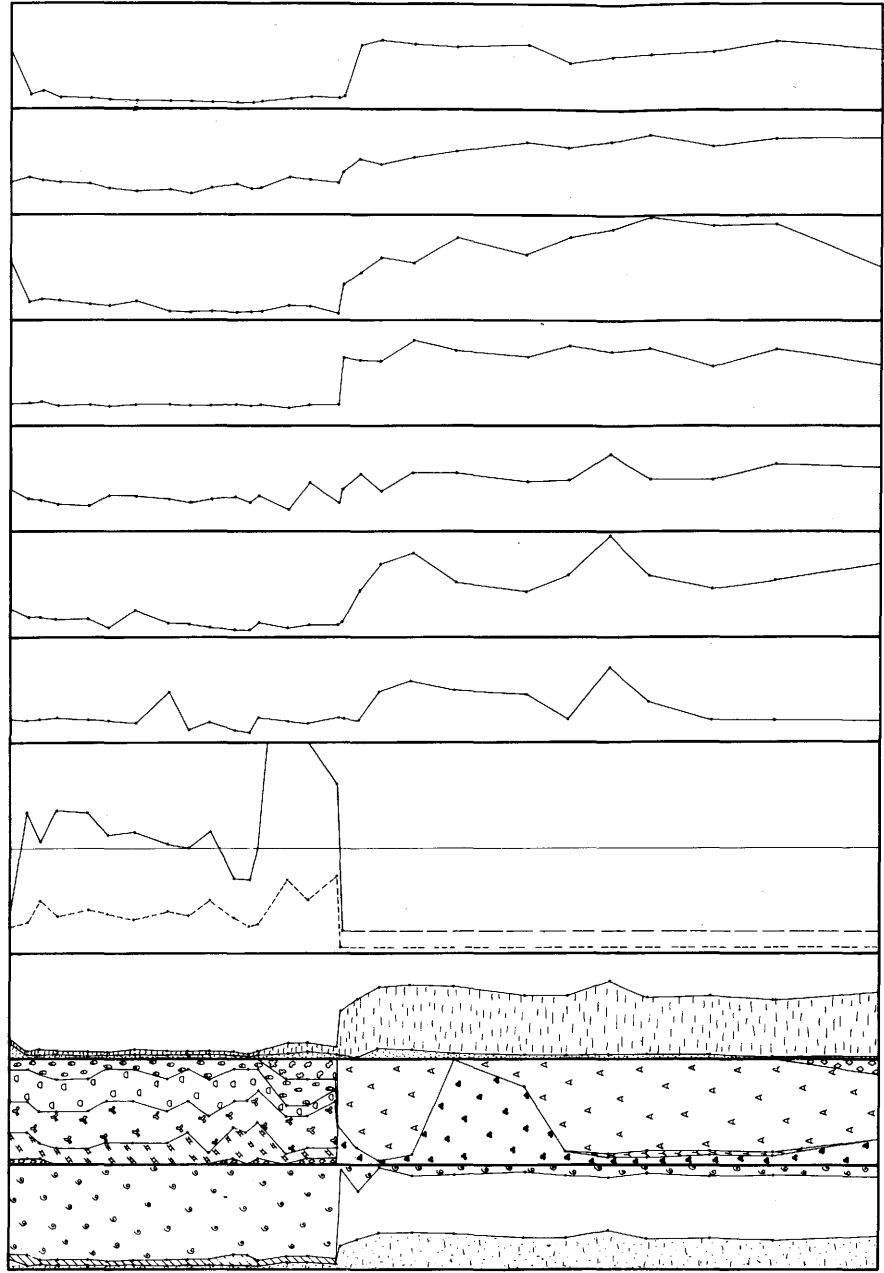
AUTOR: CARLOS AUERHEIMER SERIE: CASTALLA (B-E) EDAD: MIOCENO MEDIO
 HOJA: CASTALLA NUMERO: 28-33 TERMINO MUNICIPAL: CASTALLA
 PROVINCIA: ALICANTE COORDENADAS TECHO: YH. 018. 748 COORDENADAS MURO: YH. 022. 744
 ESCALA VERTICAL: 0m 20m 50m

(A)

ESCALA
 MUESTRA
 ESPESOR
 COLUMNA
 LITOLÓGICA
 UNIDAD
 TRAMO
 SUBTRAMO
 LITOLÓGICA



ESCALA	MUESTRA	ESPESOR	COLUMNA LITOLÓGICA	UNIDAD	TRAMO	SUBTRAMO	LITOLÓGICA
0-10	B-1	10		UNIDAD B	TRAMO B-I	SUBTRAMO B-I	ARENISCA
10-20	B-2	10					ARENISCA
20-30	B-3	10		UNIDAD A	TRAMO A-I	SUBTRAMO A-I	ARENISCA
30-40	B-4	10					ARENISCA
40-50	B-5	10		UNIDAD A	TRAMO A-II	SUBTRAMO A-II	ARENISCA
50-60	B-6	10					ARENISCA
60-70	B-7	10		UNIDAD A	TRAMO A-III	SUBTRAMO A-III	ARENISCA
70-80	B-8	10					ARENISCA
80-90	B-9	10		UNIDAD A	TRAMO A-IV	SUBTRAMO A-IV	ARENISCA
90-100	B-10	10					ARENISCA



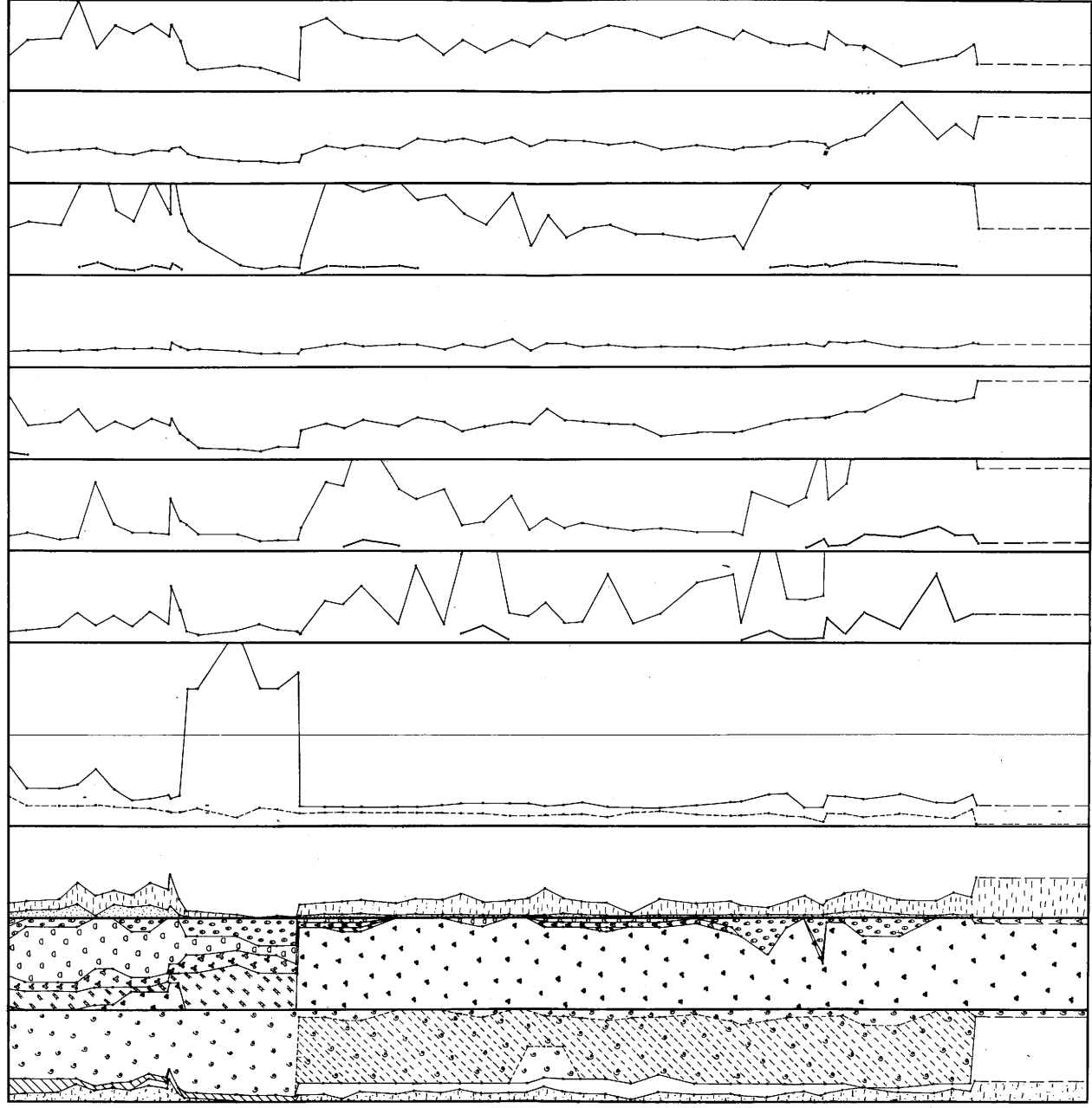
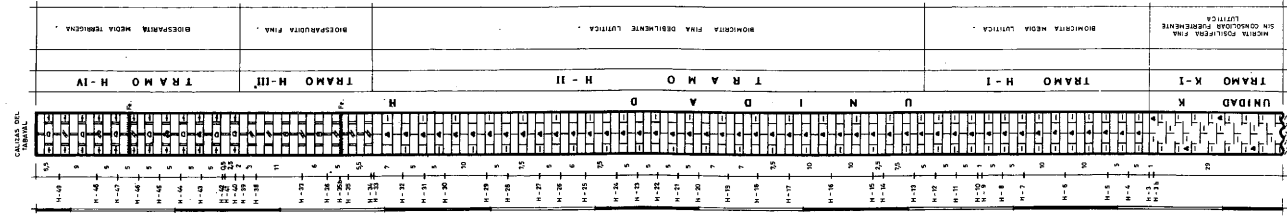
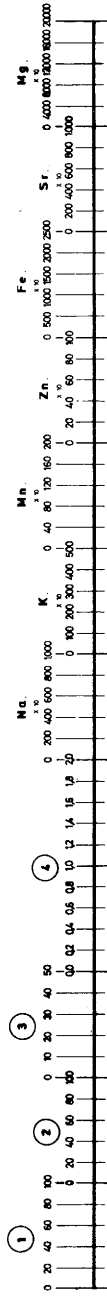
ESTRATIGRAFIA DEL MIOCENO DE ELDA - PETREL (ALICANTE)

AUTOR: CARLOS ALJERHEIMER SERIE: VINALOPO (H-K) EDAD: MIOCENO MEDIO

HORA: ELCHE NUMERO: 28-35 TERMINO MUNICIPAL: ELCHE
 PROVINCIA: ALICANTE COORDENADAS TECHO: YH 006 446 COORDENADAS MURO: YH-001 439
 ESCALA VERTICAL

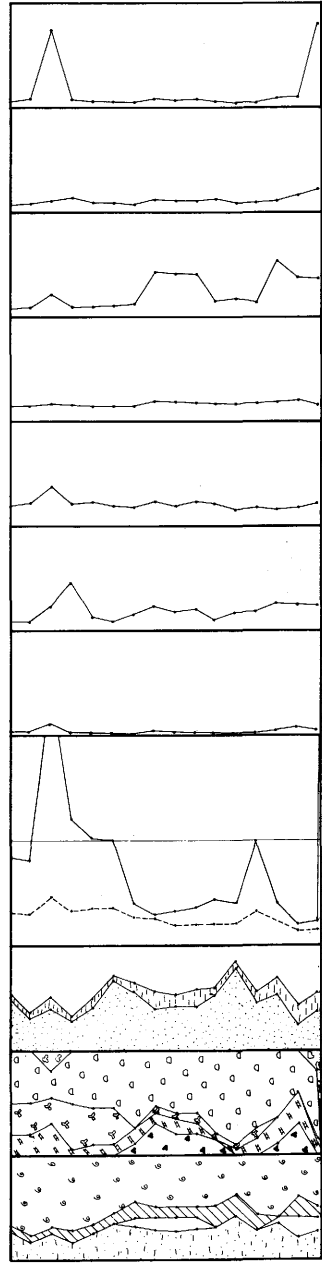
ESCALA
 MUESTRA
 ESPESOR
 COLUMNA
 LITOLÓGICA
 UNIDAD
 TRAMO
 SUBTRAMO
 LITOLÓGICA

(4)



ESTRATIGRAFIA DEL MIOCENO DE ELDA - PETREL (ALICANTE)

AUTOR: CARLOS ALJERNHEIMER SERIE: MONTEALEGRE (J) EDAD: MIOCENO MEDIO
 HOJA MONTEALEGRE DEL CASTILLO NUMERO: 26-52 TERMINO MUNICIPAL: MONTEALEGRE DEL CASTILLO
 PROVINCIA: ALBACETE COORDENADAS TECHO: XH. 495 902 COORDENADAS MURO: XH. 493 906
 ESCALA VERTICAL



ESCALA	MUESTRA	ESPESOR	COLUMNA	LITOLÓGICA	UNIDAD	TRAMO	SUBTRAMO	LITOLÓGICA
1	1-1	10	1	arenosa	J-II	J-IIa	J-IIa	arenosa
2	1-2	10	2	arenosa	J-II	J-IIa	J-IIa	arenosa
3	1-3	10	3	arenosa	J-II	J-IIa	J-IIa	arenosa
4	1-4	10	4	arenosa	J-II	J-IIa	J-IIa	arenosa

ESCALA	MUESTRA	ESPESOR	COLUMNA	LITOLÓGICA	UNIDAD	TRAMO	SUBTRAMO	LITOLÓGICA
1	1-1	10	1	arenosa	J-II	J-IIa	J-IIa	arenosa
2	1-2	10	2	arenosa	J-II	J-IIa	J-IIa	arenosa
3	1-3	10	3	arenosa	J-II	J-IIa	J-IIa	arenosa
4	1-4	10	4	arenosa	J-II	J-IIa	J-IIa	arenosa

UNIDAD J
 TRAMO J-II
 SUBTRAMO J-IIa
 LITOLÓGICA arenosa, fósforica arenosa, fósforica arenosa

BIBLIOGRAFÍA

- ALEXANDERSSON, T.: *Recent littoral and sublittoral high-Mg calcite lithification in the Mediterranean*. Sedimentology, v. 12, p. 47-61 (1969).
- ALEXANDERSSON, T.: *Intergranular growth of marine aragonite and Mg-calcite: evidence of precipitation from supersaturated seawater*. Journ. Sed. Petrology, v. 42, p. 441-460 (1972).
- AL-HASHIMI, W. S.: *Significance of Strontium distribution in some carbonate rocks in the Carboniferous of Northumberland, England*. Journ. Sed. Petrology, v. 66, n.º 2, p. 369-376 (1976).
- BATHURST, R.G.C.: *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier, Amsterdam, 620 p. (1975).
- BENCINI, A. y TURI, A.: *Mn distribution in the Mesozoic carbonate rocks from Lima Valley, northern Apennines*. Journ. Sed. Petrology, v. 44, n.º 3, p. 774-782 (1974).
- BOGGILD, O. B.: *The shell structure of the mollusks*. Kgl. Danske Videns kab. Selskab, Mat. Fys. Medd. v. 9, p. 231-325 (1930).
- BUGGISCH, W.: *Die Bellerophonschichten der Reppwand (Gartnerkofel) (Oberperm, Karnische Alpen) Carinthia II*. 164-184. Jahrgang. S. 17-26. (1974).
- CUADRAS, C. M.: *Análisis Factorial. Series sobre programación de análisis multivariante*. N.º 3 Polycopia. Lab. Cálculo. Fac. de Ciencias. Univ. de Barcelona, 13 p. (1973).
- DAGNELIE, P.: *L'analyse statistique a plusieurs variables*. Les Presses Agronom. Gembloux (Belgique), 362 p. (1975).
- DE GROOT, K.: *The chemistry of submarine cement formation at Dohat Hussain in the Persian Gulf*. Sedimentology, v. 12, p. 63-68. (1969).
- DOOD, J. R.: *Magnesium and Strontium in calcareous skeletons*. Jour. Paleontology, v. 41, p. 1.313-1.329 (1967).
- ERNST, W.: *Geochemical facies analysis. Methods in Geochemistry and Geophysics*. v. 11. Elsevier Publ. Comp. 152 p. (1970).
- FAIRBRIDGE, R. W.: *The Dolomite question*. S.E.P.M. spec. public. 15, p. 124-178 (1957).
- FLÜGEL, H. W. y WEDEPOHL, K. H.: *Die Verteilung des Strontiums in oberjurassischen Karbonatgesteinen der Nördlichen Kalhalpen*. Contri. Mineral and Petrol. v. 14, p. 229-249 (1967).
- FOLK, R. L.: *The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of Magnesium content and salinity*. Jour. Sed. Petrology, v. 44, n.º 1, p. 40-53 (1974).
- FRIEDMAN, G. M.: *Early diagenesis and lithification in carbonate sediments*. Jour. Sed. Petrology, v. 34, p. 777-813. (1964).

- FRIEDMAN, G. M.: *Geology and geochemistry of reefs, carbonate sediments and waters, Gulf of Aqaba. (Elat) Red Sea*. Jour. Sed. Petrol. v. 38, p. 895-919 (1968).
- FRIEDMAN, G. M.: *Trace elements as possible environmental indicators in carbonate sediments. Depositional environments in carbonate rocks*. S.E.P.M. Spec. Publ. 14. p. 193-200 (1969).
- GINSBURG, R. N., MARSZALEK, D. S. y SCHEIDERMANN, N.: *Untrastructure of carbonate cement in a Holocene algal reef of Bermuda*. Jour. Sed. Petrology, v. 41, p. 472-482 (1971).
- GOLDBERG, E. D. y ARRHENIUS, G.O.S.: *Chemistry of Pacific pelagic sediments*. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 13, p. 153-212 (1958).
- JORGENSEN, N. O.: *Mg/Sr distribution and diagenesis of Maastrichtian white chalk and Danian bryozoan limestone from Jylland, Denmark*. Bull. Geol. Soc. Denmark, v. 24, p. 299-325 (1975).
- KAHLE, C. F.: *Stronium in Oölitic Limestones*. Jour. Sed. Petrology, v. 35, n.º 4, p. 846-856. (1965).
- KENDALL, M. G.: *A course in multivariate analysis*. Charles Griffin and Company Limited. London. 4.ª impresión, 185 p. (1968).
- KINSMAN, D.J.J.: *Interpretation of Sr concentrations in carbonate minerals and rocks*. Jour. Sed. Petrology, v. 39, n.º 2, p. 486-508 (1969).
- KINSMAN, D. J. J. y HOLLAND, H. D.: *The coprecipitation of cations with CaCO₃ IV. The coprecipitation of Sr⁺⁺ with between 16º and 96º C*. Geochim. Cosmochim. Acta, v. 33, p. 1-17 (1969).
- KRUMBEIN, W. C. y GARRELS, R. M.: *Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials*. Jour. Geology, v. 60, p. 1-33 (1952).
- LAND, L. S. y GOREAU, T. F.: *Submarine lithification of Jaimaicain reefs*. Jour. Sed. Petrology, v. 40, p. 457-462. (1970).
- LAND, L. S. y HOOPS, G. K.: *Sodium in Carbonate sediments and rocks: a possible index to the salinity of diagenetic solutions*. Jour. Sed. Petrology, v. 43, n.º 3, p. 614-617. (1973).
- LAND, L. S., SALEM, M. R. I. y MORROWS, W.: *Paleohydrology of ancient dolomites: Geochemical evidence*. A.A.P.G. Bull., v. 59/9, p. 1.602-1.625. (1975).
- LORENS, R. B., WILLIAMS, D. F. y BENDER, M. L.: *The early monstructural chemical diagenesis of Foraminiferal calcite*. Jour. Sed. Petrology, v. 47, n.º 4, p. 1.602-1.609. (1977).
- Mc. KENZIE, F. J.: *Strontium content and variable strontium-chlorinity relationship of Sargasso Sea Water*. Science, v. 146, p. 517-518 (1964).
- MIGDISOV, A. A.: *On the titanium/aluminum ratio in sedimentary rocks*. Geochemistry (USSR) (English transl.). 1960(2), p. 178-194 (1960).
- MILLIMAN, J. D.: *Marine Carbonates*. 1. Springer-Verlag. Heildelberg. 375 p. (1974).
- MITCHEL, R. L.: *The limestones of Scotland*. Mem. Geol. Min. Resources. v. 37 (1956).

- PRASADA RAO, C. y NAQVI, I. H.: *Petrography, Geochemistry and factor analysis of a Lower Ordovician subsurface sequence, Tasmania, Australia*. Jour. Sed. Petrology, v. 47, n.º 3, p. 1.036-1.055 (1977).
- PIERUCCINI, R.: *Sulla diffusione del manganese in alcuni sedimenti calcareo-selciosi dell'Appennino settentrionale toscano*. Atti. Soc. Toscana Sci. Nat., v. 58 A, p. 6-59 (1951).
- RENARD, M.: *Etude Geochimique de la fraction carbonatée d'un faciès de bordure de Depot gypseux (exemple du gypse ludien du bassin de Paris)*. Sedimentary Geology, v. 13, p. 191-231 (1975).
- RENARD, M. y RIVELINE, J.: *Stratigraphie et Géochimie*. C.R. Acad. Sc. Paris. T. 277, p. 557-560. (1973).
- RÖSLER, H. J. y LANGE, H.: *Geochemical tables*. Elsevier Publ. Comp. 468 p. (1972).
- SEAL, H.: *Multivariate statistical analysis for Biologists*. Methuen and Co. Ltd. London, 209 p. (1964).
- SCHWEIZER, V.: *Geomechische Untersuchungen im Carixium (Lias) der Langenbrückener Senke (Baden-Württemberg)*. Oberrhein geol. Abh, v. 20, p. 59-67 (1971).
- SELIM, A. A. y DUFF, P. McL.: *Carbonate facies in the Lower Carboniferous (Visean) of St. Monance, East Fife, Scotland*. Jour. Sed. Petrology, v. 44, n.º 3, p. 806-815. (1974).
- SHIMM, E. A.: *Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf*. Sedimentology, v. 12, p. 109-114 (1969).
- STRAKHOV, N. M.: *Types of climatic zones in the post-Proterozoic history of the Earth and their significance in Geology*. Akad. Nauk SSSR. Izv. Ser. Geol., v. 3, p. 1-19 (1960).
- TUREKIAN, K. K. y WEDEPOHL, K. H.: *Distribution of the element in some major Units of the Earth's Crust*. Geological Soc. of America Bull. v. 72, p. 175-192 (1961).
- VEEVERS, J. J.: *Associations of Fossils, Grain-Types and Chemical constituents in the upper devonian and lower carboniferous limestones of the bonaparte gulf basin, northwest Australia*. Jour. Sed. Petrology, v. 39, n.º 3, p. 1.118-1.131. (1969).
- VEIZER, J.: *Diagenesis of pre-Quaternary carbonates as indicated by tracer studies*. Jour. Sed. Petrology, v. 47, n.º 2, p. 565-581. (1977).
- VEIZER, J. y DEMOVIC, R.: *Environmental and climatic controlled fractionation of elements in the Mesozoic carbonate sequences of the Western Carpathians*. Jour. Sed. Petrology, v. 43, p. 258-271. (1973).
- VEIZER, J. y DEMOVIC, R.: *Stronium as a tool in facies analysis*. Jour. Sed. Petrology, v. 44, n.º 1, p. 93-115. (1974).
- VEIZER, J. y WENDT, J.: *Mineralogy and chemical composition of recent and fossil skeletons of calcareous sponges*. N. Jb. Geol. Palaont. Mh, v. 9, p. 558-573. (1976).
- VINOGRADOV, A. P., RONOVA, A. B., y RATYNSKIY, W. M.: *Variation in chemical composition of carbonate rocks of the Russian Platform (with time)*. Akad. Nauk SSSR Izv. Ser. Geol., v. 1, p. 33-50. (1952).

- WAGNER, G. H., STEELE, K. F. y ZACHRY, D. L.: *Trace metals and major elements in water-soluble rocks of Northwest Arkansas*. Arkansas Water Resources reseach Center, v. 36, 31 p. (1975).
- WEBER, J. N.: *Trace element composition of dolostones and dolomites and its bearing on the dolomite problem*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 28, p. 1.817-1.868. (1964).
- WILSON, J. L.: *Characteristics of Carbonate-Platform Margins*. *A.A.P.G. Bull.* c. 58/5, p. 810-824. (1974).

