

GENESIS Y EVOLUCION DE LOS CALICHES MIOCENOS DEL SURESTE DE LA DEPRESION DEL DUERO (*)

I. Armenteros (**) y G. Alonso-Gavilán (**)

RESUMEN

El objeto de este trabajo es el estudio descriptivo y genético de los caliches fósiles situados en sedimentos de abanicos aluviales miocenos que orlan el zócalo preterciario de Honrubia Pradales (norte de la provincia de Segovia).

Se reconocen cuatro tipos de costras: bréchica, masiva, laminada vertical y laminada horizontal, y las dos últimas se diferencian por su posición respecto al plano de estratificación. La costra masiva presenta una serie de elementos formados "in situ" (pisoides, ooides y peloides) destacados en una matriz. Es frecuente la erosión de una costra y la inclusión de los fragmentos resultantes a un nuevo nivel que va a sufrir el proceso de costrificación. Se ha podido detectar la existencia de *MICROCIDIUM* "in situ" (colonias de roseta), o bien re trabado, constituyendo prismas separados.

Numerosos rasgos, tales como la elongación basal de las láminas de acreción de los pisoides y el cemento de tipo vadoso, sugieren que la formación de las costras se produjo en la zona vadosa de perfiles edáficos calcimorfos bajo los efectos de un clima cálido con estación seca marcada.

Los sedimentos han sufrido un fuerte proceso de carbonatación y el análisis de rayos X revela la existencia de paligorskita que se formó durante una etapa diagenética, presumiblemente, anterior a la intensa carbonatación del perfil edáfico. Con posterioridad a la carbonatación que conduce al estadio de costras maduras, se produce una silicificación parcial y en determinados niveles tiene lugar dolomitización (doloseudoesparita).

PALABRAS CLAVE: Génesis y evolución de caliches. Mioceno. Depresión del Duero. España.

ABSTRACT

The aim of this paper is to describe and to study the genesis of the fossil calcretes (caliches) interbedded in Miocene alluvial-fan sediments bordering the pre-Tertiary basement in the North of Segovia Province.

Four types of crusts have been distinguished: breccic, massive, vertically laminated and horizontally laminated, the two later types being differentiated by their position relative to the bedding surfaces. Massive crusts show a variety of discrete carbonate components (pisoids, ooids and peloids) embedded in a fine-grained matrix. Erosion of crusts and incorporation of the newly-formed fragments into a different horizon undergoing caliche-forming processes are common. "In situ" rosette like colonies and disengaged prisms of *MICROCIDIUM* have been found.

Many features, including basal elongation of the accretion laminae of pisoids and existence vadose cements, suggest that calcretes formed in vadose zones of calcimorph soil profiles under a warm climate with well-marked dry season.

X-ray analysis show the existence of diagenetic paligorskite that, presumably, formed before the intense precipitation of calcite in the soil profile that resulted in mature crusts. Afterwards, partial silicification as well as dolomitization to pseudosparite took place.

KEY WORDS: Genesis and evolution of Caliches. Miocene. Duero Basin. Spain.

(*) Trabajo presentado al X Congreso Nacional de Sedimentología (Menorca, 1983) y realizado dentro del Proyecto "Bioestratigrafía del Terciario de la Cuenca del Duero", que subvenciona la C.A.I.C.Y.T.

(**) Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca.

Introducción y encuadre regional

Las costras carbonatadas que se estudian se hallan dentro de los depósitos terciarios que orlan el zócalo preterciario, constituido por rocas plutónicas, metamórficas y materiales mesozoicos, que forman la sierra de Honrubia-Pradales (Segovia). (fig. 1).

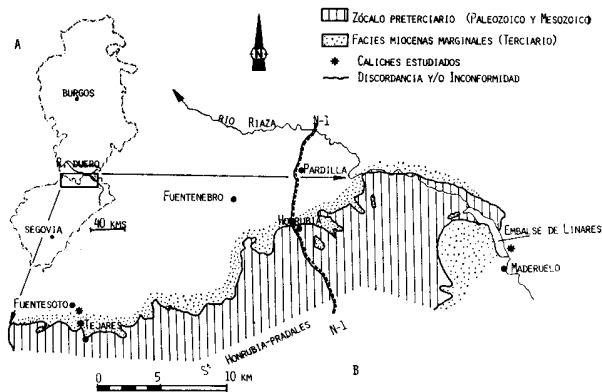


Fig. 1.—Localización geográfica (A), marco geológico (B) y situación de los perfiles estratigráficos más representativos en que se hallan las costras.

En líneas generales, los sedimentos que hospedan las costras carbonatadas representan las facies marginales del desmantelamiento parcial del relieve preterciario al que se adosan (fig. 1B). Su edad es Mioceno superior, según la fauna de mamíferos (Almela *et al.*, 1944) hallada en depósitos que equivalen lateralmente a los que contienen las costras carbonatadas (Aparicio Yagüe *et al.*, 1970; García del Cura, 1974 y Armenteros, 1978).

Los depósitos están formados por paraconglomerados y lutitas cuya proporción en los perfiles sirve para definir tres litofacies y, a su vez, es un reflejo de su posición con respecto al zócalo (fig. 2).

- **Litofacies A.**—Paraconglomerados dominantes: relación conglomerado/lutita > 1 . Aparece en las zonas próximas al zócalo donde es frecuente la amalgamación de capas paraconglomeráticas sin apenas intercalación de lutitas, y el centil alcanza valores próximos a un metro. Los límites de las capas, por lo general, son planos, y su espesor (0,4-1 m.) varía lateralmente debido a los frecuentes acuñamientos, solapamientos y truncamientos. En ocasiones, muestran geometría lenticular, con base erosiva muy pronunciada y representan el relleno de depresiones.
- **Litofacies B.**—Alternancia de conglomerados y lutitas con relación conglomerado/lutita ≈ 1 . Se sitúa en las zonas más alejadas del zócalo y presenta una alternancia de conglomerados y luti-

tas (B), formando secuencias positivas muy características con base erosiva y paso brusco del nivel inferior conglomerático al superior lutítico.

- **Litofacies C.**—Lutitas dominantes: relación conglomerado/lutita < 1 . Ocupa la posición más distal respecto al zócalo. No se aprecian planos de estratificación y, ocasionalmente, intercalan lechos conglomeráticos de espesor inferior a 0,4 metros.

En cualquiera de las tres litofacies aparecen muy pocas estructuras internas. El único rasgo de ordenamiento es la disposición de los clastos con el eje mayor horizontal y el carácter granodreciente de la secuencia litológica. En las areniscas lutíticas, que se intercalan entre los niveles conglomeráticos, se reconocen, a veces, laminaciones subhorizontales e, incluso, estratificaciones cruzadas curvas en algunos niveles de la litofacies B.

Los clastos proceden en su mayor parte de calizas y dolomías mesozoicas y, en menor proporción, de rocas metamórficas paleozoicas. Todos ellos se hallan rodeados de una matriz fangosa rojiza en la que destacan granos de cuarzo. En las áreas donde se localizan las costras, los depósitos de las tres litofacies presentan una fuerte cementación por carbonato, tanto más intensa cuanto más próximos se hallan al zócalo, y, excepcionalmente, por sílice (chert).

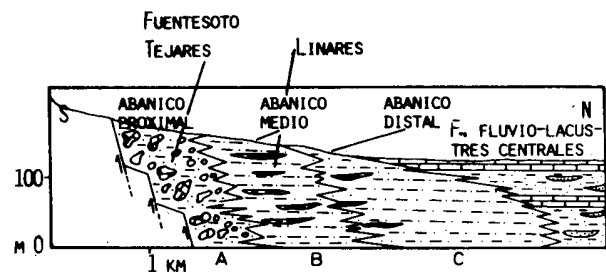


Fig. 2.—Corte perpendicular al borde de las "facies marginales", mostrando, en líneas generales, la distribución de sedimentos en los abanicos aluviales. A, B y C indican las diferentes litofacies distinguidas.

A partir de las características texturales y de estructuras se interpreta la litofacies A como depósitos mayoritariamente de coladas de derrubios (*Debris flow*) y hacia las zonas más distales pasa a la litofacies B, de génesis más compleja, pues los sedimentos conglomeráticos representan depósitos de corrientes canalizadas a los que sigue una sedimentación lutítica (*Mud flow*). Esta alternancia responde, posiblemente, a una reducción en la competencia de las corrientes, tanto en el tiempo como en el espacio, de forma que la secuencia refleja la actuación de dos procesos sucesivos. La sedimentación de la litofacies C tiene lugar a partir de flujos cargados de fangos y

no confinados a canales, en la parte distal del sistema de abanicos.

En líneas generales, estos depósitos representan el desarrollo de un abanico aluvial árido cuya litología y ordenamiento de facies evoluciona hacia el interior de la cuenca, donde se interdigita con depósitos fluvio-lacustres adscritos a las denominadas facies centrales por los diferentes autores que han estudiado este área.

La existencia de costras en la región fue reconocida ya por García del Cura (1974), quien describió dentro de estos depósitos de abanico aluvial cuatro tipos de costra: de encostramiento, perlítica o pseudoolítica, zonada y brechoide. Armenteros (1978) indicó que la existencia de encostramientos calcáreos en los diversos depósitos que componen los sedimentos marginales, es un rasgo común, pero no describió ningún tipo concreto.

Debido a su carácter regional, los estudios anteriores no han prestado atención a los aspectos sedimentológicos de las costras, que han permanecido hasta el momento inabordados. La descripción de detalle y el estudio sedimentológico y genético de estas costras constituyen el objeto de este trabajo, que se ha basado principalmente en los datos de los afloramientos del embalse de Linares, Tejares y Fuentesoto (fig. 1B).

Costras carbonatadas

Composición

Las costras están constituidas mayoritariamente por carbonato con valores que oscilan del 70 al 89 por ciento. La proporción de Mg es alta en el techo del perfil de Linares, en donde está asociado a la dolomitización.

Las arcillas representan una parte importante del resto de los componentes. Los difractogramas de rayos X revelan diferencias respecto del tipo de arcilla presente en cada una de las localidades. En Linares destaca la presencia de paligorsquita en todo el perfil y cantidades muy bajas o nulas de esmectita y caolinita, mientras que en Fuentesoto y Tejares ocurre al revés: está ausente la paligorsquita y aparece esmectita y caolinita, siendo más frecuente la primera.

Descripción

Los tipos más representativos se han diferenciado en base a las microestructuras observadas en lámina delgada, en réplicas de acetato y en observaciones directas en muestras de mano y afloramientos.

1. Microfacies bréchica (figs. 4A y 5). Su aspecto bréchico queda ya patente en muestra de mano. Al microscopio presenta una rez anastomosada irregular seudoesparítica y/o esparítica que recorre la preparación dejando "islototes" de material microesparítico de textura gromosa

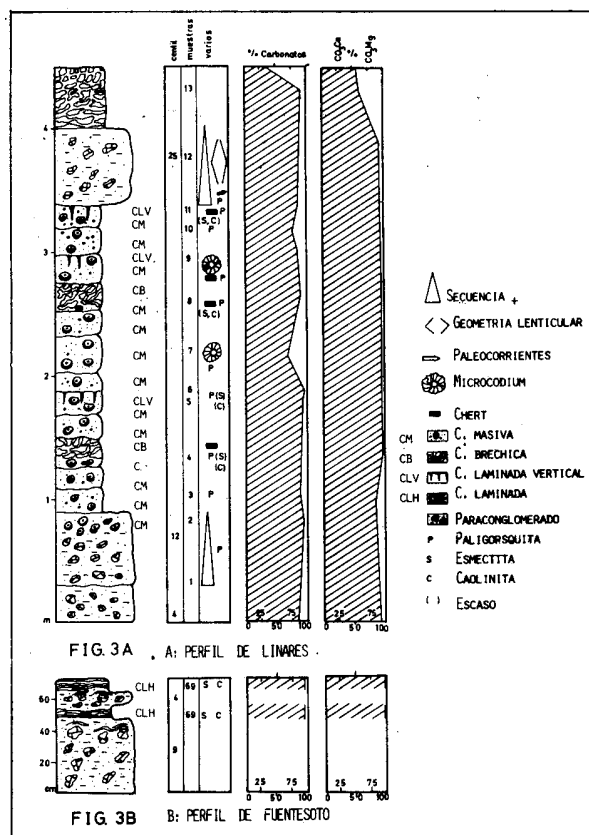


Fig. 3.—Perfil de Linares y Fuentesoto: características sedimentarias.

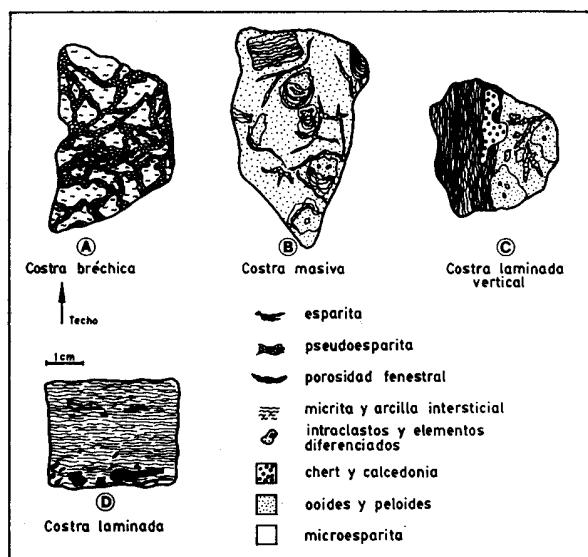


Fig. 4.—Esquemas de los diferentes tipos de costras carbonatadas reconocidos, realizados a partir de réplicas de acetato.

(grupos de microesparita fina de 6-10 micras, con arcilla intersticial no siempre detectable y rodeados de microesparita gruesa de 10-15 micras). Es frecuente encontrar peloides, ooides, pisoides e intraclastos dispersos. La porosidad de fractura y la originada por raíces se rellenan con cemento esparítico. Puntualmente se observa reemplazamiento de carbonato por chert.

2. Microfacies masiva (figs. 4B, 6 y 7). Está constituida por pisoides, ooides e intraclastos concentrados, de diversas formas, en una masa de carácter peletoidal-grumoso constituida por micrita-microesparita con arcilla intersticial y granos de arena dispersos. Existen porosidad fenestral y de fractura rellenas por esparita. Se diferencian los siguientes componentes:
 - a) **PISOIDES:** Son concreciones mayores de dos milímetros y tamaño 0,03-3 centímetros (fig. 6), formadas por un núcleo, que suele ser un intraclasto, y una corteza compuesta por envueltas de varias clases: 1. Capas micríticas oscuras que posiblemente contengan arcilla intersticial; 2. Capas microesparíticas, claras, y 3. Láminas construidas por ooides y elementos redondeados similares a peloides que, por inferencia del bajo contenido en Mg de las muestras, deben estar compuestos por arcilla, la cual no se tiñe con el rojo de Alizarina. Las envueltas de tipo 1 y 2, son las más abundantes y forman alternancias entre las que se intercalan las de tipo c, que son más escasas. El número de envueltas de los pisoides oscila entre 1 y 16, siendo de 5 a 10 lo más común, y su espesor suele ser siempre inferior al del núcleo que envuelven.
Las láminas basales de los pisoides suelen presentar elongaciones que, a veces, se acuñan hacia ambos lados (fig. 6). Los pisoides pueden estar en contacto en algunos casos.
 - b) **OOIDES:** son concreciones menores de dos milímetros y tamaño medio de 20 micras (fig. 7), formadas por un núcleo y un revestimiento laminado. El núcleo es un grano de cuarzo o bien un fragmento del mismo material que la envuelta (parcialmente arcilla, según se deduce de la proporción de Mg y de su incapacidad para teñirse con Alizarina). Pueden no presentar estructura interna, en cuyo caso se asemejan a peloides. Se encuentran dispersos en la matriz o bien concentrados, formando, en el último caso, parte de intraclastos y envueltas de pisoides.
- c) **INTRACLASTOS:** son de diverso tamaño (0,05 a varios milímetros) y forma en sección delgada (circulares a muy irregulares). Pueden ser simples o compuestos, en cuyo caso, están formados por elementos diversos (ooides, peloides, intraclastos, etc.) englobados en una matriz microesparítica. La mayoría de ellos son fragmentos de costras anteriores.
3. Microfacies laminada vertical (figs. 4C y 8). En campo se presentan constituyendo un relleno vertical de 2-3 centímetros de espesor (fig. 9) que, en planta, forma una red poligonal irregular decimétrica. Se compone de una alternancia de láminas de 0,2 milímetros de grosor, de color claro y oscuro, poco nítidas y ligeramente crenuladas. Las láminas claras, son continuas y de naturaleza microesparítica, mientras que las oscuras son discontinuas y están formadas por material grueso arcilloso-micrítico.
4. Microfacies laminada horizontal (fig. 4D). Se halla constituida por una alternancia de láminas alabeadas, claras y oscuras, de 50 a 100 micras de espesor. Las láminas de color claro son continuas y microesparíticas, y las oscuras, de color marrón-amarillento, son discontinuas y micríticas (fig. 10). La diferencia de color y textura de las láminas oscuras se debe, probablemente, a la presencia de arcilla, materia orgánica, o ambas. Localmente presentan alguna intercalación milimétrica de costra masiva con ooides, peloides y pisoides. Presenta porosidad fenestral de tendencia subhorizontal con relleno geopetal y bioturbación por raíces.
5. Microfacies bréchica-masiva. Es intermedia entre las microfacies bréchica y masiva (fig. 11). Se construye con elementos milimétricos de naturaleza microesparítica y morfología poliédrica con esquinas suavizadas y no siempre bien diferenciados. En algunos casos se forma una envuelta (0,2 mm.) de color marrón-amarillento en torno a un elemento, pero sin llegar a desarrollar laminación. La porosidad es muy alta, de tipo fenestral y de fractura, y en ocasiones se rellena por dos generaciones de cemento "blocky".

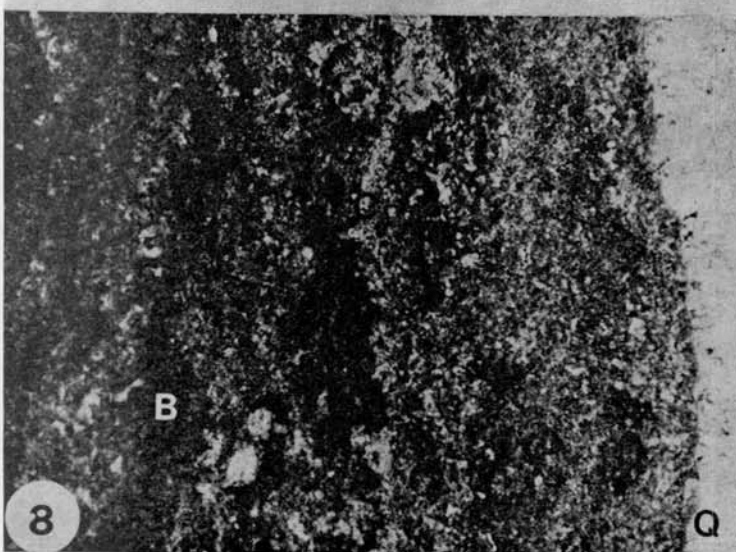
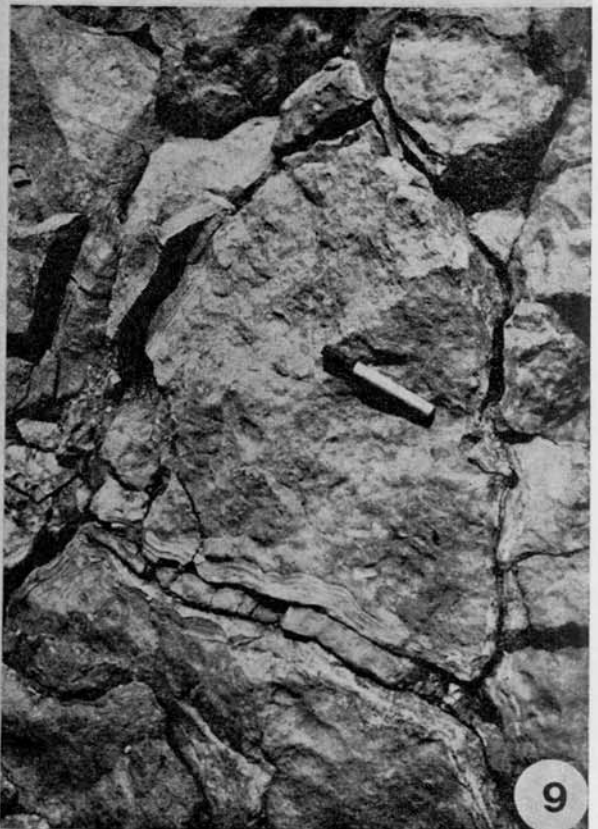
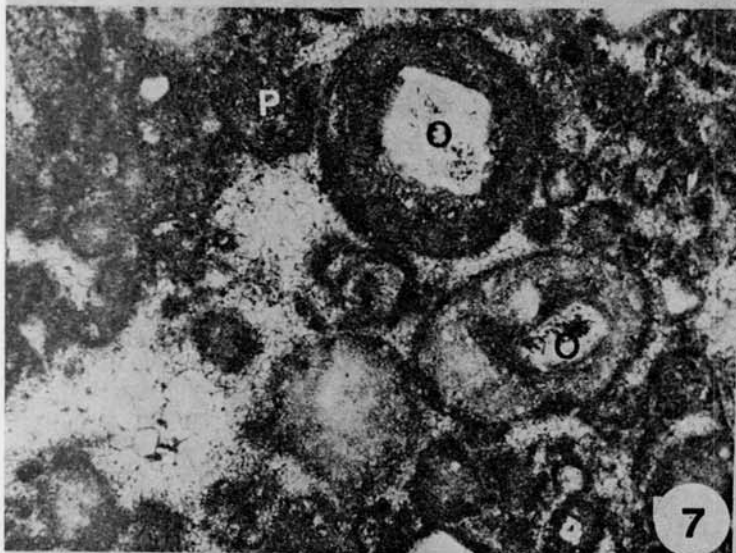
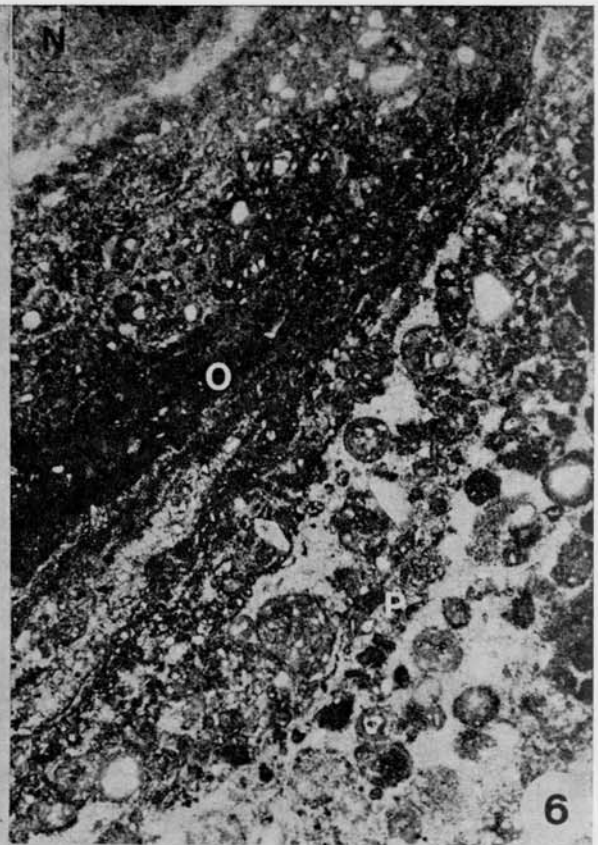
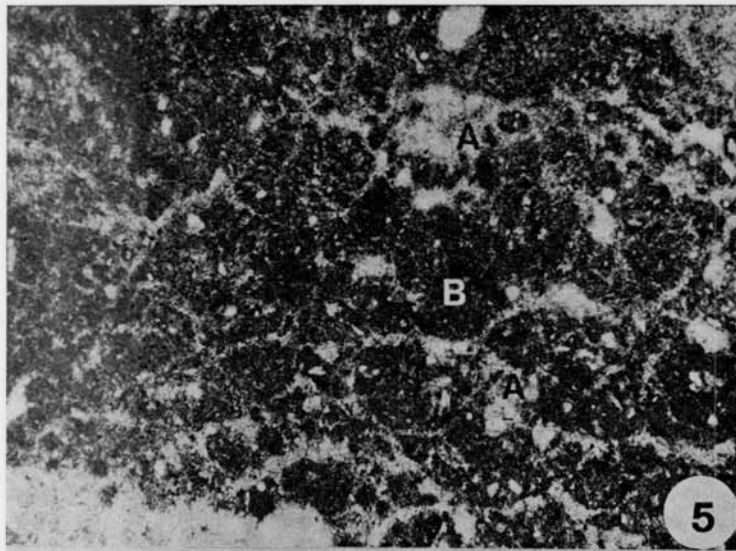
Fig. 5.—Costra bréchica. La red anastomosada pseudoesparítica y/o esparítica (A) separa islotes de microesparita (B) de aspecto grumoso que contienen arcilla intersticial. La porosidad se rellena con esparita. Linares $\times 33$.

Fig. 6.—Costra masiva. El núcleo (N) está construido por ooides rodeados de cemento calcítico. Las envueltas están formadas por una alternancia de láminas claras (c) microesparíticas y oscuras (o) micrítico-arcillosas. En la parte inferior derecha hay láminas constituidas por ooides y peloides (P). Puede observarse la elongación basal y acuñamiento de las envueltas. Linares $\times 33$.

Fig. 7.—Costra masiva. Ooides (O) formados por núcleos de cuarzo y envuelta micrítico-arcillosa, rodeados de cemento calcítico. Cuando falta el núcleo se asemejan a peloides (P). Linares $\times 80$.

Fig. 8.—Costra laminada vertical. Se diferencian las láminas claras de microesparita (C) de las oscuras arcilloso-micríticas (B). En la margen derecha (Q) mosaico de cuarzo microcristalino reemplazando parcialmente a la costra laminada vertical. Linares $\times 33$.

Fig. 9.—Costra laminada vertical. Aspecto de campo. Muestra un plano horizontal, a vista de pájaro, de la costra laminada vertical, la cual se ajusta a una serie de grietas verticales (grietas de desecación) que afectan a una costra masiva. Linares.



Características de los perfiles

Afloramiento del Embalse de Linares (fig. 3A)

Localizado en las proximidades de Maderuelo (fig. 1), está constituido por 2,5 metros de sucesivos niveles de costras carbonatadas con espesores de 20-40 centímetros cada uno, entre dos depósitos de paraconglomerados (fig. 3A). En corte fresco, la costra es de color blanco rosado, muy compacta y tenaz.

La proporción de Mg es baja en casi todo el perfil, excepto en dos niveles, a techo y muro, que se encuentran dolomitizados. La paligorsquita se encuentra en todo el perfil con cantidades bajas o nulas de esmectita y caolinita. La sílice autigénica, en forma de cuarzo microcristalino, calcedonia o ambas, es uno de los rasgos más característicos de este perfil, pues está ausente en los otros dos. Los componentes terrígenos representan entre el 1 y el 5 por ciento del total.

En diversos niveles (fig. 3A) se reconoce *MICROCODIUM*. Excepcionalmente se presentan bien conservadas las colonias en forma de roseta, en sección transversal de 0,2 milímetros de diámetro (fig. 12); sin embargo, lo más frecuente es que los prismas que componen las colonias aparezcan sueltos en la matriz o formen intraclastos o núcleos de pisoides.

Las microfácies se ordenan verticalmente (figs. 3A y 19) y, en líneas generales, se aprecia que la costra masiva domina sobre las demás y puede constituir el punto de partida para la formación de la costra bréchica o laminada vertical. La ausencia de la costra laminada horizontal en muchas secuencias parece deberse a erosión, ya que en el campo se han observado casos en que la costra laminada vertical pasa a laminada horizontal más o menos desarrollada y preservada.

Afloramiento de Fuentesoto (fig. 3B)

Contiene dos niveles de costra laminada horizontal bien desarrollada, de seis a ocho centímetros de espesor, situadas a techo de dos tramos conglomeráticos con clastos de caliza miocena. Localmente se observa que las láminas basales de la costra se adaptan a las irregularidades del substrato, envolviendo la parte superior de alguno de sus elementos. En las láminas claras es omnipresente una estructura elipsoidal, esférica o en abanico, de 25 a 60 micras (figs. 13 y 14), cuyo

armazón interno está formado por una serie de cristales aciculares que irradian de un centro. Por su pequeño tamaño y la disposición en estas láminas se diferencian de *MICROCODIUM*, a pesar de su aparente semejanza con estas estructuras criptalgales.

Lo más característico de este perfil es la ausencia de paligorsquita, apareciendo tan sólo esmectita y caolinita. Asimismo, el porcentaje de los constituyentes terrígenos oscila entre el 8 y el 12 por ciento, y es más elevado que en el perfil de Linares.

Afloramiento de Tejares

Es muy similar al de Fuentesoto desde el punto de vista litológico y de aparición de los niveles de costras, pero aparecen dos tipos en vez de uno: microfácies bréchica-masiva y laminada horizontal, que parecen disponerse al azar sin que aparezca una sucesión determinada.

Diagénesis

En los niveles del perfil de Linares se observa un conjunto de procesos diagenéticos complejos. A pesar del alto contenido en carbonato en las muestras analizadas (más del 75%), es de gran importancia la presencia de minerales arcillosos. Estos se encuentran concentrados o dispersos en la masa de cristales de calcita, siendo en este caso difícil su reconocimiento. Existe una intensa carbonatación que da lugar a una masa microesparítica en la que el tamaño de los cristales va disminuyendo hacia el interior del material original desde las grietas y los poros que lo atraviesan (fig. 5).

En el nivel correspondiente a la muestra 9 (fig. 3A) son evidentes los vestigios de masas arcillosas de tonos verde-amarillentos y textura fibrosa rodeados por un mosaico microesparítico reemplazante (fig. 15). El mineral arcilloso concreto no ha podido ser determinado, al no ser identificable al microscopio. En

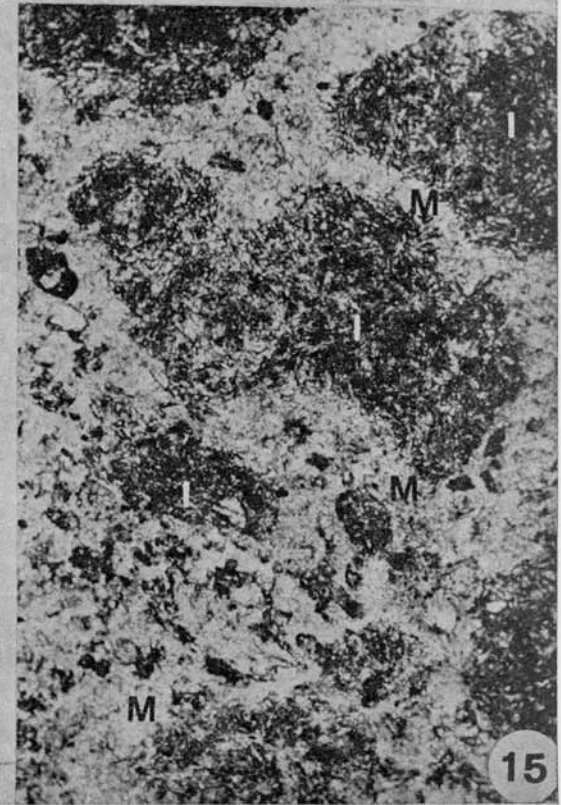
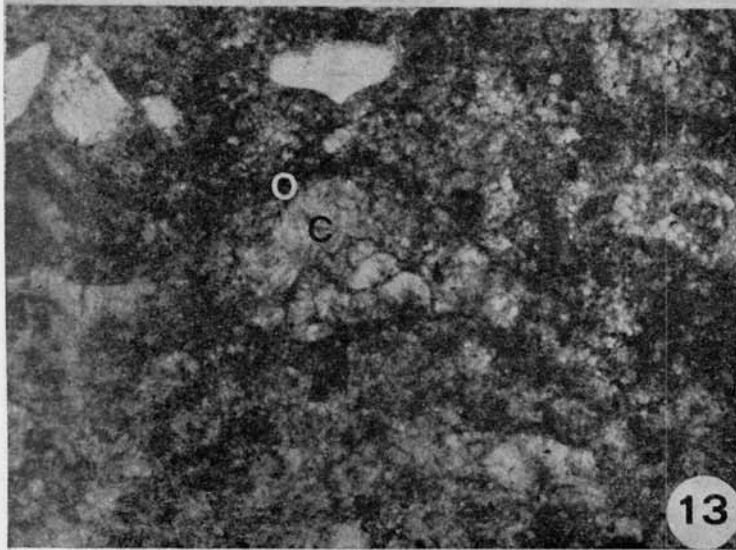
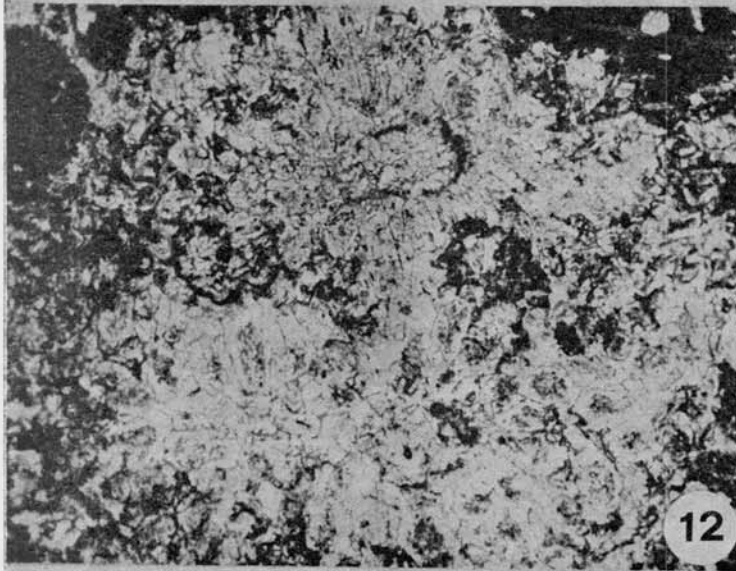
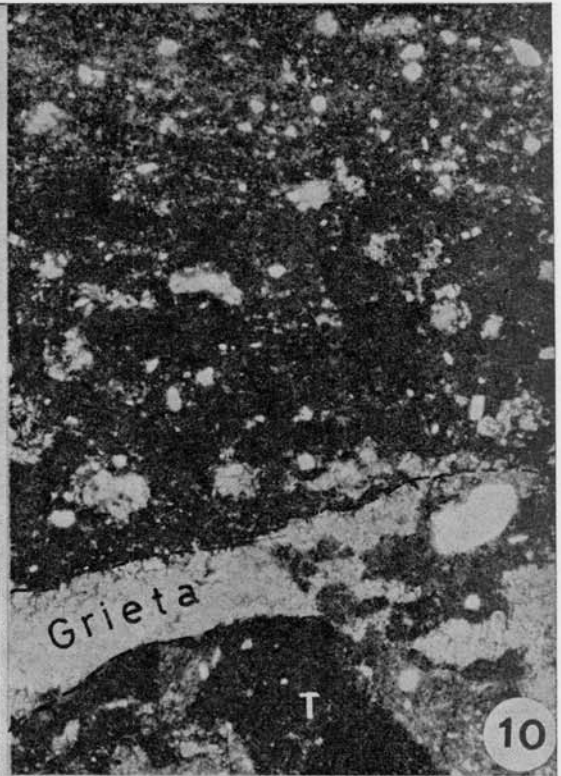
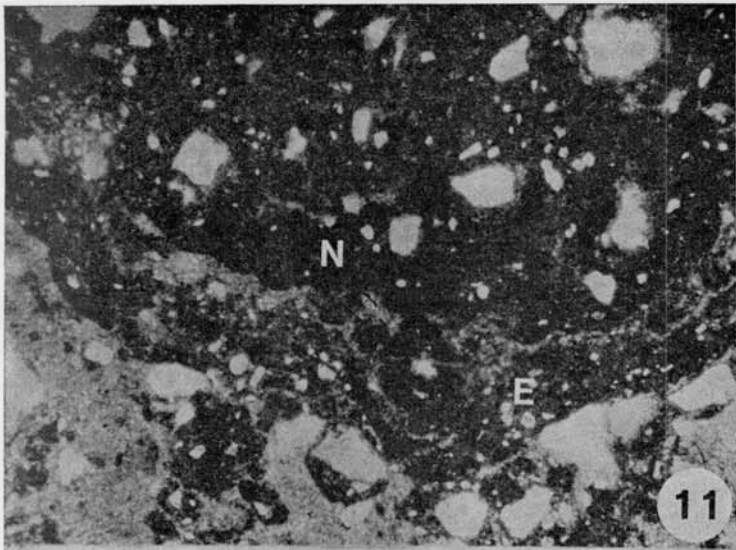
Fig. 10.—Costra laminada horizontal. Las láminas se hallan sobre un substrato de calizas terciarias (T). Se observa una alternancia de bandas micrítico-arcillosas oscuras y otras microesparíticas claras. Existe una grieta entre el sustrato y la costra. Tejares $\times 80$.

Fig. 11.—Costra bréchica-masiva. Constituida por elementos con esquinas suavizadas microesparíticas (N). Asimismo, puede verse la envoltura que rodea al núcleo (E). Tejares $\times 80$.

Fig. 12.—Colonias de *MICROCODIUM* en roseta (sección transversal). Se encuentra reemplazando a un material arcilloso (colores negros de la figura). Linares $\times 80$.

Fig. 13.—Costra laminada. Detalle de un conjunto de delgadas láminas oscuras (O) entre otras claras (C). En éstas últimas se localizan las estructuras elipsoidales o esféricas formadas por cristales aciculares dispuestos en abanico. Fuentesoto $\times 165$.

Fig. 15.—Islotes de naturaleza calcítico-arcillosa (I) en donde se aprecian los grumos arcillosos oscuros, vestigios del material original en gran parte reemplazado por carbonato (mosaico microesparítico). La sustitución avanza desde la red microesparítica (M) libre de inclusiones arcillosas. $\times 33$.



torno a estas masas suele formarse un halo oscuro y opaco debido, probablemente, a la alteración de las arcillas.

No se dispone de criterios suficientes para atribuir a la paligorsquita un origen determinado (de neoformación o de sustitución), pero su formación fue anterior a la precipitación de calcita pasiva y a la de reemplazamiento, como lo demuestran los procesos de sustitución de arcilla (sin identificar) por calcita descritos más arriba.

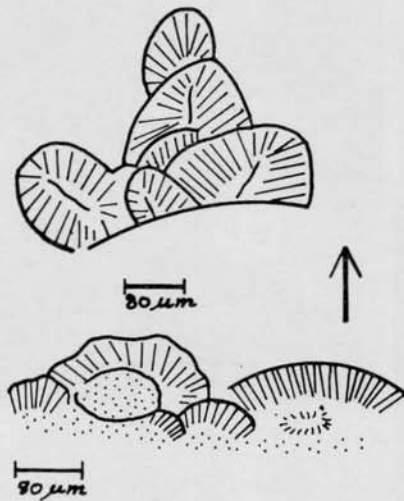


Fig. 14.—Esquema de la estructura de la figura anterior realizado a partir de diversos ejemplos encontrados en las láminas claras de la costra laminar.

De los análisis geoquímicos destaca la ausencia de dolomita. Debe tenerse en cuenta que en la mayoría de los casos la tinción no se realiza bien por el impedimento que ofrece la arcilla intersticial.

También es frecuente encontrar reemplazamientos locales de carbonato por chert (fig. 16), tanto cuarzo microcristalino como calcedonia, y precipitación pasiva de chert en los poros.

Las costras presentan elevada porosidad de fractura y fenestral. La porosidad tubular, debido presumiblemente a la eliminación de la materia orgánica de las raíces tras su putrefacción, es más bien baja y suele rellenarse con cemento granular ("blocky").

Tanto en la base como en el techo del perfil de Linares existe dolomitización diagenética (¿tardía?), con fábrica xenotípica, responsable de los altos valores de Mg observados en esta columna (fig. 3A). Este proceso es anterior a la cementación por esparrita y a la chertificación.

En síntesis la evolución diagenética podría esquematizarse:

Los procesos diagenéticos observados en los perfiles de Fuentesoto y Tejares son más simples. No hay formación de paligorsquita, ni reemplazamiento

de material arcilloso por calcita, ni desarrollo de MICROCODIUM, ni dolomitización. Sin embargo, resalta la formación de esmectita, la recristalización a microesparita en las bandas claras de la costra laminada, y las estructuras elipsoidales fibrosas (figs. 13 y 14) que, posiblemente reflejen el resultado de procesos neomórficos relacionados con formación de estas láminas.

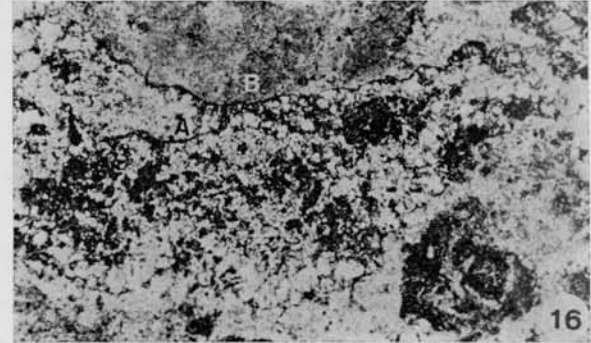


Fig. 16.—Cuarzo microcristalino y calcedonia (A) reemplazando a un material calcítico (B) que aún incluye restos arcillosos. Linares NC \times 33.

La presencia de material arcilloso en las bandas oscuras pudiera ser un obstáculo para la recristalización de éstas a microesparita. Se aprecia cementación vadosa en la porosidad fenestral, en los huecos dejados por las raíces, y en los planos de fractura.



Fig. 17.—Esquema mostrando el proceso diagenético ocurrido en el perfil de Linares.

Génesis y discusión

El estudio de las texturas en sección delgada ha puesto en evidencia dos hechos importantes en el desarrollo de las costras de Linares: a) formación "in situ" de pisoides y algunos ooides y peloides, y b) extensa removilización de las costras ya formadas e incorporación de los fragmentos a otros niveles donde pueden sufrir otro proceso de costrificación.

Muchos de los pisoides muestran una característica elongación basal (figs. 6 y 18) que atestigua su formación en la zona vadosa. El concrecionamiento en torno a un núcleo se lleva a cabo en diversas etapas que quedan marcadas por láminas de diferente composición, color y textura. En ocasiones, entre distintos conjuntos de láminas de una misma envuelta pisolítica se crean fisuras que se rellenan posteriormente por cemento (fig. 18).

Las láminas están formadas por el mismo material que la matriz en la que encaja el núcleo. Durante los períodos secos, la matriz experimenta en el contacto con los granos del esqueleto (extraclastos, fragmentos de costras anteriores...) una peculiar disgregación en elementos irregulares, que actuarán como núcleos. En los períodos húmedos, la infiltración del agua de escorrentía retrabaja dichos elementos y les da formas más o menos irregulares o seudoesféricas, con envuelta (ooides) o sin ella (peloides) (figs. 7 y 18), que tienden a colocarse en la parte basal de los pisoides y dan lugar a la característica acreción asimétrica (fig. 6). La naturaleza, número y frecuencia de los ciclos de humedad y desecación controlan el tipo y grado de desarrollo de las envueltas. La formación de las envueltas de los ooides relacionados genéticamente con los procesos de concrecionamiento de pisoides, responde a los mismos procesos, pero más simples que los que forman éstos.

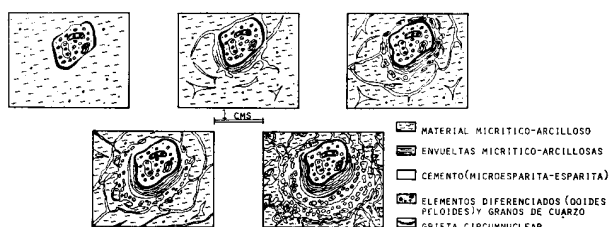


Fig. 18.—Distintas fases en la evolución de la costra masiva. A), sustrato original con diversos elementos diferenciados en la matriz. B), C) y D), Agrietamiento de la matriz y etapas sucesivas de acreción en torno a los elementos mayores. E), Estado final observado en la evolución.

Los ooides y peloides que aparecen fuera de las envueltas de pisoides o concentrados en masas que llegan a constituir intraclastos, se atribuyen a un origen por rodamiento y abrasión en la interfase aire/suelo. Ello supone que la partícula que actúa como núcleo tenía cierto grado de movimiento. La ausencia de envueltas se explicaría por alguna traba al movimiento que impediría la acreción en torno a la partícula que sirve de núcleo.

En resumen, la costra masiva representa un estado bastante evolucionado de un perfil edáfico con horizonte Bca (K. de Gile *et al.*, 1966), sometido a los efectos alternantes de períodos secos y lluviosos dentro de un clima cálido, lo que da lugar al desarrollo de las estructuras descritas.

La formación de la costra bréchica está muy influenciada por la proximidad de la superficie. Su génesis se relaciona con la sequedad del sustrato que origina redes de grietas que lo fragmentan (brechificación) (figs. 5 y 19). Esto va a favorecer la carbonatación, que irá progresando desde las fisuras hacia el interior de los "islotos" (fragmentos de la brecha). El carbonato procede de las aguas de infiltración.

Como la costra se desarrolla cerca de la superficie, es fácil que posteriormente se erosione y sus fragmentos se incorporen al sustrato de una nueva costra.

La costra laminada horizontal se forma por la adición de láminas sucesivas en los períodos de fuerte evaporación, propicios a la precipitación de carbonato. La textura, composición y forma de yacer recuerdan la típica costra zonal descrita por Ruellan (1967), y la costra porosa laminada que según Multer y Hoffmeister (1968) se formaría debajo de una cubierta de bosque tropical. La presencia de esta costra hace pensar a Reeves (1970) que existía un mal drenaje en los niveles inferiores y se formaría en condiciones de aridez, según Arakel y McChoncie (1982). En consecuencia, se asume que la costra laminada horizontal se desarrolla durante la estación cálida y seca en el límite roca/aire, o próximo a él, coincidiendo con una fuerte disminución de la permeabilidad en la parte inferior del perfil.

La desecación de las partes superiores del perfil ocasiona fisuras verticales (grietas de desecación, figuras 9 y 19) que se tapizan y rellenan posteriormente por costras laminadas dispuestas verticalmente. La composición, textura y génesis son similares a las de la costra laminada horizontal y se forma en el límite aire/roca estrechamente condicionadas por la composición y la morfología del sustrato.

La presencia de chert, y la composición y las estructuras de las costras del perfil de Linares, indican un estado evolutivo muy avanzado que implica un elevado grado de madurez, comparable al estado III-IV de Gile *et al.* (1966) y al IV de Steel (1974). La existencia de chert puede estar relacionada con la liberación de sílice en el proceso de sustitución de los silicatos por carbonato. Según Watts (1980), esta sílice migraría a los horizontes inferiores o lateralmente, donde en condiciones de bajo pH reemplazaría al carbonato (fig 16).

La carbonatación de las costras se produce, en parte, por cementación (precipitación pasiva en poros) y, en parte, por reemplazamiento de material original. La naturaleza física o química del reemplazamiento es una cuestión muy controvertida. Millot *et al.* (1977) y Hay y Reeder (1978) se inclinan por un carácter epigénico. En el caso que nos ocupa, el carbonato proviene de los relieves carbonatados mesozicos situados en la cabecera de los abanicos miocenos, desde donde viaja disuelto en las aguas de escorrentía que posteriormente se infiltrarán. La proximidad de estos relieves a las costras obliga a admitir una alta tasa de evaporación que propicie la precipitación en tan corto trayecto.

Durante el desarrollo de las costras imperaría un clima mediterráneo con precipitación inferior a 400 milímetros/año (aproximadamente y referido a los índices actuales para este tipo de clima). Los indicadores paleoclimáticos disponibles tales como: a) paleoecología de los mamíferos fósiles localizados en

depósitos equivalentes a éstos (Alberdi *et al.*, 1981), y *b*) presencia de paligorsquita y esmectita, unidos a las características del medio aluvial en que se desarrollan las costras, para el que se postula un ambiente de abanico árido, sugieren un paleoclima con alterancias de periodos secos y lluviosos.

En el perfil de Linares existe un desarrollo de secuencias con costra masiva en la base, que pasa a costra bréchica. Sobre ésta se implanta generalmente la costra laminada vertical que puede pasar, a su vez, a costra laminada horizontal (fig. 19).

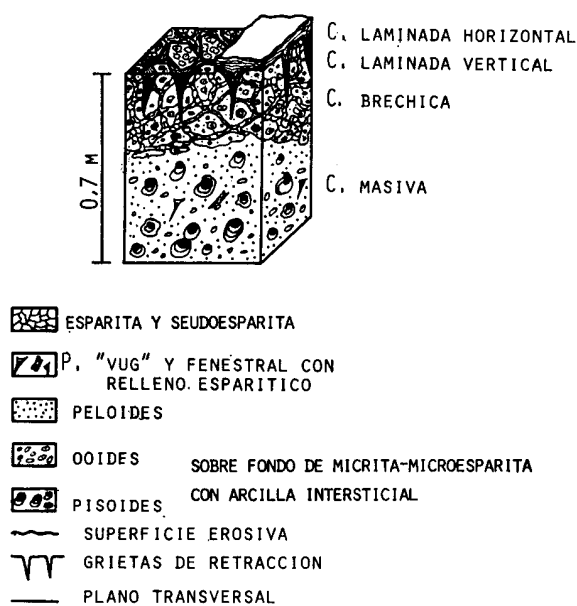


Fig. 19.—Secuencia vertical completa de los tipos de costras presentes en el perfil de Linares.

Wright (1982) describe una secuencia similar en paleosuelos carboníferos con costras carbonatadas al sur de Gales (Inglaterra). En éstos se encuentra un miembro basal masivo que pasa gradualmente a un horizonte bréchico con las grietas rellenas por una fábrica "crystic" de cristales de calcita más gruesos que aquéllos que componen el material agrietado. Esta microtextura es análoga a la costra bréchica descrita en este trabajo. La ausencia aparente de la costra laminada horizontal en el perfil de Linares se explica más bien por la erosión a que es sometida, que por la existencia de un buen drenaje (como argumenta Reeves, 1970) a lo largo del perfil. Este hecho se constata en puntos muy locales al observarse el paso de la costra laminada vertical a la horizontal. En consecuencia, la presencia o ausencia de la costra laminada vertical está condicionada por la respuesta del sustrato a los periodos secos (formación de fisuras, grietas de desecación...).

Las diferencias en el desarrollo, evolución y grado de madurez de las costras de Linares, con respecto a las de Fuentesoto y Tejares, tienen cierta relación

con la distancia al zócalo y con el tipo de sustrato. Las dos últimas se ubican en los depósitos proximales de los abanicos (Litofacies A), mientras que los de Linares se sitúan en la Litofacies B, que ocupa una posición más distal respecto al paleorrelieve.

Conclusiones

- 1.^a Las costras se desarrollaron sobre depósitos fanáticos y conglomeráticos correspondientes a un sistema de abanicos aluviales áridos, enraizados en áreas fuentes mesozoicas y a una distancia del borde de cuenca inferior a dos kilómetros.
- 2.^a Se han reconocido cuatro tipos básicos de costras desarrolladas en la zona vadosa en base al estudio de sus microfacies: costra bréchica, costra masiva, costra laminada vertical y costra laminada horizontal, y uno intermedio: bréchica/masiva.
- 3.^a Los pisoides se han formado "in situ", presentando elongaciones basales generalizadas y algunos se disponen apretados unos contra otros. Los ooides y peloides presentan un doble origen: *a*) génesis simultánea con el desarrollo de pisoides, y *b*) por removilización de fragmentos de costra o granos de cuarzo en la interfase aire/suelo.
- 4.^a Las costras de tipo bréchica y laminada vertical se desarrollan muy próximas a la superficie bajo los efectos de una fuerte desecación.
- 5.^a Son costras muy evolucionadas y su grado de madurez está fuertemente condicionado por el tipo de sustrato que hospeda la costra.
- 6.^a El grado de evolución es función directa de la distancia al zócalo y depende del tipo de litofacies en la que se desarrolla.
- 7.^a Se establece un modelo de secuencia vertical para el perfil de Linares, que de muro a techo consta de: costra masiva, costra bréchica, costra laminada vertical y costra laminada horizontal.
- 8.^a Las costras de Linares reflejan un proceso diagenético complejo, que según el orden de actuación, sería: *a*) a partir de un sustrato (fango carbonatado), formación de paligorsquita y algo de esmectita, *b*) carbonatación (sustitución y reemplazamiento local de carbonato por chert (calcedonia y cuarzo microcristalino). Cuando existe dolomitización ésta se da entre las etapas *b* y *c*. En las costras de Fuentesoto y Tejares los procesos diagenéticos son más sencillos e incluyen formación de esmectita, recristalización a calcita (microesparita) en láminas claras y cementación de carácter vadoso.

Agradecimientos

A José A. Blanco (Dpto. Geomorfología, Univ. de Salamanca) por la interpretación de los diagramas de rayos X; a Cristino Dabrio (Dpto. Estratigrafía, Univ. de Salamanca) por todas las sugerencias y mejoras realizadas a los diferentes manuscritos realizados, así como por el resumen en inglés; a Cecilia Polo (Dpto. de Petrología y Geoquímica, Univ. de Salamanca), por el análisis químico de las muestras; a Isabel Valladares (Dpto. de Estratigrafía, Univ. de Salamanca), por la lectura y corrección del primer manuscrito; finalmente, agradecer al Centro de Edafología y Biología Aplicada de Salamanca la realización de los análisis de rayos X.

Bibliografía

- ALBERDI, M. T.; DOADRIO, I.; GARCÍA DEL CURA, M. A.; HOYOS, M.; JIMÉNEZ, E., LÓPEZ, N.; MARTÍN ESCORZA, C.; ZAZO, C.; MORALES, J.; ORDÓÑEZ, S.; SÁNCHEZ, F. B.; SESE, C. y SORIA, D.
1981. *Estudio Paleoecológico del yacimiento neógeno continental de los valles de Fuentidueña (Segovia)*. Serie Universitaria. Fundación Juan March, 154, 1-53.
- ALMELA, A.; BATALLER, J. R. y SAMPelayo, P. H.
1944. Un nuevo yacimiento de vertebrados fósiles miocenos (con una nota paleontológica). *Not. Com. Inst. Min. España*, 13, 1-10.
- APARICIO YAGÜE, A. y GARCÍA CACHO, L.
1970. Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia (Sistema Central Español). *Estudios geol.*, 26, 279-315.
- ARAKEL, A. V. y McCONCHIE, D.
1982. Classification and genesis of calcrete and gypsita lithofacies in Paleodrainage systems of Inland Australia and their relationship to Carnotite mineralization. *J. Sed. Petrol.*, 52 (4), 1149-1170.
- ARMENTEROS, I.
1978. Estratigrafía y sedimentología del Terciario del sector sur-oriental de la cuenca del Duero (Zona de Torregalindo-Milagros-Aldeanueva de la Serrezuela, provincia de Burgos y Segovia). Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca, 52 páginas (inédita).
- GARCÍA DEL CURA, M. A.
1974. Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios geol.*, 27, 65-82.
- GILE, L. H.; PETERSON, R. F. y GROSSMAN, R. B.
1966. Morphological and genetic sequences of carbonate accumulation in deserts soils. *Soil. Sci.*, 101, 347-360.
- HAY, R. L. y REEDER, R. J.
1978. Calcretes of Olduvai Gorge and the Ndolanya Beds of northern Tanzania. *Sedimentology*, 15, 649-673.
- MILLOT, G.; NAHON, D.; PAQUET, H.; RUELLAN, A. y TARDY, Y.
1977. L'épigenie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements carbonatés en pays subaride. *Antiatlas, Marc. Sci. Géol.: Bull.*, 30 (3), 129-152.
- MULTER, H. G. y HOFFMEISTER, J. E.
1968. Subaerial laminated crust of Florida Keys. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 79, 183-192.
- REEVES, C. C.
1970. Origin, classification, and geologic history of caliche on the southern High Plains, Texas and eastern New Mexico. *J. Geol.*, 78, 352-362.
- RUELLAN, A.
1967. Individualisation et accumulation du calcaire dans les sols et les dépôts cuaternaires du Maroc. *Cas. ORSTOM sér. Pedol.*, 5, 421-462.
- STEEL, R. J.
1974. Cornstone (fossil caliche): its origin, stratigraphic and sedimentological importance in the New Red Sandstone, W. Scotland. *J. Geol.*, 82, 351-369.
- WATTS, N. L.
1980. Quaternary Pedogenic calcretes from Kalahari (Southern Africa) mineralogy, genesis and diagenesis. *Sedimentology*, 27 (6), 661-686.
- WRIGHT, V. P.
1982. Calcrete paleosols from over Carboniferous Llaney Formation, South Wales. *Sed. Geol.*, 33, 1-33.

Recibido el 8 de mayo de 1984.
Aceptado el 12 de julio de 1984.