

JULIO MUÑOZ JIMENEZ y DAVID PALACIOS ESTREMER*^{*}

SIGNIFICADO GEOMORFOLOGICO DE UNA RED DE CANALES MEANDRIFORMES IMPRESA EN LAS ALTIPLANICIES DE LA ALCARRIA, MESA DE OCAÑA Y LA MANCHA NORORIENTAL

RESUMEN - RÉSUMÉ - ABSTRACT

Se investiga el significado geomorfológico de un conjunto de canales modelados sobre las altas superficies del cuadrante N.E. de la Meseta meridional española, analizando sus caracteres y su localización dentro del marco morfoestructural. Este análisis permite su definición como antiguas formas fluviales correspondientes a una red meandriforme pliocuaternaria hoy casi totalmente desaparecida, pero cuya influencia en la instalación y desarrollo de la red hidrográfica actual es evidente.

* * *

Signification géomorphologique d'un réseau de canaux méandriformes imprimé sur les haut plateaux de la Alcarria, Mesa de Ocaña et Mancha nordorientale.- Dans cet article on recherche la signification géomorphologique d'un groupe de canaux modelés sur les hautes surfaces du quadrant N.E. de la Meseta méridionale espagnole, en analysant ses caractères et sa localisation dans l'ensemble morphostructural. Cet analyse permet sa définition comme des anciennes formes fluviales correspondantes à un réseau plioquaternaire de méandres aujourd'hui presque disparu, mais dont l'influence sur l'installation et le développement du réseau hydrographique actuel est évidente.

* * *

Geomorphologic meaning of a network of meandric beds carved on the la Alcarria, Mesa de Ocaña and northeastern Mancha high plateaus.- This paper approaches the geomorphologic meaning of a group of channels printed on the northeastern highlands of the spanish meridional Meseta through an analysis of their characteristics and location in the morphostructural framework. This leads to their interpretation as an old fluvial landscape carved by a plioquaternary meandric fluvial network which, while is almost extinct at the present time, has exercised an evident influence on the actual fluvial landscape of the region.

PALABRAS CLAVE: Geomorfología, Meseta Meridional española, antigua red fluvial, Pliocuaternario.

MOTS CLÉ: Géomorphologie, Meseta Méridional espagnole, ancien réseau fluvial, Plioquaternaire.

KEY WORDS: Geomorphology, spanish southern Meseta, old fluvial network, Plioquaternary.

I. CARACTERISTICAS GENERALES Y LOCALIZACION DE LA RED DE CANALES

La observación a través de los medios de teledetección (fotografía aérea e imágenes de satélite) de la denominada *superficie del páramo* (Fig. 1), que corona las grandes plataformas de la Alcarria y la Mesa de Ocaña y que se prolonga sin solución de continuidad en los llanos del extremo nororiental de

la Mancha —área de Tarancón, Horcajo de Santiago y Corral de Almaguer—, pone de manifiesto la presencia en ella de un importante conjunto de surcos o canales ligeramente encajados que se articulan formando lo que parecen sistemas de lechos fluviales, típicamente meandriformes en la mayor parte de su trazado, carentes hoy de funcionamiento o dotados en todo caso de un papel muy limitado en el actual drenaje de la zona (Fig. 2 y 14). Estos pasillos curvilíneos, que suelen ser designados en el

* Departamento de Análisis Geográfico Regional y Geografía Física. Universidad Complutense de Madrid.

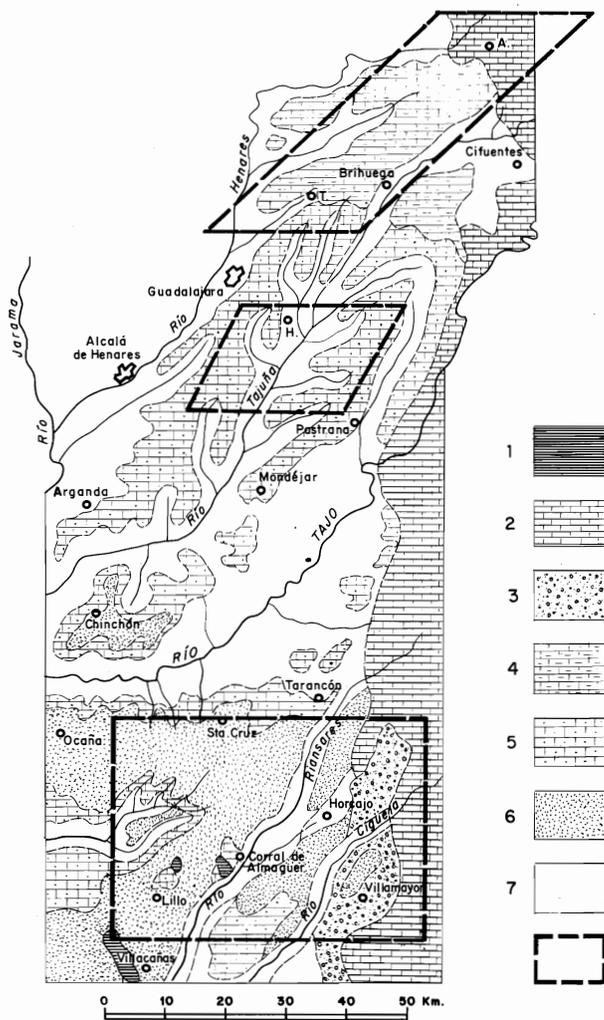


Fig. 1. Localización del área estudiada, con indicación de las principales unidades litoestratigráficas aflorantes y de los sectores —enmarcados en línea de trazos gruesa— donde aparecen con mayor densidad las huellas morfológicas de la paleored meandriforme. 1. Pizarras y cuarcitas paleozoicas. 2. Calizas, margas, conglomerados, arcillas y yesos mesozoico-paleógenos. 3. Conglomerados calcáreos vindobonienses. 4. Calizas y margas vindobonienses. 5. Calizas y arenas pontienses. 6. Arenas, gravas y arcillas pliocenas. 7. Facies detríticas y evaporíticas inferiores del Vindoboniense y formaciones fluviales cuaternarias.

sector manchego con el nombre de *cañadas*, muestran un perfil longitudinal suave y continuamente inclinado hacia el interior de las cuencas terciarias de la Meseta Sur y se disponen según un rumbo general NE-SW, arrancando de los relieves mesozoico-paleógenos plegados marginales de la Cordillera Ibérica (parameras de Sigüenza) y de la Sierra de Altomira o de sus cercanías para terminar, tras un recorrido que puede alcanzar los 40 Km., en la cabecera de algunos de los valles que han disecado la superficie del páramo.

Este enlace o conexión con las formas de incisión fluvial no se realiza lógicamente con los valles de las arterias principales de la hidrografía regional, como el Henares, el Tajuña, el propio Tajo, el Riansares o el Cigüela, que tienen su origen en el interior de los relieves montañosos ibéricos, sino con

los cursos de menor rango, afluentes a los anteriores, desarrollados en su práctica totalidad, incluida su cabecera, dentro de los límites de las cuencas sedimentarias. En concreto los canales que se han reconocido terminan enlazando con las cabeceras de los ríos Badiel (afluente del Henares), Matayeguas y Ungría y los de los arroyos de Valdeperuelo, de Torija y de Reato (afluentes del Tajuña por su margen derecha), de los arroyos de San Andrés, de la Vega, de Valseco y de Valdemartín (afluentes del Tajuña por su margen izquierda) —en el sector alcarreño—, con la del Cedrón (afluente del Tajo por su margen izquierda) —en la Mesa de Ocaña— y con las de los arroyos de Albardana y la Veguilla (afluentes del Riansares) y las de los arroyos del Castillo y Villaverde (afluentes del Cigüela) —en el sector manchego—. Puede decirse que los valles de estos ríos y arroyos, que inciden a veces muy profundamente en la superficie del páramo, prolongan o sustituyen hacia el interior de las cuencas a los canales levemente impresos sobre dicha superficie en las áreas marginales de éstas.

Según las medidas realizadas sobre los fotogramas a escala 1:30.000 del Vuelo Nacional del I.G.N. y las imágenes Landsat a escala 1:100.000¹, los canales o cañadas suman en total una longitud de 325 Km. dentro del área analizada, correspondiente al territorio cartografiado en las hojas 486 (Jadraque), 487 (Ledanca), 511 (Brihuega), 512 (Cifuentes), 536 (Guadalajara), 537 (Auña), 560 (Alcalá de Henares), 561 (Pastrana), 583 (Arganda), 584 (Mondéjar), 606 (Chinchón), 607 (Tarancón), 631 (Ocaña), 632 (Horcajo de Santiago), 659 (Lillo) y 660 (Corral de Almaguer) del Mapa Topográfico Nacional de España. En esta franja de alrededor de 50 Km. de ancho y alargada de N a S siguiendo, a lo largo de 150 Km., el margen oriental de las cuencas terciarias, los citados canales no aparecen de forma generalizada, sino que se concentran en los tercios septentrional y meridional de la misma, donde la superficie del páramo se conserva con relativa amplitud y continuidad teniendo menor importancia en el tercio central, próximo al curso del Tajo, en el que dicha superficie se encuentra densamente fragmentada en retazos de extensión más limitada. En concreto, 180 Km. de estos pasillos (55,4% del total) se desarrollan en la gran *alcarria* de Brihuega, enmarcada por los valles del Henares y el Tajuña, y 120 Km. (36,9% del total) se localizan, al S del Tajo, en la gran mesa de Ocaña y en su prolongación manchega; por el contrario, sobre los más fragmentados relieves tabulares de Pastrana, Mondéjar y Chichón, ubicados en el interfluvio Tajuña-Tajo, estas formas tienen una escasa presencia (sólo 25 Km. equivalente al 7,7% del total).

Pese a la existencia de esta relativa solución de continuidad, la red de canales muestra unos caracte-

¹ Se han utilizado las Ortoimágenes a E. 1.100.000 elaboradas para el Proyecto CORINE.

res morfológicos básicamente idénticos en el sector alcarreño y en el manchego-ocañense, suficientes para pensar que se trata del mismo fenómeno. Tanto en uno como en otro los surcos nítidamente impresos en los afloramientos calcáreos y más difuminados donde la superficie del páramo se desarrolla sobre otro tipo de material, presentan un fondo plano de entre 40 y 80 m. de anchura, una profundidad de 5 a 15 m., una pendiente longitudinal hacia el exterior de las cuencas siempre inferior al 1% y una sinuosidad media de alrededor de 1,65. Esta sinuosidad que los caracteriza no es homogénea a lo largo de los canales, cuya longitud oscila entre los 5 y los 39 km., sino que es más marcada en unos tramos, casi siempre los más bajos, y ligera en otros, por lo normal de cabecera; no obstante, el trazado de los tramos de elevada sinuosidad —entre 2,00 y 2,50— es siempre muy similar y asimilable al de un lecho fluvial divagante que describe meandros numerosos y marcados pero de no muy gran tamaño. Como norma general las incurvaciones tienen una longitud de onda de 700-750 m., una amplitud de 400 m. y un radio de curvatura de alrededor de 250 m., lo que hace posible que se inscriban en una

envolvente relativamente estrecha —de orden de 1 ó 1,5 Km.— y que haya canales con bastantes más curvas que kilómetros de longitud. Su aspecto fluvial se afirma cuando se observa cómo en la mayor parte de dichas incurvaciones las vertientes presentan la típica disimetría de los márgenes de los meandros (más tendida la convexa y más escarpada la cóncava) e incluso se encuentran típicos fenómenos de estrangulamiento.

II. RASGOS LITOSTRATIGRAFICOS Y MORFOESTRUCTURALES DE LAS ALTIPLANICIES DONDE SE UBICA LA PALEORED

Tradicionalmente se consideró que las extensas planicies, más o menos disecadas por la red hidrográfica, que ocupan la mayor parte del territorio en la Alcarria y la Mancha, se adaptaban básicamente al afloramiento de una sola unidad litostratigráfica, la formación de caliza lacustre depositada a finales del Mioceno —en el Pontiense— conocida

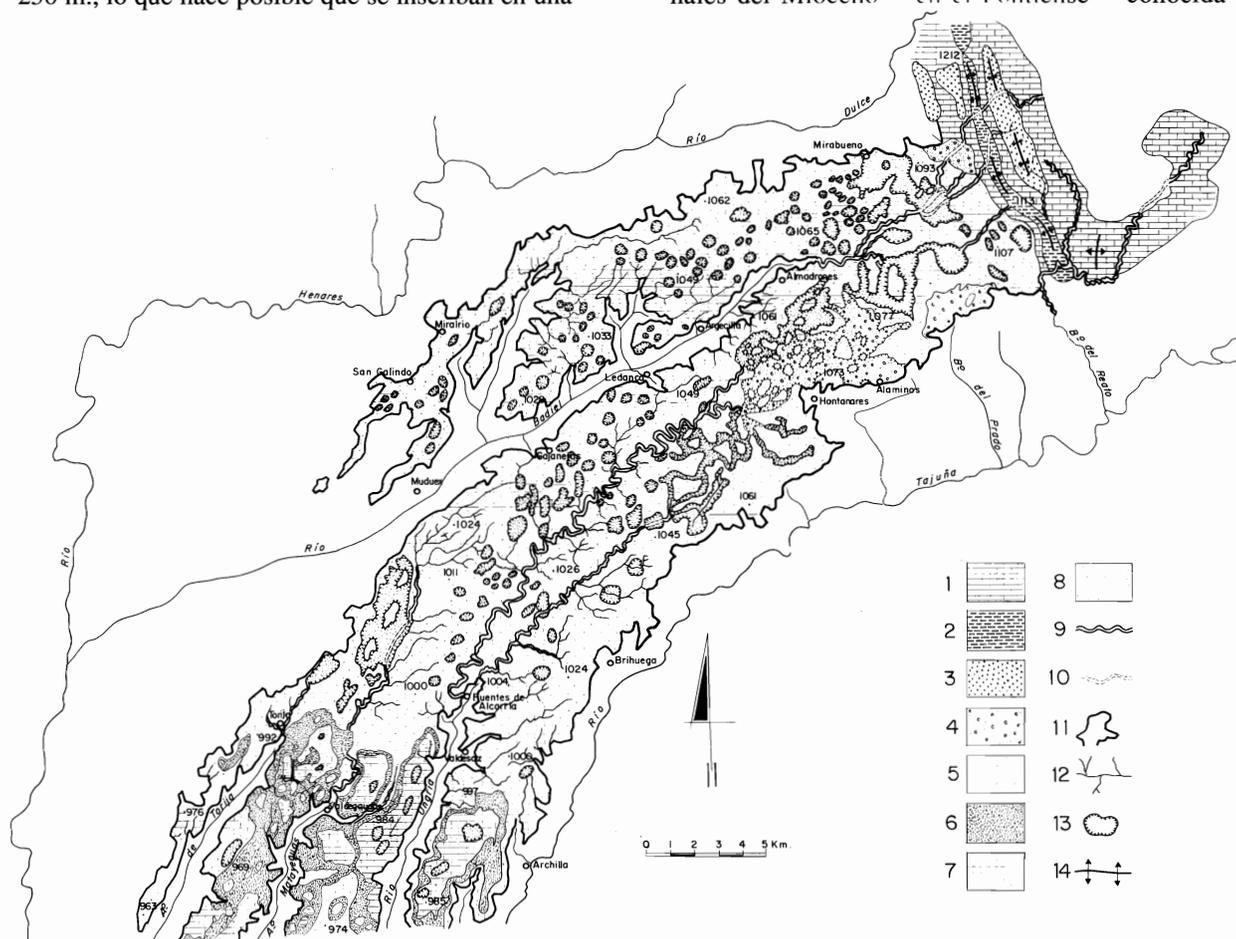


Fig. 2. Geomorfología de la superficie del páramo en la alcarria de Brihuega (interfluvio Henares-Tajuña). 1. Relieve destacado modelado sobre estratos calcáreos mesozoicos plegados. 2. Relieve deprimido modelado sobre estratos detríticos mesozoicos plegados. 3. Relieve plegado sobre conglomerados, arcillas y yesos del Paleógeno. 4. Superficie de arrasamiento degradada sobre conglomerados calcáreos miocenos. 5. Superficie de arrasamiento degradada sobre calizas y margas del Vindoboniense. 6. Superficie de arrasamiento degradada sobre materiales detríticos de la base del Pontiense. 7. Superficie de arrasamiento degradada sobre calizas del Pontiense. 8. Recubrimiento eluvial (*Terra rossa*) de fondo de depresión kárstica. 9. Canal o cañada de la paleored meandriforme con bordes poco marcados. 11. Cornisa de borde de valle modelada sobre calizas miocenas. 12. Surco de drenaje secundario. 13. Depresión cerrada de origen kárstico. 14. Eje de pliegue.

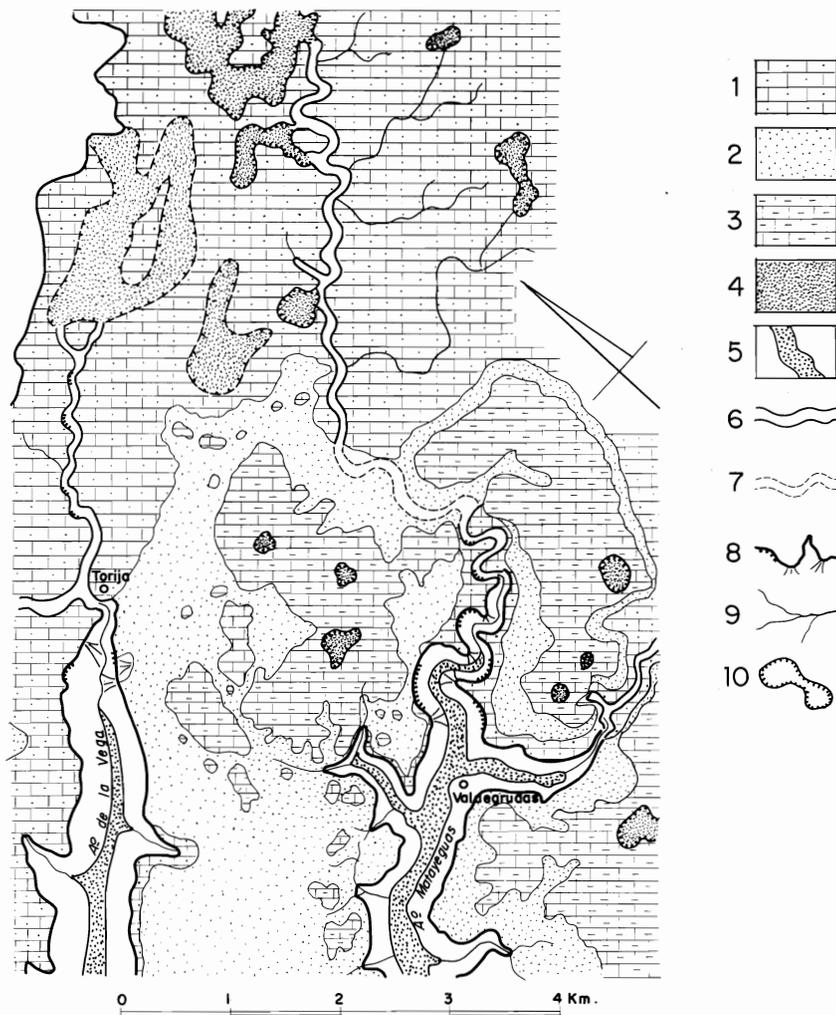


Fig. 3. Enlace de los canales de la paleored con las cabeceras de los valles de afluentes al Henares y al Tajuña en la alcarria de Brihuega (área de Torija-Valdegrudas). 1. Superficie de arrasamiento degradada sobre calizas y margas del Vindoboniense. 2. Superficie de arrasamiento degradada sobre materiales detríticos de la base del Pontienense. 3. Superficie de arrasamiento degradada sobre calizas del Pontienense. 4. Recubrimiento eluvial (*terra rossa*) de fondo de depresión kárstica. 5. Fondo aluvial de valle integrado en la red actual. 6. Canal o cañada de la paleored meandriforme. 7. Canal o cañada de la paleored meandriforme con bordes poco marcados. 8. Valle disimétrico con indicación de vertiente verticalizada y vertiente tendida. 9. Surco de drenaje secundario. 10. Depresión cerrada de origen kárstico.

como caliza del páramo. Esta resistente capa calcárea, cuya sedimentación habría significado la conclusión del relleno de las cuencas o fosas creadas por las fases principales de la tectónica alpina en el interior de la Meseta Ibérica, constituiría el armazón de un relieve dotado de un alto control estructural, aunque no se conservase íntegra sino erosionada en parte de su espesor e incluso truncada por una importante superficie de arrasamiento, la *penillanura finipontienense* (SCHWENZNER, 1937; SOLE, 1952; BIROT y SOLE, 1954; CAPOTE y CARRO, 1969; GLADFELTER, 1971; VAUDOUR, 1979; SOLE, 1986). Según esto, la red de canales inscrita en la superficie del páramo se desarrollaría, tanto en uno como en otro de los sectores donde aparece, sobre la caliza pontienense; no ciertamente sobre el techo del estrato, sino sobre una suave topografía erosiva modelada sobre él inmediatamente después de su deposición. Sin embargo, el marco estratigráfico y morfoestructural en que se desarrolla la red meandriforme dista mucho de ser tan homogéneo y sencillo, aunque sin duda existe una relación muy significativa entre la presencia de las formas analizadas y el afloramiento de calizas escasamente deformadas de facies continental.

La extensa mesa alcarreña de Brihuega se encuentra modelada, en el sector objeto de estudio,

sobre un apilamiento de capas sedimentarias neógenas de facies continental que en sus niveles más altos, aflorantes en su planicie culminante y en las laderas y el fondo de los valles que la enmarcan y disecan, consta —de abajo a arriba— de las siguientes unidades litoestratigráficas: 1) Un tramo, de alrededor de 100 m. de espesor visible, de gravas, limos y arcillas con intercalaciones carbonatadas, en el que se desarrollan el fondo y la parte inferior de las vertientes de los valles; 2) un tramo, de 70-80 m. de potencia, de lutitas, margas y arenas, también con pequeñas intercalaciones carbonatadas que aflora en el sector medio-superior de las citadas vertientes; 3) un tramo de caliza con frecuentes niveles margosos, cuya potencia visible varía entre 20 y 60 m., que aparece en la parte más alta de las vertientes y en más de las tres cuartas partes de la extensión de la superficie culminante del páramo; 4) una capa, de unos 10-15 m. de espesor, constituida por arcillas, arenas, areniscas y conglomerados que se encuentran en las vertientes de pequeños relieves tabulares que apenas destacan sobre dicha superficie y sólo comienzan a ocupar un territorio significativo en el extremo suroriental del sector alcarreño estudiado (área de Torija-Horche); y 5) un tramo de caliza muy frecuentemente de aspecto tobáceo que constituye la culminación de las pequeñas mesas ci-

tadas, cuyo espesor es muy variable pero no suele superar la docena de metros y cuya extensión de afloramiento es en conjunto muy reducida (PORTERO y OLIVE, 1983; JUNCO y CALVO 1983; AZNAR, PORTERO y PEREZ GONZALEZ, inéd.; PORTERO y AZNAR, inéd.).

Estos cinco componentes litoestratigráficos aparecen claramente organizados en dos conjuntos o series separados por un importante plano de discordancia erosiva; una serie, la inferior, comprende los tres tramos citados en primer lugar, es decir el banco calizo-margoso que aflora mayoritariamente en la superficie y los bordes del páramo más las capas subyacentes a él, alcanzando una potencia visible de más de 200 m.; y otra, la superior, que reposa sobre una superficie erosiva que trunca la capa calcárea antes citada comprende los dos tramos más altos, cuyo espesor total conservado no suele pasar en el territorio estudiado de los 30 m. En los estudios estratigráficos y en la cartografía geológica más recientes la serie inferior se data en la transición del Mioceno medio al Mioceno superior —es decir, en los tiempos finales del Vindoboniense— y se interpreta como un conjunto sedimentario de borde de cuenca depositado en régimen endorreico y bajo clima árido, coronado por un tramo calcáreo

de agua dulce y facies lacustre derivado de una pulsación del clima a condiciones de mayor humedad. Esta capa de caliza parcialmente erosionada, que constituye en la actualidad la casi totalidad de la superficie culminante del páramo y sobre la que se encuentran grabados en más de un 80% de su longitud los canales meandriformes de este sector, no es por lo tanto la *caliza del páramo* pontiense, sino una formación de litología similar pero algo más antigua y correspondiente a un ciclo de sedimentación diferente (JUNCO y CALVO, 1983; AZNAR, PORTERO y PEREZ GONZALEZ, inéd.; PORTERO y AZNAR, inéd.). Es a la serie superior, discordante sobre la descrita, a la que se atribuye una edad finimiocena y se ubica cronoestratigráficamente en el Pontiense, interpretándose como resultado de una nueva fase de sedimentación que deposita, primero, un recubrimiento detrítico de carácter fluvial o fluviotorrencial y, después, una nueva capa de caliza generada en un sistema de praderas pantanosas y lagos de agua dulce. Este último estrato, que —como se ha indicado— presenta en el área alcarreña estudiada un aspecto marcadamente tobáceo y una extensión de afloramiento muy limitada y marginal, es la verdadera caliza pontiense, la tradicionalmente llamada *caliza del páramo* (CAPOTE

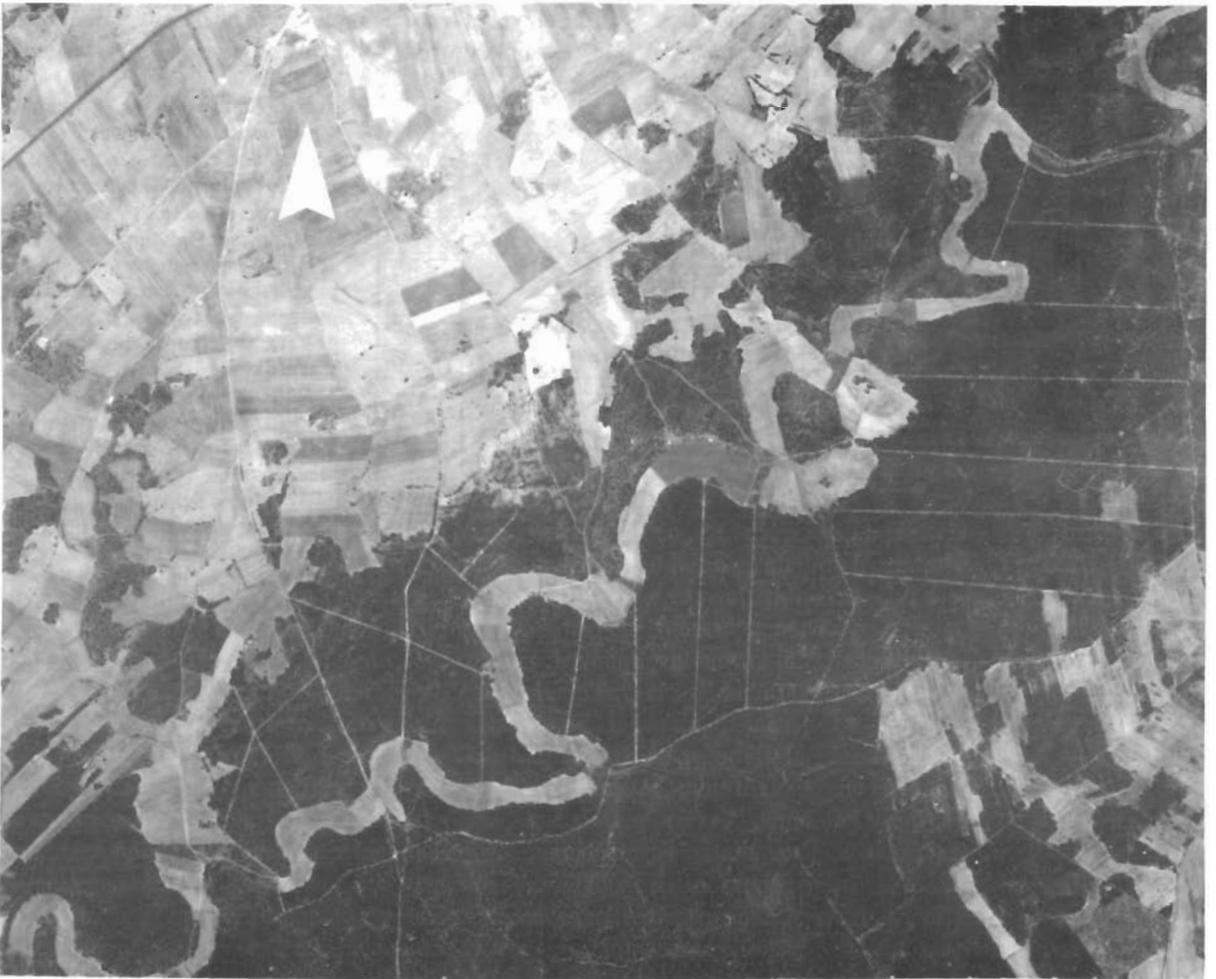


Fig. 4. Vista aérea de los canales meandriformes en un sector del páramo calizo de la alcarria de Brihuega (proximidades de Gajanejos y Trijueque).

y CARRO, 1968; ASENSIO y GONZALEZ MARTIN, 1977; BUSTILLO, 1980).

Esta organización en dos series miocenas separadas por un plano de discordancia erosiva se sigue reconociendo en los sectores central y occidental de la gran plataforma que ocupa el interfluvio Henares-Tajuña (desde Torija y Horche hasta Nuevo Baztán y Arganda, fuera ya del territorio estudiado), así como en las *alcarrias* de Pastrana y Mondéjar ubicadas al SE de este último río. Sin embargo, la importancia relativa de una y otra cambian de forma significativa, al tiempo que se producen algunas variaciones en su composición litológica, según se avanza hacia el interior de la cuenca: la caliza margosa vindoboniense va perdiendo espesor y continuidad sobre unos tramos inferiores de facies cada vez más margoso-evaporítica, mientras que la formación calcárea pontiense incrementa su potencia conservada y pasa a ocupar de forma prácticamente generalizada la superficie culminante y los bordes de las plataformas (CAPOTE y CARRO, 1969; CARRO y CAPOTE, 1969; SAN JOSE, 1975-a y 1975-b).

Más al S., en las mesas de Chinchón y Ocaña y en la Mancha nororiental, la estructura de los materiales neógenos muestra una complejidad litoestratigráfica algo mayor. De abajo a arriba, el conjunto sedimentario comienza con un tramo de margas y arcillas con niveles de yeso, que en los sectores

próximos a los relieves plegados de Altomira pasa a estar constituido por una alternancia de brechas calizas con lechos limo arcillosos, sobre el cual se apoya un lecho de calizas margosas, de escasa potencia (menos de 10 m. por lo normal), discontinuo y claramente truncado por un relativamente irregular nivel de erosión; por encima de este conjunto, cuya potencia visible oscila entre los 35 y los 85 m. y cuya edad —según todos los autores— es Vindoboniense superior, reposa una formación de arenas y gravas de 2 ó 3 m. de potencia, que sirve de base a una capa de caliza lacustre fuertemente erosionada (de modo que son numerosos los lugares donde ha desaparecido), oscilando en donde se conserva su espesor entre 2 y 20 m.; este reducido complejo estratigráfico ha sido datado por los geólogos en el Pontiense, es decir identificado con la “caliza del páramo” y su formación detrítica basal (SAN JOSE, 1975-c; ARANDILLA, FERREIRO et al., 1975; ARANDILLA, HERNANDEZ et al., 1975; ARANDILLA, CORRAL et al., 1976; HERNANDEZ SAMANIEGO, DEL OLMO y AGUEDA VILLAR, 1976). Pero en estas áreas meridionales el relleno neógeno aflorante no se reduce a estas dos series, que evidentemente y sin más diferencia significativa que el cambio de facies del tramo inferior es la misma reconocida en la Alcarria, sino que incluye un tercer complejo o serie que yace en discordancia erosiva sobre los anteriores, cuya potencia

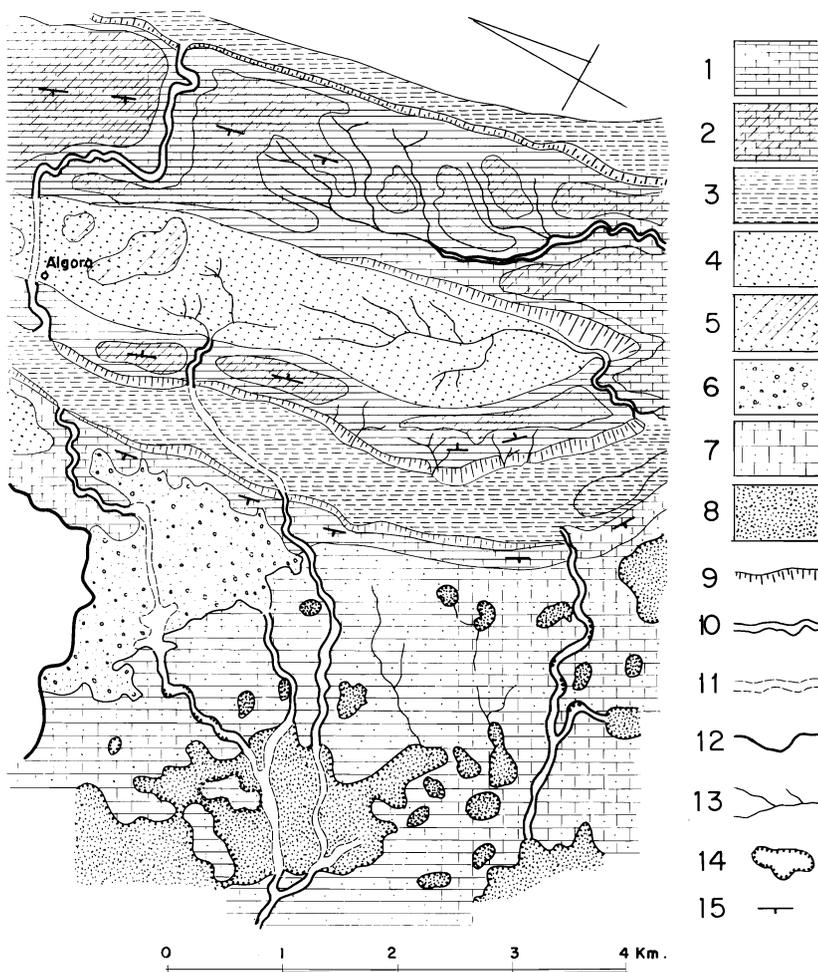


Fig. 5. Canales de la paleored mayoritariamente enlazados con la cabecera del valle de Badiel en el contacto del páramo calizo alcarreño con las estructuras plegadas ibéricas (área de Almadrones-Algora). 1. Relieve ligeramente destacado y modelado sobre estratos calcáreos mesozoicos plegados. 2. Superficie de arrasamiento degradada sobre estratos mesozoicos plegados. 3. Relieve ligeramente deprimido modelado sobre estratos detríticos mesozoicos plegados. 4. Relieve plegado sobre conglomerados, arcillas y yesos del Paleógeno. 5. Superficie de arrasamiento degradada sobre conglomerados, arcillas y yesos del Paleógeno. 6. Superficie de arrasamiento sobre conglomerados calcáreos miocenos. 7. Superficie de arrasamiento degradada sobre calizas y margas del Vindobonense. 8. Recubrimiento eluvial (*terra rossa*) de fondo de depresión kárstica. 9. Escarpe en materiales calcáreos mesozoicos. 10. Canal o cañada de la paleored meandriforme. 11. Canal o cañada de la paleored meandriforme con bordes poco marcados. 12. Cornisa de borde de valle modelada sobre formaciones calcáreas miocenas. 13. Surco de drenaje secundario. 14. Depresión cerrada de origen kárstico. 15. Dirección y buzamiento de los estratos.



Fig. 6. Canal meandriforme sobre las calizas miocenas, enlazado con la cabecera del valle del río Badiel, en las cercanías de Almadrones (La Alcarria).

total varía desde 10 hasta casi 50 m. y cuya edad ha de ser —dada la posición en la columna estratigráfica— pliocena. Esta serie está constituida por un amplio tramo basal de arenas, areniscas y conglomerados, que adquiere hacia el techo un carácter areno-arcilloso, y un tramo superior de sólo entre 0,5 y 8 m. de potencia constituida por calizas margosas dispuestas en láminas centimétricas que ha sido definido como un *caliche*, es decir, como una costra calcárea generada sobre los niveles superficiales del otro tramo (I.G.M.E., 1972-a y 1972-b; SAN JOSE, 1975-c; ARANDILLA, HERNANDEZ et al., 1975; PEREZ GONZALEZ, 1979 y 1982). Es este recubrimiento detrítico postmioceno superficialmente enriquecido en carbonatos, y no en caliza lacustre pontiense, el que presenta una mayor extensión y continuidad de afloramiento en las planicies de Ocaña, Lillo, Corral de Almaguer y Horcajo de Santiago, donde se desarrolla el segundo de los conjuntos de canales o *cañadas* existentes en el territorio estudiado.

Así pues, la red meandriforme se inscribe en una superficie de notable complejidad litoestratigráfica modelada básicamente sobre tres formaciones, correspondientes a otros episodios de sedimentación y que se suceden como afloramiento dominante de N a S según su orden de antigüedad: la caliza margosa vindoboniense, la caliza tobácea pontiense y el recubrimiento detrítico encalichado plioceno. En más de las tres cuartas partes de su longitud la citada red se encuentra impresa en los materiales calcáreos de las dos primeras formaciones (sobre todo en los de la más antigua), alcanzando en ellos su mayor nitidez y perfección morfológica, como puede apreciarse en la Alcarria septentrional, donde falta el recubrimiento plioceno; en las áreas donde este recubrimiento aflora con amplitud, como ocurre en el sector manchego-ocañense, las *cañadas* se inscriben en parte también sobre las formaciones calcáreas miocenas (incluso sobre brechas calizas de borde) al atravesar la frecuentemente débil cubierta pliocena —presentando en este caso una morfología nítida y típica— y en parte sobre los propios depósitos encalichados, donde se difu-

minan hasta el punto de que muy difícilmente es posible seguir las sobre el terreno, aunque su trazado se puede detectar con claridad, manteniendo sus rasgos característicos, a través de los medios de teledetección.

Queda claro, por otro lado, que la superficie del páramo no corresponde o se adapta a un único nivel de arrasamiento generalizado posterior a la conclusión de un ciclo sedimentario neógeno básicamente continuo, sino que en ella se combinan varias topografías erosivas desarrolladas, como consecuencia de interrupciones en la sedimentación, durante los períodos finales de dicho ciclo —que se prolonga hasta entrado el Plioceno—, las cuales en unos lugares y en otros permanecen fosilizadas como planos de discordancia por estratos más recientes (AZNAR, PORTERO y PEREZ GONZALEZ, inéd.). De este modo, salvo en los minoritarios tramos manchegos a que se acaba de hacer referencia (que suman poco menos del 15% de la longitud total), la red meandriforme no se inscribe en el techo del relleno sedimentario, sino sobre capas calizas parcialmente erosionadas encima de las cuales se depositaron, en discordancia, formaciones detríticas correspondientes a una serie más reciente: se trata pues de un conjunto de formas que aparece, no sobre una superficie estructural ni sobre una *penillanura finipontiense*, sino sobre una particular combinación o integración de superficies de erosión en la que los niveles de arrasamiento desarrollados dentro del ciclo sedimentario y posteriormente exhumados desempeñan un importante papel.

III. EL SIGNIFICADO DE LA INSTALACION DE LA PALEORED DE CANALES DENTRO DE LA EVOLUCION GEOMORFOLOGICA DE LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS

Desde el punto de vista topográfico y morfoestructural, las huellas de la red meandriforme se circunscriben básicamente a los sectores de las cuencas terciarias próximos a los afloramiento de las es-

estructuras plegadas marginales de la Cordillera Ibérica (sobre los que en algunos casos se desarrolla una parte de su trazado y de los que sólo de forma excepcional llegan a alejarse más de 30 Km.). Estos sectores son también los relativamente más elevados y en los que la superficie del páramo se presenta más apreciablemente inclinada hacia el interior de las sineclises: La gran alcarria de Brihuega, que se alarga casi 100 Km. entre los cursos del Henares y el Tajuña, tiene una altitud media de 940 m. y una inclinación hacia el SW de 3,25 m/Km. y en ella —como se ha dicho— los canales fundamentalmente aparecen en su tercio oriental, cuya altura media es de 1.035 m. (entre 1.100 y 960 m.) y cuya inclinación es por término medio de 4,30 m/Km.; igualmente, las *cañadas* del sector manchego aparecen sobre áreas orientales, cuya altura media de 810 m. (entre 860 y 740 m.) y cuya pendiente media de 4,80 m/Km., también hacia el SW son apreciablemente superiores a los correspondientes valores regionales (745 m. y 2,75 m/Km. respectivamente). Esta inclinación topográfica, que dentro del territorio estudiado se registra sobre superficies correspondientes a una sola unidad estratigráfica de espesor limitado (la caliza vindoboniense en el sector alcarreño y las arenas y gravas encalichadas, en el manchego) es la manifestación morfológica de un basculamiento tectónico propio de una zona de contacto entre una morfoestructura subsidente y otra con tendencia ascendente; un basculamiento acompañado de laxas deformaciones, que ha sido reconocido por los geólogos mediante el análisis alímetro de planos estratigráficos de referencia y que conforme a los resultados de éste, es algo más marcado que lo manifiesto en la topografía y de grado ligeramente distinto en cada una de las tres series que se han definido y descrito (ALIA, PORTERO y MARTIN ESCORZA, 1973; SAN JOSE, 1975-b y 1975-c; GARCIA ABBAD, 1978, 1979-a y 1979-b; MARTIN ESCORZA, 1983).

Estos datos permiten reconocer que el ámbito en que se encuentran modelados los paleocanales, pese a la disposición aparentemente subhorizontal de las capas neógenas, se ha visto afectado por una

movilidad tectónica apreciable y sostenida desde los últimos tiempos del Vindoboniense hasta prácticamente la actualidad (AGUIRRE, DIAZ MOLINA y PEREZ GONZALEZ, 1976; CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1978; CAPOTE, 1983). Esta movilidad, definible como un basculamiento a escala regional en el que los sectores nororientales de la cobertera sedimentaria, junto con las estructuras ibéricas que recubre, han tendido a levantarse y los suroccidentales a descender, parece haber sido capaz, en combinación con determinadas condiciones geodinámicas externas, de interrumpir la acumulación sedimentaria durante intervalos de tiempo suficientes para el modelado de niveles de arrasamiento y para el desmantelamiento de algunos tramos ya depositados, así como de bascular y deformar leve pero apreciablemente a éstos.

Ciertamente, en el conjunto del espacio analizado se reconoce la existencia de una fase de sedimentación miocena pre-pontiense en la que se acumulan grandes espesores de materiales detrítico-evaporíticos (cuya facies concreta, dentro de un ambiente lagunar o palustre bajo condiciones de aridez, resulta muy condicionado por la posición dentro de las cuencas) y que concluye con un episodio de deposición carbonatada consecuente a un incremento de la humedad ambiental, tras el cual se produce un leve basculamiento del conjunto sedimentario hacia el interior de la sineclise y un arrasamiento parcial de los niveles superiores del mismo (modelado de una *superficie de erosión* intramiocena). A continuación, ya en el Mioceno final, se desarrolla una nueva fase de sedimentación en la que se deposita un recubrimiento detrítico basal constituido por arrastres fluviotorrenciales y otra capa calcárea correspondiente a un ambiente lacustre o pantanoso —la serie pontiense—, que queda interrumpida por un nuevo basculamiento en el mismo sentido, acompañado ahora de una laxa deformación, al cual sigue un importante episodio de emersión y actividad (modelado de la *superficie de erosión* finipontiense). Ya en el Plioceno se produce una última fase de acumulación sedimentaria durante la cual una capa de depósitos detríticos suel-



Fig. 7. Tramo del canal meandriforme que enlaza con la cabecera del Badiel (ver fig. 6) sobre las calizas cretácicas arrasadas en las proximidades de Algora (La Alcarria).

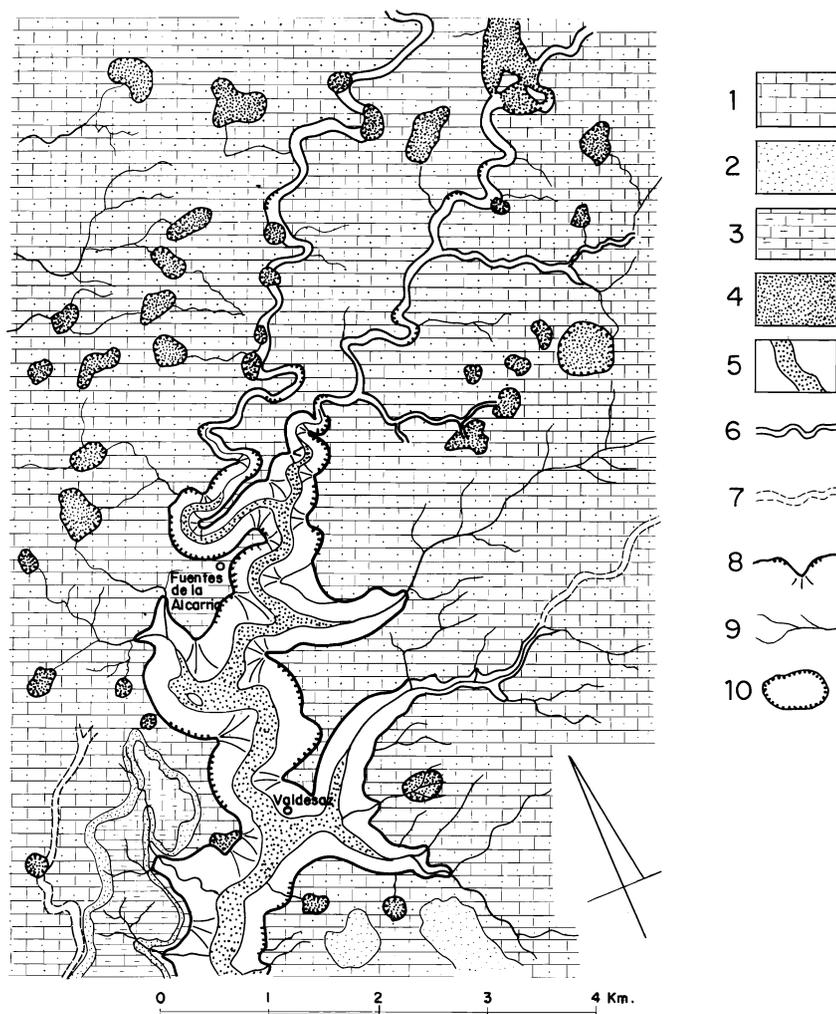


Fig. 8. Enlace de los canales de la paleored con la cabecera del valle del Ungría, afluente al Tajuña, en Fuentes de Alcarria. 1. Superficie de arrasamiento degradada sobre calizas y margas del Vindobonienense. 2. Superficie de arrasamiento degradada sobre materiales detríticos de la base del Pontiense. 3. Superficie de arrasamiento degradada sobre calizas del Pontiense. 4. Recubrimiento eluvial (*terra rossa*) de fondo de depresión kárstica. 5. Fondo aluvial de valle integrado en la red actual. 6. Canal o cañada de la paleored meandriforme con bordes poco marcados. 7. Canal o cañada de la paleored meandriforme con indicación de vertiente verticalizada y vertiente tendida. 8. Surco de drenaje secundario. 9. Depresión cerrada de origen kárstico.

tos procedentes de los bordes o de las áreas marginales de las cuencas es extendida por cursos de agua más o menos canalizados sobre la superficie de las cuencas; estos depósitos, posteriormente cementados y encostrados en superficie por la precipitación de carbonato cálcico bajo condiciones de marcada aridez, parece haber sufrido todavía —junto, claro está, con los dos conjuntos miocenos infrayacentes— un nuevo y leve basculamiento hacia el interior de la sineclise (bien apreciable en el área manchega donde, por ejemplo, la base de estos depósitos desciende más de 100 m. a lo largo de los escasos 40 Km. que separan Tarancón y Lillo (I.G.M.E., 1972-a y 1972-b; ARANDILLA, FERRERO et al., 1975; ARANDILLA, CORRAL et al., 1976; HERNANDEZ SAMANIEGO, DEL OLMO y AGUEDA VILLAR, 1976).

De esta historia geológica sólo quedan testimonios materiales extensos y completos en los territorios más meridionales —Mesa de Chinchón, Mesa de Ocaña y Mancha nororiental—, donde se pueden observar superpuestas las tres series neógenas. Sin embargo, hay razones suficientes para pensar que las fases de sedimentación y erosión señaladas se produjeron también en los sectores más septentrionales e incluso trascendieron los límites actuales de las cuencas, llegando a afectar a lo que hoy es el

margen de la Cordillera Ibérica. Por lo que se refiere a la sedimentación pontiense, la cercanía de sus afloramientos cartografiables más septentrionales al límite nororiental de la cuenca, la brusquedad y el carácter evidentemente erosivo de la terminación de éstos y la presencia de retazos dispersos atribuibles a ella en las áreas más marginales del páramo de Brihuega, no dejan duda de que este episodio de acumulación tuvo carácter general en el espacio estudiado y permiten pensar, prolongando hacia el E el suave buzamiento que las capas presentan en el área de Torija-Horche (del orden de un 5%), que alcanzó algunos sectores marginales de las parameras ibéricas hoy descubiertos de depósitos neógenos (área de Algora-Torremocha del Campo). La sedimentación de los depósitos detríticos pliocenos, que apenas se conservan hoy de forma cartografiable al N del valle de Tajuña, también debió afectar por una parte a la totalidad de la cuenca incluido el sector alcarreño septentrional, ya que las arenas con gravas y cantos de cuarcita y fragmentos de caliza que constituyen este último componente del relleno neógeno presentan una disposición que apunta a un área-fuente situada en el ángulo nororiental de las cuencas (SAN JOSE, 1975-c; HERNANDEZ SAMANIEGO, DEL OLMO y AGUEDA VILLAR, 1976).



Fig. 9. Vista aérea de los canales meandriiformes y de su enlace con la cabecera del valle del Ungría en el área de Fuentes de Alcarria (entre Torija y Brihuega).

En cuanto a las dos *superficies de erosión*, hay que tener en cuenta que de hecho estas formaciones detríticas pliocenas recubrieron, y aún recubren en los sectores meridionales, una topografía erosiva de apreciable irregularidad (de ahí sus variaciones de espesor) en la que aparecen a veces materiales de la serie pontiense y en la mayor parte de los casos —sobre todo en las áreas más orientales y elevadas— rocas sedimentarias de edad vindoboniense, pudiendo decirse que la fase de erosión finimiocena había llegado a dismantelar la citada serie pontiense en todo su espesor en importantes partes del área estudiada y la había reducido en otras a retazos discontinuos, al iniciarse la última fase de sedimentación. Dicho de otro modo, la morfogénesis de la superficie finipontiense significó, en todos los ámbitos donde hoy se encuentran los canales o *cañadas*, la destrucción casi total del más reciente de los complejos estratigráficos miocenos y la exhumación y el retoque del nivel erosivo sobre el que di-

cho complejo se había depositado, de forma que realmente desde el punto de vista geomorfológico sólo existe en ellos un recubrimiento, el plioceno, y una superficie erosiva recubierta resultante de la combinación o integración (favorecida por la tendencia tectónica ascendente) de las que hasta aquí se han venido citando y que en ámbitos menos marginales (y más subsidentes) se mantienen como planos de discordancia diferenciados.

IV. DEFINICION MORFOGENETICA DE LA PALEORED DE CANALES

El esquema evolutivo propuesto, en el que se combinan sedimentación, morfogénesis y actividad tectónica, abre en principio una doble vía en la interpretación geomorfológica de los surcos meandriiformes, ya que entra dentro de lo posible pensar



Fig. 10. Tramo de la paleored meandriforme encajado en las calizas miocenas, en el que tiene cabecera el valle del Río Ungría (aguas arriba de Fuentes de la Alcarria).

que son formas propias de la superficie de erosión fosilizada que han aparecido o resucitado al producirse en determinados sectores, favorablemente situados desde el punto de vista tectónico, la exhumación de este complejo y *poligénico* nivel de arrasamiento: serían huellas de redes finimiocenas puestas al descubierto por la erosión de los depósitos que las cubrían. Y también es posible pensar que se trata de formas fluviales que se han desarrollado sobre las formaciones detríticas suprayacentes a la citada superficie de erosión y que han llegado a imprimirse o encajarse en ella en sectores afectados por una tectónica levemente ascendente: serían, en este caso, formas más recientes derivadas de la sobreimposición en los niveles calcáreos arrasados de una red de cursos establecida inicialmente sobre el recubrimiento detrítico plioceno, que en las áreas septentrionales habría sido desmantelado con posterioridad. Dentro del marco de ambas hipótesis, el hecho de que —como se ha señalado— los canales se prolonguen en algunos casos sobre los afloramientos calizos cretácico-paleógenos del margen

ibérico, sin solución de continuidad ni cambio morfológico apreciable, sólo parece explicable si el recubrimiento detrítico y/o la superficie de erosión llegaron a rebasar al actual marco de las cuencas sedimentarias y se prolongaron sobre el citado margen del aulacógeno Ibérico (GLADFELTER, 1971; VIALLARD, 1973; GARCIA ABBAD, 1978).

La primera línea de interpretación, según la cual los canales serían elementos de la superficie de erosión modelados antes de la fosilización de ésta, se manifiesta sin embargo escasamente viable ya que, de un lado, en ningún caso se ha observado uno de estos surcos relleno por las arenas y gravas pliocenas y, de otro, la litología en que dicha superficie se desarrolla carece de las condiciones precisas para el modelado directo de canales fluviales meandriformes. Como es conocido, los meandros son formas de lechos móviles, es decir, sólo pueden aparecer y evolucionar cuando los cursos de agua se establecen sobre afloramientos de rocas o acumulaciones sedimentarias susceptibles, por su grado de capacidad y/o el calibre de sus elementos, de



Fig. 11. Area de enlace de la paleored meandriforme con el valle del Ungría, en cuyo fondo aparecen las formaciones detríticas miocenas, por debajo de los niveles calizos. Fuentes de la Alcarria.



Fig. 12. Valle del Ugría, aguas abajo de Fuentes de la Alcarria, en su tramo superior donde aún conserva el trazado meandriforme.

ser movilizados por el caudal que —con mayor o menor velocidad y turbulencia— por ellos circula (TRICART, 1977; CHORLEY, SCHUMM y SUGDEN, 1985). Si este caudal es limitado y la pendiente longitudinal (factor principal de la velocidad del flujo) escasa, como a través de sus dimensiones puede reconocerse que ocurrió en los paleocanales analizados, el desarrollo de este tipo de trazados implica la existencia en superficie de rocas o formaciones sueltas y de calibre medio o bajo, al alcance de la competencia accionadora de los cursos —sin duda modestos en el caso que nos ocupa— aunque no tan descohesionadas y finas como para poder ser evacuadas rápidamente por las aguas en disolución o suspensión (TRICART, 1977; SCHUMM, 1977; MORISAWA, 1985; JONES, 1987). Teniendo esto en cuenta, los paleocanales analizados no han podido desarrollarse y adquirir su característico trazado meandriforme directa e inicialmente sobre las superficies calcáreas en las que actualmente se encuentran mayoritariamente impresos (y donde todo indica que han dejado de evolucionar e incluso de funcionar en la mayor parte de los casos), ya que los bancos de caliza compacta presentan un grado de cohesión, una granulometría y una solubilidad muy poco favorables para que los cursos fluviales mantengan un carácter divagante y desarrollen lechos tan densamente amadrados como los surcos descritos.

Las formaciones detríticas sueltas que recubren —o recubrieron— en discordancia erosiva dichos bancos sí presentan, por el contrario, unos caracteres muy propicios para este tipo de morfodinámica fluvial y para el modelado de meandros. Ciertamente, las acumulaciones de arenas con gravas y cantos del Plioceno, suavemente inclinadas hacia el interior de las cuencas, reúnen las condiciones litológicas y granulométricas indicadas, tanto genéricamente como en relación con la limitada competencia atribuible a las corrientes cuyas presuntas huellas se han analizado. Resulta por ello lógico pensar que, como se ha planteado en la segunda vía de interpretación enunciada, fue sobre ellas, cuando aún

formaban un recubrimiento prácticamente continuo, sobre las que se establecieron y evolucionaron los cursos de agua responsables del modelado de los lechos meandriformes. Estos, con su trazado curvilíneo ya desarrollado, llegarían a encajarse en las superficies calizas subyacentes al atravesar, en un típico proceso de sobreimposición o epigénesis facilitado por la escasa potencia del recubrimiento y por el leve pero mantenido basculamiento tectónico, los niveles sedimentarios detríticos que habían permitido su morfogénesis.

Esta definición de los canales como conjuntos de meandros epigénicos encajados (y no como viejas formas fluviales exhumadas), posteriores en todo caso a las superficies de erosión que accidentan y también a la disposición de las formaciones pliocenas que las fosilizaron, lleva a atribuirles una edad relativamente reciente, lo cual concuerda con la presencia en el sector manchego de varias decenas de kilómetros de *cañadas* —como la de Santa Cruz (situada en Santa Cruz de la Zarza y Cabeza-mesada) y la de Romanillos (entre Corral de Almaguer y Villanueva de Alcardete)— que se desarrollan sobre los depósitos detríticos encalichados sin haber alcanzado aún, o haciéndolo muy levemente, las calizas miocenas infrayacentes. Y también concuerda con la conexión y continuidad que la palcored meandriforme presenta con los elementos geomorfológicos de la red hidrográfica actual.

La terminación de los canales y su sustitución por los valles recorridos por los cursos de agua actuales no es, como se señaló al comienzo, brusco, sino que existen unos relativamente cortos pero muy característicos tramos de enlace en los que se combinan caracteres de los unos y de los otros. En dichos tramos la profundidad, la anchura y la pendiente longitudinal del surco, cuyo fondo alcanza ya los niveles margo-arenosos vindobonienses infrayacentes a las calizas, son los propios de los valles, pero el trazado sigue aún fielmente la pauta meandriforme de los pasillos con los que enlazan; en ellos aparecen espléndidos conjuntos de meandros vigorosamente encajados como los que en-

marcan las poblaciones de Fuentes de Alcarria, en la cabecera del Ungría, y Horcajo de Santiago, en la del arroyo de Albaranda (o Cantarranas), o el de Testillos desarrollado, entre Villatobas y Lillo, en el enlace entre la citada *cañada* de Santa Cruz y el Valle del Cedrón. La morfología mixta de estos sectores de transición suscita inmediatamente la idea de que los valles son formas que se han desarrollado mediante la destrucción por retroceso de cabecera y la sustitución de las huellas de una red fluvial inmediatamente anterior, carente de la competencia necesaria para atravesar el caparazón calizo del páramo.

V. ENCUADRE CRONOLOGICO DE LA INSTALACION Y EVOLUCION DE LA PALEORED DE CANALES

Si las conclusiones cronoestratigráficas de los estudios geológicos recientemente realizados acerca de la Alcarria, la Mesa de Ocaña y su prolongación manchega son —como parece— acertados, todos los datos y argumentos expuestos llevan a datar el comienzo de la morfogénesis fluvial responsable del modelado de los paleocanales en los tiempos finales del Neógeno. Aceptando —conforme a la opinión de la práctica totalidad de los investigadores— una edad pliocena para el recubrimiento detrítico final de las cuencas, la instalación de la red que, tras desarrollar sobre él un sistema de lechos densamente ameandrados acabaría por sobreimponerse de forma casi total en la superficie calcárea subyacente, no puede ser anterior al Plioceno superior, teniendo en cuenta además que la instalación se produjo después de que dicho recubrimiento se hubiese encalichado superficialmente. Queda todavía sin precisar el final de este proceso morfogenético, es decir la ubicación temporal de la transformación de la red de canales en un conjunto de formas heredadas y muy mayoritariamente no funcionales sometidas a lo que parece un rápido desmantelamiento por la acción erosiva de una nueva y más activa acción fluvial.

Para la determinación del cuándo y el cómo de este decisivo cambio, que no es otra cosa que la instalación de la red de drenaje actual y el comienzo de la disección del relleno mioceno en los bordes orientales de las cuencas sedimentarias del Tajo y de la Mancha, resulta especialmente significativo el análisis de la relación de los surcos meandriiformes con las formas de detalle y las formaciones en la superficie calcárea del páramo y, sobre todo, en los valles que la disecan y fragmentan, teniendo siempre presente que ha de tratarse de un proceso no plenamente simultáneo ni desarrollado al mismo ritmo en los dos sectores, septentrional y meridional, del territorio estudiado (cuyas diferencias altitudinales e hidrográficas, derivadas de su pertenencia

a dos cuencas fluviales tan distintas como las del Tajo y el alto Guadiana, son evidentes).

Al N. del Tajuña (Fig. 2), donde —como se ha dicho— las calizas miocenas se encuentran casi totalmente descubiertas de materiales detríticos neógenos, la superficie del páramo aparece densa y suavemente accidentada por depresiones kársticas y tapizada por un recubrimiento ampliamente generalizado de arcilla de descalcificación (*terra rossa*) con fragmentos calcáreos heterométricos. Las depresiones, definibles como dolinas y uvalas poco marcadas y muy empastadas por la formación eluvial, presentan en su fondo sumideros (descubiertos a veces y enmascarados por el relleno arcilloso en la mayor parte de los casos) y llegan en algunos lugares a coalescer en gran número, formando áreas

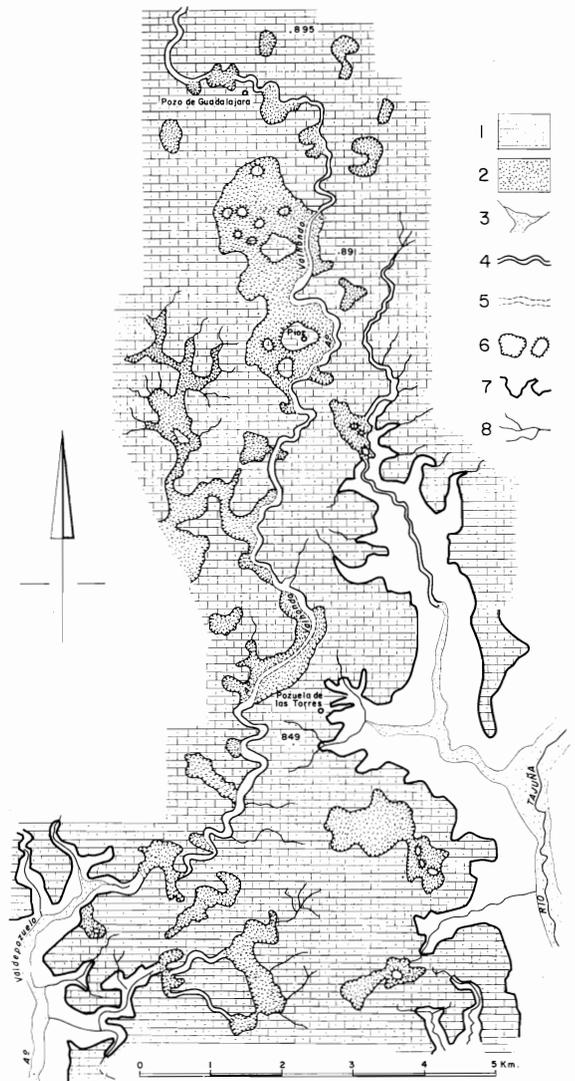


Fig. 13. Canales de la paleored en un sector del páramo calizo alcarreño próximo a Guadalajara (área de Pezuela de las Torres-Pozo de Guadalajara). 1. Superficie de arrasamiento degradada sobre calizas miocenas (indiferenciadas). 2. Recubrimiento eluvial (*terra rossa*) de fondo de depresión kárstica. 3. Fondo aluvial de valle integrado en la red actual. 4. Canal o cañada de la paleored meandriiforme. 5. Canal o cañada de la paleored meandriiforme con bordes poco marcados. 6. Depresión cerrada y relieve residual de origen kárstico. 7. Cornisa de borde de valle modelada sobre calizas miocenas. 8. Surco de drenaje secundario.

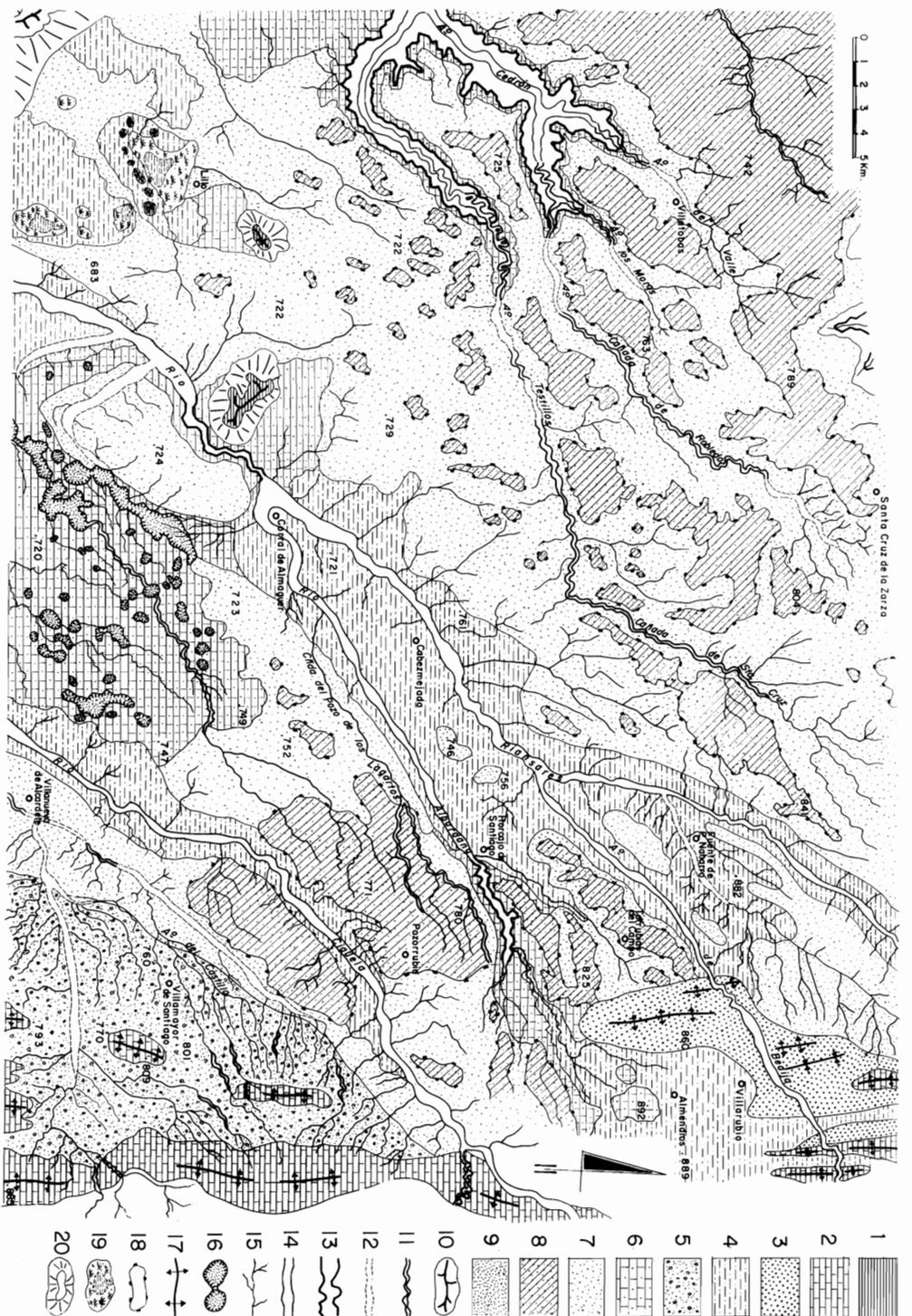


Fig. 14. Geomorfología de la superficie del páramo en la Mesa de Ocaña y la Mancha nororiental. 1. Relieve residual destacado sobre cuarcitas y pizarras del zócalo paleozoico. 2. Relieve destacado modelado sobre estratos calcáreos mesozoicos plegados. 3. Relieve plegado sobre conglomerado, arcillas y yesos del paleógeno. 4. Vertiente o sector de superficie de arrasamiento desarrollado sobre los materiales inferiores (detríticos o evaporíticos) del Vindoboniense. 5. Superficie de arrasamiento degradada sobre conglomerados calcáreos miocenos. 6. Superficie de arrasamiento degradada sobre calizas miocenas (indiferenciadas). 7. Superficie de arrasamiento sobre depósitos detríticos pliocenos no cementados. 8. Superficie sobre depósitos detríticos pliocenos encañichados. 9. Recubrimiento eluvial (*terra rossa*) de fondo de depresión kárstica. 10. *Monte isla*. 11. *Canal o cañada* de la paleoed meandriforme. 12. *Canal o cañada* de la paleoed meandriforme con bordes poco marcados. 13. Comisa de borde de valle modelada sobre calizas miocenas. 14. Fondo aluvial de valle integrado en la red actual. 15. Surco de drenaje secundario. 16. Depresión cerrada de origen kárstico. 17. Eje de plegue. 18. Reborde externo de superficie encañichada. 19. Laguna o área pantanosa. 20. Glacis coluvial de aspecto ranilde.

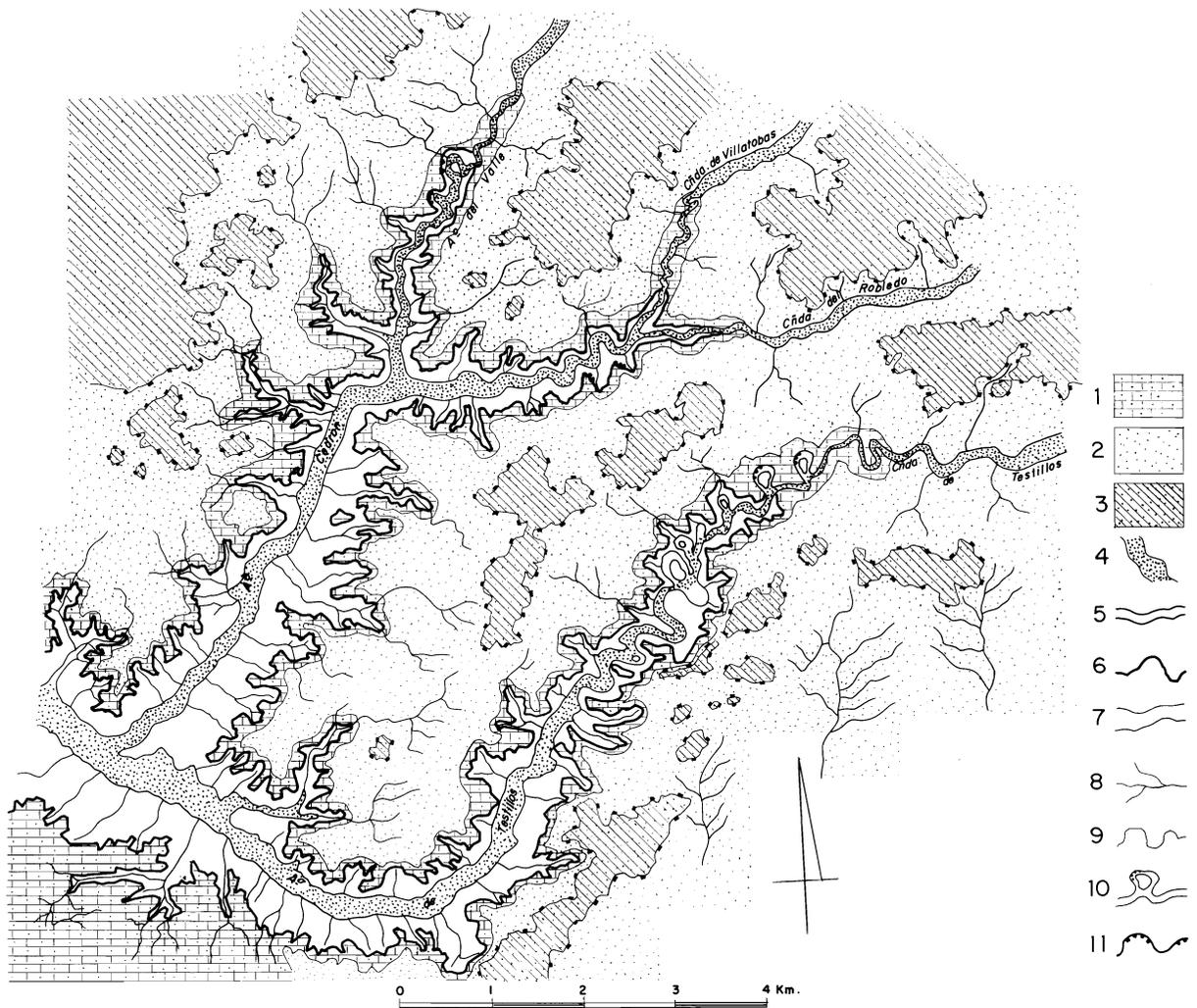


Fig. 15. *Cañadas* en el área de transición de la Mesa de Ocaña a la Mancha nororiental, enlazando con los valles de la red del Cedrón. 1. Superficie de arrasamiento degradada sobre calizas miocenas (indiferenciadas). 2. Superficie de arrasamiento sobre depósitos detríticos pliocenos no cementados. 3. Superficie sobre depósitos detríticos pliocenos encalichados. 4. Fondo aluvial de valle integrado en la red actual. 5. Canal o cañada de la paleored meandriforme. 6. Cornisa de borde de valle modelada sobre calizas miocenas. 7. Fondo de valle (indiferenciado). 8. Surco de drenaje secundario. 9. Contacto del recubrimiento detrítico plioceno con las formaciones calcáreas miocenas. 10. Meandro epigénico abandonado. 11. Reborde externo de superficie encalichada.

ligeramente deprimidas y de cierta extensión, en las que la caliza no karstificada se limita a cuetos apenas destacados. Estas formas derivadas de la disolución del material calcáreo mioceno —un material muy impuro, de ahí la importancia de las arcillas liberadas— interfieren frecuentemente con la red de paleocanales, a la que muerden o interrumpen localmente y en cuyo ámbito llegan incluso a establecerse: los canales del páramo de Brihuega, enlazados con las cabeceras del Badiel, el Matayeguas y el Ungría, se encuentran interrumpidos o desdibujados por el desarrollo de estos modelados kársticos y en su fondo, tapizado también por la *terra rossa* con fragmentos calcáreos, se abren algunas pequeñas dolinas y numerosos sumideros. Todo indica, pues, que en este sector el cese del funcionamiento de la paleo-red es anterior o en todo caso simultáneo a la karstificación generalizada de la superficie del páramo y a la correlativa génesis de la formación eluvial de *terra rossa*, procesos que en áreas de la misma alcarria más próximos a la ciudad de Ma-

drid han sido datados en la transición “Plio-Villafranquiense” (VAUDOUR, 1974 y 1979) y que se desarrollaron sin duda antes de la apertura hasta sus dimensiones actuales de las grandes formas de disección fluvial (valles del Henares, Badiel, Matayeguas, Ungría, Tajuña, etc.), cuyas vertientes muerden los fondos kársticos y cuyos coluviones recubren, en el arranque de éstas, las arcillas de descalcificación.

Algunos de los valles citados enlazan en su cabecera —como se señaló al comienzo— con los canales meandriformes, a los que puede decirse que sustituyen hacia el interior de la cuenca, y todos ellos presentan una notable anchura y una morfología típicamente periglacial de *valle en cuna* o de *valle de fondo plano*. Sus extensas y relativamente empinadas vertientes —que salvan en menos de 1 Km. desniveles que oscilan entre 100 y 250 m— se caracterizan por una forma rectilínea o suavemente cóncava, sin cornisa superior en la mayor parte de los casos, y por estar recubiertas de forma práctica-



Fig. 16. Vista aérea de una *cañada* sobre depósitos pliocenos en el sector de enlace de la Mesa de Ocaña y la Mancha (proximidades de Cabezamesada y Santa Cruz de la Zarza).

mente continua, desde su propio arranque en el borde del páramo, por depósitos de ladera escasamente empastados cuyos caracteres sedimentológicos —clastos de calibre pequeño o medio y sin desgastar de caliza margosa miocena— permiten definirlos como derrubios accionados por gelifracción en el margen de la superficie calcárea y desplazados por una combinación muy eficaz de acción gravitatoria y gelifluxión hasta el fondo del valle (ASENSIO y GONZALEZ MARTIN, 1976; GONZALEZ MARTIN, 1986; GONZALEZ MARTIN y ASENSIO, 1986). Este, por su parte, se desarrolla sobre una formación aluvial-coluvial en la que se mezclan arenas, gravas y margas arrastradas por las aguas de los estratos vindobonienses, donde se encuentra excavado, con fragmentos calizos procedentes de las laderas y enlaza sin solución de continuidad aguas abajo con alguna de las terrazas medias +30-45 m. de los ríos principales (Henares en el caso del Badiel; y el Tajuña en los del Matayeguas y el Ungría).

De todo ello se deduce que en el Pleistoceno medio ya el retroceso de cabecera de la red hidrográfica actual había llegado, destruyendo y sustituyendo con sus vigorosas formas de incisión los viejos lechos meandriformes, hasta los lugares del páramo alcarreño donde en la actualidad se localiza el enlace de ambos: área de Almadrones en el Badiel, área de Valdegrudas en el Matayeguas y área de Fuentes de Alcarria en el Ungría (Fig. 8 y 9). Sólo si estos valles ya existían, habían alcanzado unas dimensiones considerables (para lo que es necesario un intervalo importante de tiempo) y acogían un activo funcionamiento hidrológico en el Cuaternario, es posible su remodelado casi total por procesos evidentemente ligados con los paleoclimas fríos que entonces afectaron al centro de la Península.

Así pues, parece claro que en el sector alcarreño la red meandriforme ya estaba impresa en una superficie caliza descubierta de formaciones detríti-

cas y había perdido —o estaba perdiendo— su actividad como sistema de drenaje al producirse, en torno a la transición plio-pleistocena, la karstificación de dicha superficie y la génesis de su recubrimiento eluvial de *terra rossa* y que en el Pleistoceno medio-superior, al sufrirse las pulsaciones climáticas frías geomorfológicamente más marcadas, ya había sido sustituida por la red actual de valles, quedando reducida básicamente a los tramos relictos que hoy se conservan.

En la Mesa de Ocaña y la Mancha nororiental (Fig. 14), por su parte, no se dispone de unos elementos morfológicos similares para fundar la datación del cambio de sistema de drenaje; un cambio que en este sector aparece en cierto modo inconclu-

so, porque —como se ha dicho— las *cañadas* aún tienen un cierto funcionamiento, y relativamente poco definido, ya que el enlace entre los canales (algunos de los cuales no han llegado a sobreimponerse en las calizas) y los valles actuales es progresivo y carece de la nitidez característica del área alcarreña. Dada la amplia conservación del recubrimiento detrítico plioceno, la superficie calcárea sólo parcialmente exhumada en la que se encuentran impresos parte de los surcos meandriformes no presenta un modelado kárstico superficial ni un tapiz eluvial generalizado; los valles, por su parte, carecen de un remodelado y una cubierta coluvial periglaciares tan característica y bien desarrollada como los de la Alcarria, lo que es lógico teniendo en



Fig. 17. Vista aérea del área de enlace de la *cañada* de Testillos o de Santa Cruz, con el valle del Cedrón, afluente al Tajo, en el páramo recubierto de depósitos pliocenos entre Villatobas y Lillo (Mancha nororiental-Mesa de Ocaña).



Fig. 18. Meandro abandonado sobre las calizas miocenas recubiertas de los depósitos pliocenos en la Cañada de Testillos, que enlaza con el río Cedrón, entre Villatobas y Lillo (La Mancha nororiental).

cuenta la notablemente menor altitud de estos territorios (PEREZ GONZALEZ, 1982).

En todo caso, la ausencia o el limitado desarrollo de estas formas y formaciones indica que en el sector manchego, mayoritaria e imperfectamente drenado hoy hacia el Guadiana, todo el proceso —desde la instalación de la red primitiva hasta la sustitución por la nueva, pasando por el encajamiento epigénico de los lechos— se viene realizando con un ritmo especialmente lento, de modo que en él la reorganización de la red de drenaje se encuentra aún en un nivel incipiente. Ello hace posible que conserve un paisaje morfológico que en el sector alcarreño y, en general, en la cuenca del Tajo debió desaparecer en la primera mitad del Pleistoceno; un paisaje en el que, debido a la limitada altitud, a la escasez de desniveles generados por la incisión fluvial y a la naturaleza de los materiales aflorantes, los sistemas morfoclimáticos más recientes no han dejado una huella morfológica y sedimentológica marcada y en la que la presencia de lagunas y otros fenómenos ligados a una escorrentía endorreica constituye un aspecto muy significativo. Este endorreísmo difuso de un área que, por las razones señaladas, presenta una organización geomorfológica básicamente relictiva, junto con la observación de que algunas de las *cañadas* se dirigen hacia ámbitos lagunares o pantanosos, lleva a plantear como hipótesis muy probable que, con carácter general, la red de drenaje responsable del modelado de los paleocanales estudiados tuvo carácter endorreico, frente al exorreísmo de la red actual.

VI. INTERPRETACION DE LA EVOLUCION GEOMORFOLOGICA DE LA PALEORED

La definición de una forma —la paleored meandriforme, no citada hasta el momento en la literatura científica— y el conocimiento de su extensión y de su ubicación dentro del marco morfoestructural —las altiplanicies alcarreño-manchegas— pue-

den aportar nueva luz a la interpretación geomorfológica de las cuencas sedimentarias de la Meseta Sur; unas cuencas que, como es propio de estas macroestructuras, se han visto afectadas por una compleja sucesión de procesos de sedimentación, erosión y basculamiento dentro de una básica tendencia tectónica subsidente. La propia existencia de la paleored y su trazado meandriforme indican la presencia de unas condiciones y el desarrollo de unos mecanismos, en relación con los cuales este tipo de formas ha podido aparecer y evolucionar, y cuya desaparición ha significado el cese del desarrollo e incluso la progresiva destrucción de las mismas.

La instalación de los cursos de agua responsables del modelado de los canales se produjo —dada la edad atribuida a los materiales más recientes en los que se encuentran impresos— en los tiempos finales del Plioceno dentro de un marco morfoestructural caracterizado por un predominio en superficie de formaciones de calibre medio, sueltas o ligeramente cementadas, por una pendiente topográfica reducida y regular, aunque apreciable, de los márgenes al interior de las cuencas y por la persistencia de un basculamiento tectónico de NE. a SW. leve, pero sostenido a lo largo de todo el Neógeno y capaz de mantener o incrementar la citada pendiente, coincidiendo con un clima suficientemente húmedo como para aportar caudales abundantes y constantes a la red de drenaje. Esta combinación de condiciones litológico-sedimentológicas, topográficas y tectónicas resultó muy favorable para el modelado de lechos móviles de tipo meandriforme, de modo que los cursos de agua pudieron circular de forma divagante sobre el recubrimiento detrítico plioceno y adquirieron enseguida un trazado densamente incurvado, al tiempo que fueron erosionando esta débil cubierta hasta alcanzar, con mayor o menor rapidez según la localización dentro de la cuenca, las capas compactas arrasadas infrayacentes (calizas mesozoicas, conglomerados paleógenos, calizas margosas o conglomerados calcáreos vindobonieneses y calizas pontienses).

La presencia de los canales meandriformes como formas encajadas sobre todas estas unidades litostratigráficas duras resulta así un testigo o indi-

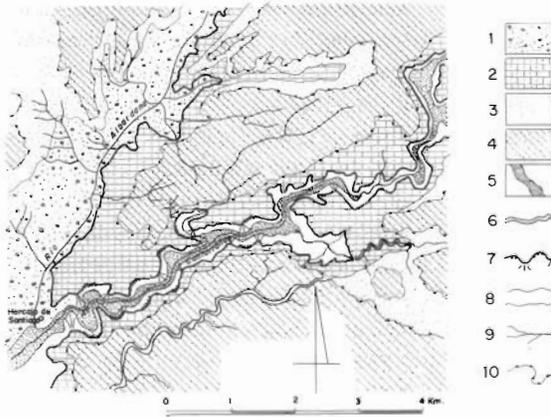


Fig. 19. Canales meandriiformes abandonados y remodelados por la acción fluvial reciente en torno a Horcajo de Santiago (Mancha nororiental). 1. Superficie de arrasamiento degradada sobre conglomerados calcáreos miocenos. 2. Superficie de arrasamiento degradada sobre calizas miocenas (indiferenciadas). 3. Superficie de arrasamiento sobre depósitos detríticos pliocenos no cementados. 4. Superficie sobre depósitos detríticos pliocenos encalichados. 5. Fondo aluvial de valle integrado en la red actual. 6. Canal o cañada de la paleored meandriiforme. 7. borde de valle disimétrico con indicación de vertiente verticalizada y vertiente tendida. 8. Fondo de valle (indiferenciado). 9. Surco de drenaje secundario. 10. Reborde externo de superficie encalichada.

cador del área de las cuencas afectada por la sedimentación pliocena, la cual habría alcanzado —conforme a este criterio— no sólo los sectores meridionales (Mancha y Mesa de Ocaña), donde aún sus depósitos se conservan ampliamente, sino también los sectores septentrionales (Alcarria), donde su conservación es muy limitada. El hecho de que los canales se prolonguen sin solución de continuidad ni cambio morfológico apreciable sobre los afloramientos mesozoico-paleógenos del margen interior de la Cordillera Ibérica lleva a considerar que el recubrimiento detrítico —y el nivel de arrasamiento que fosiliza en discordancia— llegaron a rebasar el actual marco de las cuencas sedimentarias y se prolongaron algunos kilómetros sobre el citado margen del reborde plegado.

Dado el reducido espesor de los sedimentos detríticos discordantes y el sostenido basculamiento tectónico, los tramos de la paleored situados en las áreas marginales de las sineclisis objeto específico de este trabajo (en las que la acción tectónica se traduce en un ascenso con respecto a los centros de la cuenca) fueron alcanzando con relativa rapidez los materiales calcáreos subyacentes, encajándose epi-

génicamente en ellos y exhumando la superficie de arrasamiento que los trunca. De este modo, los lechos con su trazado meandriiforme ya básicamente desarrollado perdieron su carácter divagante y se convirtieron en formas casi estables, aunque todavía funcionales como órganos de drenaje y capaces durante algún tiempo de mantener una cierta capacidad de evolución (como indica la frecuente disimetría transversal de los meandros y la presencia de algunos fenómenos de estrangulamiento). A medida que de este modo se iban destapando las tapas calizas se inicia un intenso proceso de karstificación que va desarticulando progresivamente la escorrentía subaérea hasta anular el funcionamiento de la red fluvial meandriiforme, cuyos lechos van transformándose en formas muertas que tienden a ser destruidas y sustituidas por otras formas acordes con las nuevas condiciones morfogenéticas. Si esta importante fase de actividad kárstica, que genera grandes volúmenes de arcilla de descalcificación, corresponde al Cuaternario antiguo —como han señalado diversos estudios—, puede decirse que es en este período en el que concluye la actividad hidrológica y geomorfológica de la paleored, al menos



Fig. 20. Meandro abandonado sobre las calizas miocenas en la Cañada de Cantarranas, enlazada con el río Albardana, en Horcajo de Santiago (la Mancha Nororiental).

en aquellos sectores donde el dismantelamiento de la cubierta pliocena ya estaba avanzado.

Si el karst es un factor básico de desarticulación y desactivación de la vieja red fluvial, la destrucción de sus formas corresponde al desarrollo a lo largo del Cuaternario medio y reciente de un nuevo sistema de drenaje superficial, plenamente exorreico y dotado de una mayor capacidad de incisión; un desarrollo significativamente controlado por la actividad neotectónica e interferido por las pulsaciones climáticas pleistocenas. La tectónica cuaternaria, cuya actividad resulta cada vez más patente, ha consistido —además de en una persistencia del basculamiento hacia los centros de cuenca— en una leve reactivación de los accidentes del basamento, a la que han respondido las capas del relleno sedimentario deformándose suavemente e incluso fracturándose. Especialmente sensibles a estas acciones han sido los niveles o lechos yesíferos, en los que a los efectos estrictamente tectónicos se suman deformaciones y hundimientos derivados del particular comportamiento de estas formaciones evaporíticas. Estos procesos han afectado a la antigua superficie, generando ondulaciones e incluso líneas de debilidad que han guiado significativamente el desarrollo y la acción erosiva de la red hidrográfica actual. Los ríos Henares, Jarama y Tajo, que cruzan y compartimentan dicha superficie, siguen estas líneas o franjas tectónicas y destruyen con sus profundas incisiones las huellas de la paleored meandriforme ya desde mediados del Pleistoceno. Sólo en los amplios interfluvios, que coinciden con las áreas menos tectonizadas donde la acción fluvial ha encontrado menos facilidades, se han podido conservar restos de los antiguos canales.

Frente a esta rápida destrucción por parte de

los ejes principales, la red de afluentes ha retomado el trazado de los viejos lechos en un típico proceso de erosión regresiva, reanudando el encajamiento de los meandros y generando profundos tajos que mantienen en principio tanto el dibujo meandriforme como la característica disimetría de las vertientes. Cuando la incisión atraviesa las capas calcáreas y profundiza en las facies detríticas o evaporíticas inferiores, los meandros evolucionan con suma rapidez y tienden a desaparecer haciendo que en lugar de los antiguos canales curvilíneos se desarrollen amplios valles rectilíneos; cuando los materiales siguen siendo compactos en profundidad, como ocurre en el caso de los afloramientos de calizas mesozoicas, el encajamiento de la nueva red mantiene el trazado meandriforme de la antigua de modo permanente o, al menos, hasta que la acción erosiva alcanza facies más deleznales.

Otras acciones menos espectaculares, pero también eficaces, han colaborado en la desfiguración o destrucción de las formas derivadas de la acción de la paleored. Así la arroyada difusa y concentrada ha difuminado, hasta casi su desaparición, los canales modelados sobre el paleógeno, el cretácico inferior o las facies encalichadas pliocenas. Por otro lado, la gelifracción y la geliflujión han introducido, durante los períodos fríos del Pleistoceno, retoques en las vertientes de los canales modelados sobre materiales calcáreos, que, si bien no impiden su reconocimiento, enmascaran algunos de sus rasgos fluviales.

En resumen, los caracteres y la localización de los canales o cañadas ponen de manifiesto la sucesión desde el Plioceno superior hasta el presente de una serie de secuencias morfogenéticas en relación con la cual se produce la instalación de una red fluvial meandriforme, su encajamiento epigénico, el



Fig. 21. Vista aérea de un tramo de la paleored meandriforme establecido sobre las estructuras mesozoico-paleógenas plegadas de Altamira, enlazando con el valle del Cigüela en las proximidades de Pozorrubio (Mancha nororiental).



Fig. 22. Canal meandriforme sobre las calizas cretácicas en A^o Lagunilla, afluente del Ciguëla. Pozorrubio. (La Mancha Nororiental).

cese de su funcionamiento y la destrucción de sus formas de modelado (Fig. 23). Estas fases no son sincrónicas en todo el territorio analizado y puede decirse que en cada uno de los sectores del mismo el proceso presenta un nivel de desarrollo diferente.

La alta Alcarria (Fig. 2) muestra un conjunto de formas que indican un grado de evolución muy avanzado dentro de la secuencia de fases señaladas. El Henares y el Tajuña han disecado la superficie culminante con su intensa acción erosiva. En el interfluvio se extiende el amplio páramo alto-alcarreño donde se conservan los mejores ejemplos de meandros encajados sobre las calizas mesozoicas y miocenas. La cubierta detrítica pliocena, factor condicionante imprescindible para que se produzca este encajamiento, ha sido barrida por la erosión.

Sobre las calizas cretácicas quedan meandros muertos y desconectados de su antiguo sistema fluvial por depresiones elaboradas sobre las arenas albenses o las facies detríticas miocenas, como es el caso del viejo Badiel a su paso por Algora (Fig. 5, 6 y 7). Otros conjuntos de estos meandros han sido revitalizados al ser capturados por los emisarios del Tajuña; el Barranco del Reato y sus afluentes son un buen ejemplo de este fenómeno.

Las cabeceras de los barrancos afluentes del Henares (Badiel y Torija) y el Tajuña (Matayeguas y Ungría) retroceden a favor de la antigua red (Fig. 3, 4, 8, 9, 10, 11 y 12). Especialmente estos dos últimos casos muestran una transición de los viejos canales a la actual realmente modélicas, al generarse una espectacular hoz meandriforme, mientras no afloran en su fondo, de forma apreciable, los niveles detríticos. En las superficies altas, al conservarse en estas alturas las calizas pontienses, el karst se desarrolla en dos niveles bien diferenciados por la base detrítica pontiense.

En el sector central (Pastrana-Mondejar-Chinchón), como ya se ha señalado repetidamente, la antigua superficie ha sido prácticamente destruida por la densa organización de la red actual. A pesar de esto, se conservan numerosos retazos de canales

que permiten asegurar la inclusión de este sector dentro del dominio de la antigua red meandriforme. Un claro ejemplo lo tenemos en el A^o de Valhondo, en el interfluvio Tajuña-Henares, que conserva todas las características de los canales altoalcarreños (Fig. 13).

La Mesa de Ocaña y la Mancha nororiental presentan unas características evolutivas claramente diferenciadas con respecto a la Alcarria (Fig. 14). La conservación de la cubierta detrítica pliocena sitúa a este sector en el tránsito entre la fase de instalación y la de encajamiento epigénico. De todas formas, se pueden encontrar en la Mancha ejemplos de grados evolutivos intermedios entre estas dos fases. La tabla caliza miocena aparece liberada de los materiales pliocenos en amplios sectores meridionales del área estudiada (Corral de Almaguer-Villanueva de Alcardete). Sobre esta superficie calcárea se desarrolla un sistema de formas semejantes a la Alcarria: abundantes depresiones kársticas, que destruyen algunos canales meandriformes (Cañada de Romanillos, por ejemplo), y una somera red de drenaje reticular. En cualquier caso, desmantelamientos mucho más recientes de los materiales detríticos pliocenos pueden observarse en los extremos occidental (NO. de Lillo) y oriental (Horcajo de Santiago) del sector estudiado. Bajo el plioceno aflora la tabla caliza limpia y casi intacta, en un proceso similar al que debió generalizarse en la Alcarria hace miles de años.

La incisión fluvial es mucho más vaga que en la Alcarria, al ser un área con un drenaje indeciso entre la red del Tajo y la del Guadiana. Esto hace que algunos de los antiguos canales mantengan una cierta actividad, y sean recorridos por arroyos con un caudal mínimo o esporádico, encajados en su fondo. Por otro lado, es menos frecuente, lógicamente, la reutilización decisiva de estos canales por la red actual, tal y como ocurre en la Alcarria. A pesar de todo, hay ejemplos realmente espléndidos de este fenómeno a cargo de los afluentes del Tajo. Este es el caso del A^o Cedrón (Fig. 15, 17 y 18),

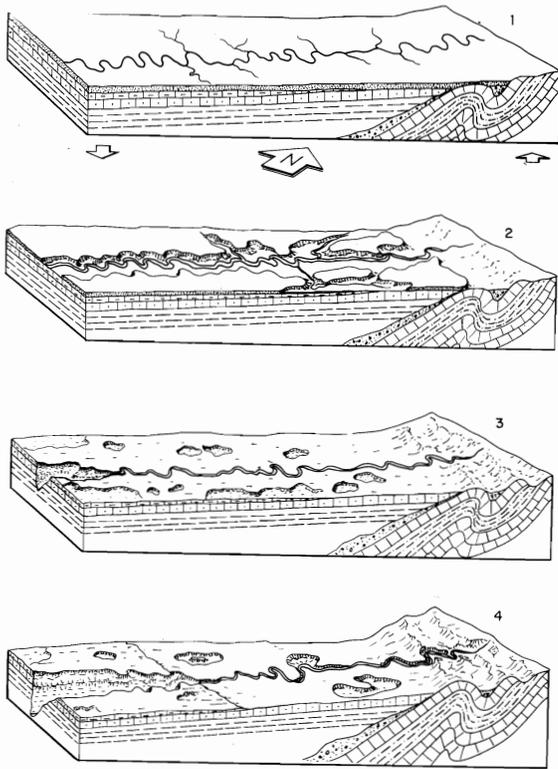


Fig. 23. Esquema evolutivo de la paleored meandriforme dentro del marco de un leve basculamiento tectónico hacia el interior del área de sineclise. 1. Fase de establecimiento sobre el recubrimiento detrítico plioceno. 2. Fase de encajamiento epigénico sobre los dos niveles calizos arrasados miocenos y mesozoicos. 3. Fase de exhumación de las superficies de arrasamiento calcáreas y cese de funcionamiento. 4. Fase de destrucción y sustitución por desarrollo de formas de incisión fluvial y karstificación.

que ha capturado algunos de estos canales, generándose un área de transición muy parecida a la cabecera de los barrancos alcarreños, con profundas hoces meandriiformes —incluso meandros abandonados— justo al cruzar las calizas miocenas, entre el plioceno y las facies evaporíticas.

La red del Guadiana es más somera que la del Tajo. Esto ha permitido que sigan especialmente vigentes las trayectorias de la antigua red. En cualquier caso, cuando sus afluentes atraviesan las diversas facies detríticas o evaporíticas, los meandros han desaparecido por culpa de la intensa acción cuaternaria de la arroyada difusa. Sin embargo, cuando estos afluentes descubrieron los materiales resistentes, los meandros se han conservado. Este es el caso del Riansares al cruzar las capas calizas miocenas, en las proximidades de Corral de Almaguer; o el de sus afluentes: el Bedija al cruzar los anticlinales cretácicos en Ucles, o las capas verticales de un anticlinal paleógeno; y el Albardana-Cantarranas a su paso por Horcajo de Santiago (Fig. 19 y 20), donde se forma un espléndido cañón meandriforme sobre las calizas miocenas. El Cigüela mantiene estas características: él mismo al cruzar los anticlinales cretácicos, o su afluente, el A^o Lagunilla, en estas mismas circunstancias (Fig. 22).

Otros afluentes son también especialmente interesantes: los arroyos del Castillo y de Villaverde, que conservan los trazados meandriiformes justo al atravesar los sectores más consolidados de los conglomerados neógenos. Algunos relieves compuestos por calizas cretácicas, plegadas, arrasadas y ligeramente descubiertas de los depósitos conglomeráticos, han sido también acanalados por las cabeceras de estos arroyos, mostrando visualmente el origen de otras formas parecidas, pero más evolucionadas, como pueden ser las de la cabecera del Badiel en Algora.

Por las razones ya indicadas, los restos de la antigua red han sido borrados o están muy difuminados en los sectores recubiertos por formaciones pliocenas al Sur de Ocaña, dada la poca consistencia de estos materiales. Sin embargo, se pueden citar dos grandes excepciones: por un lado, dos importantes canales —la Cañada de Santa Cruz y la de Robledo— afluentes del A^o Cedrón, recorren los llanos pliocenos raspando ligeramente la tabla caliza infrayacente. Este hecho tiene una gran importancia, pues se trata de un ejemplo donde se produce justo el inicio del encajamiento y la retención de los meandros (Fig. 16). Efectivamente, estos canales conservan su trazado meandriforme —incluso meandros abandonados— al aflorar las calizas en su fondo, y se han desvanecido estas formas cuando no afloran; por otro lado, la costra encalichada, que corona toda la serie pliocena, y que ocasiona ligeros resaltes en el relieve, carece de un alto grado de consistencia, pero sí del suficiente como para poder retener las formas curvilíneas de algunos canales secundarios, como los que se sitúan al sur de Santa Cruz de la Zarza o al sur de Horcajo de Santiago.

VII. CONCLUSIONES FINALES

En conclusión, los *canales* de las altiplanicies alcarreñas y las “cañadas” de la Mesa de Ocaña y la Mancha Nororiental son formas fluviales relictas correspondientes a lechos fluviales que formaban parte de la red de drenaje que se estableció en las cuencas interiores de la Meseta Meridional inmediatamente después de finalizar su relleno sedimentario neógeno, viniendo a significar la transición entre las condiciones de drenaje endorreico propias de la dilatada y compleja fase de sedimentación mio-pliocena y el exorreísmo del sistema hidrográfico actual. Dicha paleored se instaló y evolucionó hasta adquirir en sus ejes un típico trazado meandriforme sobre el recubrimiento detrítico de edad pliocena que, fosilizando un amplio nivel de arrasamiento finimioceno, constituye el tramo final del complejo sedimentario neógeno; se superimpuso, al atravesar y dismantelar esta débil cubierta, en las capas calcáreas mayoritariamente miocenas truncadas por el citado nivel de arrasamiento, sin llegar a

atravesarlas; y dejó de funcionar como tal al ser sustituida por una nueva red —la actual— dotada de mayor capacidad de incisión, que ha disecado estas capas resistentes y profundizado en los potentes niveles margarenosos subyacentes y ha modelado en ellos importantes formas de excavación

aprovechando en líneas generales el trazado de los antiguos lechos, los cuales han ido siendo progresivamente destruidos hasta quedar reducidos a escasos retazos como los descritos y analizados en este trabajo (Fig. 23).

BIBLIOGRAFIA

- ADELL, F., GONZALEZ LODEIRO, F. y TENA DAVILA, F. (1981): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 461. Sigüenza*. Madrid, I.G.M.E.
- AGUIRRE, E., DIAZ MOLINA, M. y PEREZ GONZALEZ, A. (1976): “Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta central española”, *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*, 6, pp. 7-29.
- ALIA, M. (1960): “Sobre la tectónica profunda de la Fosa del Tajo”, *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.*, 58, pp. 125-162.
- ALIA, M., PORTERO, J. M. y MARTIN ESCORZA, C. (1973): “Evolución geotectónica de la región de Ocaña durante el Neógeno y el Cuaternario”, *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 71, pp. 9-20.
- ARANDILLA, P., CORRAL, A., FERREIRO, D. y MARTIN HERRERO, D. (1976): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 659. Lillo*. Madrid, I.G.M.E.
- ARANDILLA, P., FERREIRO, D., HERNANDEZ, A. y DEL OLMO, P. (1975): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 607. Tarancón*. Madrid, I.G.M.E.
- ARANDILLA, P., HERNANDEZ, A., MARTIN, D. y DEL OLMO, P. (1975): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 631. Ocaña*. Madrid, I.G.M.E.
- ASENSIO, I. y GONZALEZ MARTIN, J. A. (1976): “Modelé périglaciaire dans les vallées du ‘paramo’ calcaire au SE. de Madrid”, *Actes du Symposium sur versants des pays Méditerranéens*. Aix-en-Provence, vol. V., pp. 39-41.
- ASENSIO, I. y GONZALEZ MARTIN, J. A. (1977): “Características sedimentológicas de la denominada ‘formación detrítica intramiocena’ en la depresión del Tajo”, *Estudios Geológicos*, 33, pp. 193-205.
- AZNAR, J. M., PORTERO, J. M. y PEREZ GONZALEZ, A. (inéd): *Mapa Geológico de España. Hoja 511, Brihuega*. Madrid, I.G.M.E. (minuta cartográfica).
- BIROT, P. y SOLE, L. (1954): *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central española*. Madrid, C.S.I.C. (Instituto Elcano).
- BUSTILLO, M. A. (1980): “Petrología y medios sedimentarios de la caliza del páramo”, *Boletín Geológico y Minero*, 91 (3), pp. 63-74.
- CAPOTE, R. (1983): “La tectónica de la Cordillera Ibérica” en COMISION NACIONAL DE GEOLOGIA, *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*. Tomo II, Madrid, I.G.M.E. (pp. 108-120).
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M. J. (1978): “La tectónica postmiocena del sector central de la depresión del Tajo”, *Boletín Geológico y Minero*, 89 (2), pp. 114-122.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1968): “Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo”, *Estudios Geológico*, 24, pp. 91-97.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1969): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 561. Pastrana*. Madrid, I.G.M.E.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1970): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 536. Guadalajara*. Madrid, I.G.M.E.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1970): “Contribución al conocimiento de la región NE de la Sierra de Altomira (Guadalajara)”, *Estudios Geológicos*, 26, pp. 1-15.
- CARRO, S. y CAPOTE, R. (1969): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 560. Alcalá de Henares*. Madrid, I.G.M.E.
- CHORLEY, R. J., SCHUMM, S. A. y SUGDEN, D. E. (1985): *Geomorphology*. Londres, Methuen.
- GARCIA ABBAD, F. J. (1978): “Implicaciones geomorfológicas de la estratigrafía de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica”, *Estudios geológicos*, 34, pp. 215-229.
- GARCIA ABBAD, F. J. (1979-a): “Ensayo de modelo de sistematización morfoestructural de la mitad oriental de la submeseta meridional”, *Boletín Geológico y Minero*, pp. 275-284.
- GARCIA ABBAD, F. J. (1979-b): “Caracteres estructurales de los enlaces meridionales Altomira-Ibérica”, *Estudios Geológicos*, 35, pp. 633-643.
- GLADFELTER, B. G. (1971): *Meseta and Campiña landforms in Central Spain. A Geomorphology of Alto Henares Basin*. Chicago, University Press.
- GONZALEZ MARTIN, J. A. (1986): “Las laderas de los páramos alcarreños” en MARTINEZ DE PISON, E. y TELLO, B. (Coord.), *Atlas de Geomorfología*. Madrid, Alianza (pp. 179-188).

- GONZALEZ MARTIN, J. A. y ASENSIO, I. (1986): “Procesos geomorfológicos en la región alcarreña y sector central de la cuenca del Tajo” en LOPEZ BERMUDEZ, F. y THORNES, J. B., *Estudios sobre geomorfología del Sur de España*. Murcia, Departamento de Geografía Física, U.G.I. (pp. 81-85).
- HERNANDEZ SAMANIEGO, A., DEL OLMO, P. y AGUEDA VILLAR, J. (1976): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 632. Horcajo de Santiago*. Madrid, I.G.M.E.
- I.G.M.E. (1972-a): *Mapa Geológico de España. E. 1:200.000. Hoja 53. Toledo*. Madrid, I.G.M.E.
- I.G.M.E. (1972-b): *Mapa Geológico de España. E. 1:200.000. Hoja 54. Campo de Criptana*. Madrid, I.G.M.E.
- JONES, J. A. (1987): “The initiation of natural drainage networks”, *Progress in Physical Geography*, 11 (2), pp. 207-245.
- JUNCO AGUADO, F. y CALVO SORANDO, J. P. (1983): “Cuenca de Madrid” en COMISION NACIONAL DE GEOLOGIA, *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*. Tomo II, Madrid, I.G.M.E. (pp. 534-543).
- MARTIN ESCORZA, C. (1976): “Actividad tectónica durante el Mioceno en las fracturas de basamento de la fosa del Tajo”, *Estudios Geológicos*, 32, pp. 509-522.
- MARTIN ESCORZA, C. (1980): “Las grandes estructuras neotectónicas de la cuenca cenozoica de Madrid”, *Estudios Geológicos*, 36, pp. 247-253.
- MARTIN ESCORZA, C. (1983): “Neotectónica de la Cuenca de Madrid” en COMISION NACIONAL DE GEOLOGIA, *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, Tomo II, Madrid, I.G.M.E. (pp. 543-553).
- MORISAWA, M. (1985): *Rivers: form and process*, Londres, Longman.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1979): “El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos”, *Trabajos sobre el Neógeno-Cuaternario*, 9, pp. 19-32.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1982): *Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Madrid, Ed. de la Universidad Complutense.
- PORTERO, J. M. y AZNAR, J. M. (inéd.): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 486, Jadraque*. Madrid, I.G.M.E. (minuta cartográfica).
- PORTERO, J. M. y OLIVE, A. (1983): “El Terciario del borde meridional del Guadarrama y Somosierra” en COMISION NACIONAL DE GEOLOGIA, *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*. Tomo II, Madrid, I.G.M.E. (pp. 527-534).
- RIBA, O. y VILLENNA, J. (1971): *Mapa Geológico de España. E. 1:200.000. Hoja 39. Sigüenza*. Madrid, I.G.M.E.
- RICHTER, G. y TEICHMÜLLER, R. (1933): “Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten”, *Abhandlungen Gesellschaft Wissenschaften Göttingen*. III (7), pp. 1067-1086.
- SAN JOSE, M. A. (1975-a): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 583. Arganda*. Madrid, I.G.M.E.
- SAN JOSE, M. A. (1975-b): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 584. Mondejar*. Madrid, I.G.M.E.
- SAN JOSE, M. A. (1975-c): *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Hoja 606, Chinchón*. Madrid, I.G.M.E.
- SCHUMM, S. A. (1977): *The fluvial system*. Nueva York, Wiley.
- SCHWENZNER, J. (1937): “Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes”, *Geographische Abhandlungen*. 3ª Serie, X, pp. 1-128.
- SOLE, L. (1952): “La meseta (continuación)” en TERAN, M. (dir.), *Geografía de España y Portugal*. Barcelona, Montaner y Simón.
- SOLE, L. (1986): “El relieve de la Península Ibérica” en TERAN, M., SOLE, L., VILA, J., *Geografía General de España*. Barcelona, Ariel (2ª Ed.).
- TRICART, J. (1977): *Précis de Géomorphologie*. Tome II. Géomorphologie. Géomorphologie Dynamique Générale, París, SEDES (pp. 147-215).
- VAUDOUR, J. (1974): “Recherches sur la Terra-rossa de la Alcarria (Nouvelle Castille)” en *Phénomènes Karstiques (II)*, *Mém. et Doc. du C.N.R.S.*, 15, pp. 49-69.
- VAUDOUR, J. (1979): *La région de Madrid. Alterations, sols et paléosols*. Aix-en-Provence, Ed. Ophrys.
- VIALARD, P. (1973): *Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Iberique occidentale*. Toulouse, (s.e.).