

NEOTECTONICA DEL SECTOR CENTRO-MERIDIONAL DE LA CUENCA DE MADRID

P. Silva*, J. L. Goy* y C. Zazo**

RESUMEN

Se ha realizado una cartografía neotectónica basada fundamentalmente en el análisis y estudio de los rasgos geomorfológicos indicadores de actividad tectónica reciente tales como: Secuencias y dispositivos geométricos de las unidades geomorfológicas cuaternarias, valles colgados, capturas, escarpes rectilíneos, facetas triangulares, depósitos basculados y deformados; así como la aplicación de índices geomorfológicos indicadores de Neotectónica como son: Índice del gradiente del thalweg, índice de sinuosidad del frente montañoso y la relación anchura/altura del valle.

Por otra parte se ha realizado un análisis del perfil longitudinal de los diferentes ríos que atraviesan el área, así como del grado de sinuosidad de los mismos. De todo ello se deduce que durante el Cuaternario la actividad neotectónica es importante en el Sector Centro-Meridional de la cuenca de Madrid, y fundamentalmente en el tránsito Pleistoceno inferior/medio, etapa durante la cual se produce la captura del Manzanares por un tributario del Jarama, debido al basculamiento hacia el SW que sufre el bloque de La Marañosa.

La mayoría de los rasgos geomorfológicos indicadores de neotectónica se encuentran asociados a los grandes escarpes yesíferos que bordean los ríos fundamentales, dichos rasgos se manifiestan a lo largo de todo el Cuaternario incluido el Holoceno.

Por otra parte, del estudio de los perfiles longitudinales de los ríos se deduce un gran alejamiento de éstos con relación al perfil teórico de equilibrio, estando todos ellos afectados por numerosas inflexiones que en muchos casos se corresponden con el paso de accidentes perpendiculares al cauce. Asimismo el grado de sinuosidad de los cursos revela su condicionamiento, a pequeña escala, del paso de accidentes o líneas de actividad tectónica.

Palabras clave: *Cuenca de Madrid, Cuaternario, Geomorfología-Neotectónica, Cartografía neotectónica, Índices geomorfológicos, Perfiles longitudinales, Sinuosidad del cauce.*

ABSTRACT

The analysis and study of geomorphological features such as: sequence and geometrical disposition of Quaternary geomorphological units; hanging valleys; captures, straight scarps; triangular facets; tilted and deformed deposits..., together with the application of geomorphic indices such as: Stream gradient index; mountain front sinuosity index and ratio of valley-floor width to valley height, all of them indicators of recent tectonic activity, constitute the basis for the realization of a neotectonic cartography.

Likewise an analysis of the longitudinal profiles of the several rivers crossing across the studied area and their sinuosity, has been made. From all that, it can be deduced that during the Quaternary the neotectonic activity in the centresouthern sector of the Madrid Basin has been important, mainly during the early-middle Pleistocene transit, when the capture of the River Manzanares by a tributary of the River Jarama, is produced by the southwestward-tilting of the La Marañosa block.

Most of the geomorphological features indicators of neotectonics are associated to the large gypsum scarps bounding the main rivers, and are developed throughout the whole Quaternary, including the Holocene.

On the other hand the study of the longitudinal profiles of the rivers shows a marked deviation from the theoretical equilibrium profile, being all of them affected by numerous inflexions which in many cases correspond to the passing of faults perpendicularly to the river floor. Likewise the sinuosity degree of the rivers is conditioned at a small scale, by the passing of faults, or tectonic activity lines, parallel or perpendicular to the valley.

Key words: *Madrid Basin, Quaternary, Geomorphology-Neotectonics, Neotectonic Cartography, Geomorphic Indices, Longitudinal Profiles, Channel Sinuosity.*

* Departamento de Geodinámica, Facultad de Geología. 28040 Madrid.

** Museo Nacional de Ciencias Naturales, C.S.I.C. José Gutiérrez Abascal, 2, 28006 Madrid, y Departamento de Geodinámica, Facultad de Geología, Universidad Complutense. 28040 Madrid.

Introducción

El área objeto de este trabajo se sitúa en el Sector Centro-meridional de la Cuenca de Madrid. Esta es una cuenca de origen tectónico, rellena en su totalidad por materiales terciarios. En concreto los materiales Plio-Cuaternarios y Cuaternarios que se han estudiado se desarrollan fundamentalmente sobre depósitos miocenos. Estos responden a sistemas de abanicos aluviales coalescentes que, procedentes de los relieves limítrofes, están constituidos por unas facies de borde, que pasan a otras complejas de transición y, finalmente, a unas químicas centrales mediante cambios laterales de facies (Hoyos *et al.*, 1985). En estos materiales se han diferenciado tres unidades litoestratigráficas: Ud. Inferior, Ud. Intermedia y Ud. Superior, separadas por discordancias, en las que se repite en esquema los tránsitos laterales de facies (Junco y Calvo, 1983; Hoyos *et al.*, 1985).

Dichos materiales estarían afectados por las fases tectónicas Neocastellana e Iberomanchega I (Aguirre *et al.*, 1976), posteriormente tendría lugar el depósito de los materiales pliocenos y pliocuaternarios que culminan los relieves del Páramo, encontrándose todo ello afectado por la fase tectónica Iberomanchega II, ya en el paso Plio-Pleistoceno (Pérez González, 1982).

Durante el Cuaternario, sobre la depresión neógena, se instalan los valles de los ríos más importantes: Tajo, Jarama, Manzanares, Tajuña, cuyos sistemas de terrazas constituyen la principal unidad geomorfológica de este área.

Desde el punto de vista tectónico, tanto el marco triangular que dibujan sus límites (Sist. Central, Cord. Ibérica, Sierra de Altomira y Montes de Toledo), el fuerte carácter asimétrico de su basamento, en particular NO-SE; el contacto mediante falla con los zócalos cristalinos limítrofes (Martín Escorza, 1976 y 1983), así como la existencia de surcos y umbrales, detectados por geofísica (Cadavid, 1972), que compartimentan el basamento, nos reflejan el carácter de dependencia tectónica de esta cuenca.

En la zona interior de la cuenca existen una serie de lineamientos y alineaciones morfológicas cuyas direcciones se pueden agrupar en cinco familias (Martín Escorza, 1980; Silva, 1988), que son: NNO-SSE, NE-SO, N-S, NWE-SSO y E-O, direcciones que coinciden prácticamente con las de la red de fracturación tardihercínica, existente tanto en el Sist. Central como en el basamento de la Cuenca de Madrid, algunas de cuyas discontinuidades coinciden prácticamente en la vertical con muchos de los lineamientos y alineaciones morfológicas observadas.

Por otra parte la disposición de la red de drenaje de la Cuenca de Madrid posee un trazado muy peculiar, adaptándose de una manera bastante clara a estas direcciones, revelándose esta disposición como una transparencia de las fracturas delimitadoras de los

bloques principales del basamento como ya indicaron Cadavid y Hernández Fernández (1967).

En lo referente a tectónica reciente, y más concretamente Cuaternaria, en un área como la que nos ocupa —en donde los depósitos son mayoritariamente azoicos y las litologías poco contrastadas—, la utilización de criterios geomorfológicos se nos presenta como el medio más eficaz para detectar y situar dentro de una escala temporal los movimientos recientes. Este tipo de análisis geomorfológico/neotectónico ha sido utilizado en el área de Madrid (Silva, 1988; Silva *et al.*, 1988) considerando, en una cartografía morfotectónica, el dispositivo geométrico y espacial de las unidades geomorfológicas y utilizando índices geomorfológicos indicadores de neotectónica.

Neotectónica del área estudiada

En lo referente a este aspecto vamos a tener en cuenta, por una parte, los rasgos estructurales y, por otra, los rasgos geomorfológicos.

En cuanto a los primeros, las estructuras que afectan tanto a los depósitos neógenos como cuaternarios pueden dividirse en las de carácter regional y las de carácter local (Martín Escorza, 1983). Entre las primeras cabe destacar los sinclinales del Tajo, Tajuña, Los Gózquez-Valle de las Cuevas y el de Mondéjar-Tajuña, siendo todos ellos estructuras muy laxas y de direcciones más o menos subparalelas al límite meridional del Sistema Central. Entre las de carácter local cabe destacar pequeños pliegues y fallas, que presentan un mayor desarrollo cuando están presentes los materiales yesíferos miocenos.

En cuanto a los rasgos geomorfológicos vamos a subdividirlos en los que están relacionados con formas de erosión y depósito; los relacionados con vertientes y valles y, por último, los relacionados con los cauces de los arroyos.

Rasgos geomorfológicos relacionados con formas de erosión y depósito

a) *Basculamientos y deformaciones*: Afectan fundamentalmente a terrazas y abanicos aluviales. Un ejemplo claro de estas deformaciones son las que se observan en las terrazas superiores (colgadas) del Valle del Jarama, que se encuentran totalmente basculadas y afectadas por un sistema de diaclasas, o, a menor escala, las que se observan en las terrazas inferiores del Jarama en Arganda, y en las inferiores del Manzanares en las proximidades de Perales del Río. Como basculamientos más evidentes podemos citar el de las terrazas de +20 m y +15 m de la margen derecha del Tajuña, donde los depósitos se encuentran basculados en contrapendiente hacia el NNO como consecuencia del paso de la falla de la margen

izquierda del Jarama, que se prolonga hasta allí, y la de un pequeño abanico aluvial en la margen izquierda del Manzanares, que se encuentra atravesado transversalmente por una falla de dirección E-O, paralela al escarpe y cuyos materiales están basculados en contrapendiente.

b) *Cotas anómalas de terrazas*: Un ejemplo de ello se observa en los niveles de terraza del Pleistoceno medio tanto en el Valle del Manzanares como en el del Jarama, que poseen unas alturas relativas anómalamente bajas (18-20 m) como consecuencia de encontrarse en una zona subsidente.

c) *Dispositivo geométrico de los depósitos*: Se refiere a las relaciones de encajamiento o superposición que puedan presentar los distintos sistemas de terrazas, abanicos y glaciares.

El dispositivo geométrico de las terrazas, en la práctica totalidad del área de estudio, es el de superposición para los niveles inferiores que se encuentran enmarcados por los escarpes yesíferos. Estos depósitos llegan a alcanzar potencias cercanas a los 30 m como ocurre en las proximidades de Arganda, y de Perales del Río, en los valles de los ríos Jarama y Manzanares, respectivamente. Las terrazas superiores (Pleistoceno inferior), por el contrario, se encuentran encajadas en materiales miocenos y colgadas por encima de los escarpes yesíferos.

Por otra parte, las distintas generaciones de abanicos aluviales se encuentran íntimamente relacionados con diferentes niveles de terraza, de manera que los contemporáneos con un determinado nivel se encuentran superpuestos (como sobre la terraza), pero sobre ellos se encaja el siguiente conjunto de edad inmediatamente posterior, distinguiéndose hasta cuatro generaciones en el Valle del Tajo, tres en el Tajuña y dos en el del Jarama. Por otra parte, apuntar que los depósitos de este tipo, pertenecientes al Pleistoceno superior y Holoceno, se encuentran por lo general superpuestos.

Rasgos geomorfológicos relacionados con vertientes y valles

a) *Escarpes y facetas triangulares*: Dentro de éstas citaremos los fuertes escarpes en yesos, a veces prácticamente verticales, que enmarcan los valles de los ríos más importantes.

Las facetas triangulares que en ellos se observan proceden de la degradación de los planos de falla que originaron los escarpes yesíferos. Actualmente aparecen muy degradados, presentando pendientes de 25° a 20°.

b) *Valles colgados y asimétricos*: Los primeros se producen cuando la inflexión del perfil longitudinal de los arroyos es brusca, dejando un amplio valle con morfología en U colgado sobre los escarpes yesíferos.

Estos son característicos de las márgenes izquierdas del Manzanares y Tajuña, y margen derecha del Jarama aguas abajo de San Martín de la Vega.

Los valles asimétricos son característicos de la red de drenaje principal, así como de algunos arroyos importantes. Estos presentan en una de sus márgenes un escarpe muy pronunciado, mientras que en el opuesto se desarrollan sistemas de terrazas.

c) *Capturas y valles abandonados*: Como la que se puede inferir del cambio brusco de dirección del Manzanares aguas abajo de Madrid, que, adaptándose a un sistema de fracturas E-O, abandona su antigua dirección N-S, dejando a la Depresión Prados-Guatén como un valle abandonado, que durante el Pleistoceno inferior fue recorrido por el Manzanares, que desembocaba directamente en el Tajo (Silva, 1988; Silva *et al.*, 1988).

Rasgos geomorfológicos relacionados con los cauces

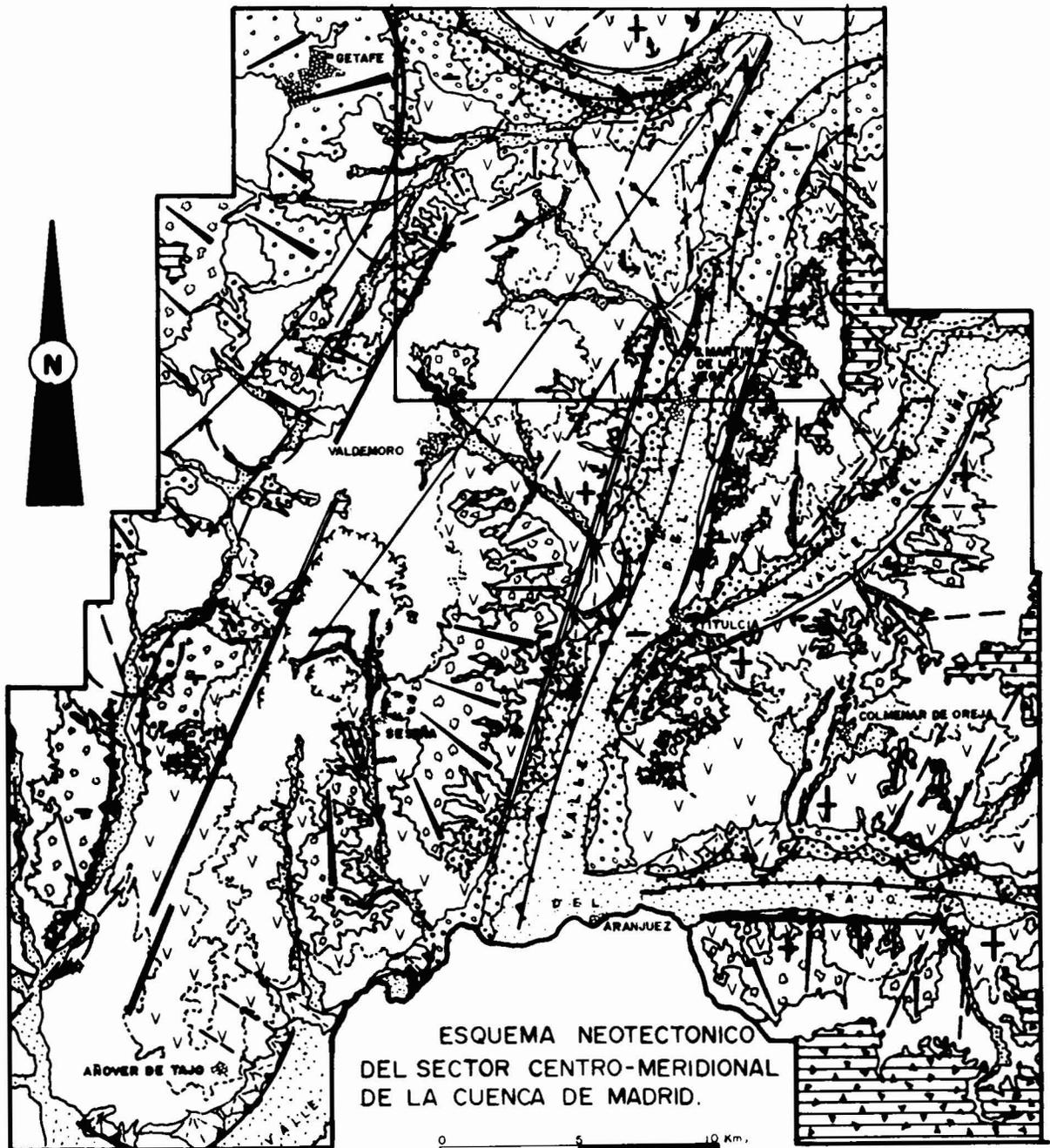
Dentro de estos se incluyen acodamientos sucesivos, direcciones anómalas y trazados rectilíneos de la red de drenaje secundaria en las proximidades de su desagüe en los escarpes yesíferos, como consecuencia de la adaptación de sus cauces a líneas de debilidad bien paralelas o bien perpendiculares a éstos, así como sucesivas inflexiones del perfil longitudinal de los mismos, como consecuencia del levantamiento del área mediante impulsos sucesivos.

Representación y cartografía neotectónica

Se ha elaborado una cartografía neotectónica a escala 1:75.000 de la totalidad del área de estudio (Silva, 1988), de la que en este trabajo se ha realizado un esquema a escala 1:200.000 (fig. 1), presentando únicamente una cartografía detallada del sector del valle inferior del Manzanares (fig. 2).

Para la elaboración de esta cartografía neotectónica se ha seguido la metodología propuesta por Martínez Gallego *et al.* (1987). Partiendo de dos mapas base: por un lado el geológico, en el que están especialmente representados los materiales neógenos y cuaternarios, y, por otra, el geomorfológico, en el que van representadas todas las unidades geomorfológicas tanto de depósito como erosivas.

En esta mapa se han separado, por una parte, los materiales precuaternarios y, por otra, los cuaternarios. Con respecto a los primeros se han resaltado especialmente las facies yesíferas miocenas debido al singular comportamiento de sus materiales, que pueden provocar fenómenos de halocinesis y de disolución-hundimiento. Con respecto a los cuaternarios se establecen las cuatro divisiones cronológicas (Pleistoceno inferior, medio, superior y Holoceno).



ESQUEMA NEOTECTONICO DEL SECTOR CENTRO-MERIDIONAL DE LA CUENCA DE MADRID.

EDAD DE LOS MATERIALES

	1		4
	2		5
	3		6
			7

SIMBOLOS GEOMORFOLOGICOS

	8		10
	9		11

RASGOS GEOMORFOLOG. IND. NEOTECTONICA

	12		16
	13		17
	14		18
	15		19

ELEMENTOS LINEALES TECTONICOS

	20		22
	21		23

ZONAS INESTABLES

	24
	25
	26
	27
	28

Tanto el Pre-Cuaternario como el Cuaternario están representados en el mapa mediante tramas en negro, señalando el contacto entre unidades cuaternarias con una línea continua y el de las pre-cuaternarias a trazos.

Las unidades morfológicas cuaternarias se separan mediante símbolos geomorfológicos clásicos, cartografiándose sólo aquellas que tienen interés desde el punto de vista neotectónico, en nuestro caso: terrazas, abanicos y glacis.

Los rasgos geomorfológicos indicadores de neotectónica se representan mediante símbolos simples en un trazo más grueso.

Los elementos lineales tectónicos están representados mediante símbolos convencionales, quedando reflejados en este mapa alineaciones morfoestructurales, fallas, pliegues y accidentes con reflejo morfológico.

Se señalan también las zonas inestables, considerando como tales aquellas que durante el Cuaternario han estado sometidas a procesos de hundimiento y/o elevación.

Otros datos como los epicentros sísmicos están representados en este mapa.

Otros datos geomorfológicos de interés para la neotectónica

Dentro de estos incluimos la utilización de índices geomorfológicos indicadores de neotectónica, así como el efecto de esta actividad neotectónica sobre los cauces fluviales de primer orden, principalmente en su perfil longitudinal y grado de sinuosidad que adquieren.

Índices geomorfológicos indicadores de neotectónica

La utilización de los índices es útil a la hora de evaluar la actividad tectónica en aquellas áreas cuya morfología está condicionada o se ajusta a la de zonas donde tienen lugar manifestaciones de tipo neotectónico (Mayer, 1986).

Todos estos índices están relacionados con los procesos deposicionales y de erosión asociados al sistema fluvial.

a) *Índice gradiente del Thalweg (Stream gradient Index)*: Definido por Hack (1973) tiene la siguiente expresión matemática:

$$SL = (\Delta H / \Delta L) \times L$$

Donde SL es el índice «Stream-gradient», $\Delta L / \Delta H$ es el gradiente local del tramo del torrente o barranco donde se ha calculado el índice, siendo ΔH el incremento de alturas que se produce en el lecho del tramo y ΔL la longitud del tramo utilizado, y, por último, L es la longitud total del canal desde su divisoria de aguas (aguas arriba) hasta el centro del tramo donde se ha calculado el índice medido a lo largo del canal.

Este índice es particularmente sensible a los cambios de pendiente que puedan existir a lo largo del perfil longitudinal de un barranco, bien producido como consecuencia de movimientos neotectónicos en la vertical o bien como consecuencia de la distinta resistencia de las rocas a la erosión, por lo que puede llegar a ser difícil diferenciar entre los efectos producidos por la neotectónica y los producidos por el contraste litológico. Este no es problema en el área de estudio debido al escaso contraste litológico existente en el sector donde se ha aplicado.

Nosotros hemos aplicado este índice en la zona de La Marañosa, que abarca los escarpes de la margen izquierda del Jarama y ambos márgenes del Valle del Manzanares.

Se ha utilizado como base el mapa a escala 1:25.000 de La Marañosa, tomándose 280 puntos control, eligiendo un intervalo para cada tramo (L) de cuatro curvas de nivel (30 m) en arroyos grandes y de tres curvas de nivel (20 m) en los más pequeños. Para el cálculo del parámetro L se ha elegido la longitud máxima desde el punto central de cada tramo hasta la divisoria de aguas.

Con los datos obtenidos se ha realizado un mapa de contornos de dicho índice a intervalos de 20 unidades SL (fig. 3). En dicho mapa se observa que los valores más altos se agrupan paralelamente al escarpe del margen izquierdo del Jarama (alcanzando valores próximos a 200), siendo la tónica general de este índice la de su disminución hacia la zona de divisoria de aguas donde alcanza valores próximos a 10. Sin embargo, dentro de esta zona se observan pequeñas áreas anómalas donde el índice alcanza valores próximos a 80. Estas anomalías se explican por la existencia de niveles de litologías más resistentes, como pueden ser las calizas y sílex del Cerro de La Marañosa.

Comparando estos resultados con los obtenidos por Hack (1973) y Keller (1986) en zonas tectónicamente activas, se puede concluir que el escarpe de la margen izquierda del Jarama se corresponde con una falla que ha sufrido un movimiento o movimientos recientes.

Fig. 1.—Esquema Neotectónico del Sector Centro-meridional de la Cuenca de Madrid. 1: Plioceno. 2: Mioceno. 3: Facies yesíferas miocenas. 4: Pleistoceno inferior. 5: Pleistoceno medio. 6: Pleistoceno superior. 7: Holoceno. 8: Superficies. 9: Terrazas. 10: Abanicos aluviales. 11: Glacis. 12: Sistemas de abanicos y glacis encajados. 13: Sistemas de abanicos y glacis superpuestos. 14: Sistema de terrazas superpuestas. 15: Sistema de terrazas encajadas y superpuestas. 16: Valles colgados. 17: Valle muerto. 18: Facetas triangulares. 19: Codo de captura. 20: Alineación morfoestructural. 21: Falla. 22: Accidente con reflejo morfológico. 23: Sinclinal. 24: Área de elevación. 25: Área de hundimiento. 26: Área de hundimiento y posterior estabilidad. 27: Áreas de hundimiento y posterior elevación. 28: Áreas estables.

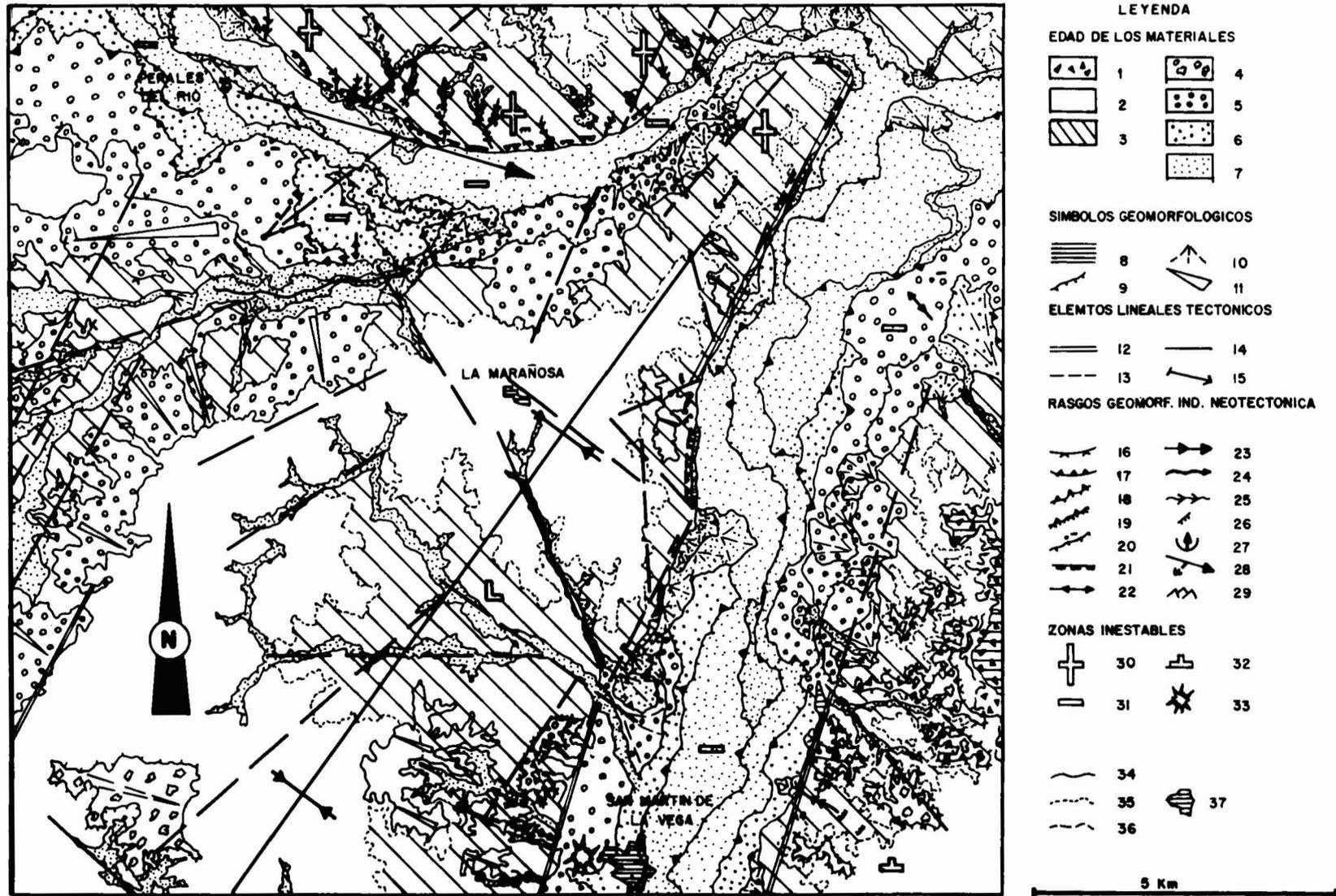


Fig. 2.—Mapa Neotectónico de la zona de La Marañosa. 1: Plioceno. 2: Pre-Plioceno. 3: Materiales yesíferos miocenos. 4: Pleistoceno inferior. 5: Pleistoceno medio. 6: Pleistoceno superior. 7: Holoceno. 8: Superficie. 9: Escarpe de terraza. 10: Abanico aluvial. 11: Glacis. 12: Alineación morfoestructural. 13: Accidente con reflejo morfológico. 14: Sinclinal. 15: Basculamiento. 16: Sistema de abanicos aluviales y glacis encajados. 17: Sistema de abanicos aluviales y glacis superpuestos. 18: Sistema de terrazas superpuestas. 19: Sistema de terrazas encajadas y superpuestas. 20: Cotas anómalas de terraza. 21: Escarpe de falla. 22: Basculamiento a contrapendiente. 23: Pendiente anómala por exceso. 24: Rectificación de thalwegs. 25: Encajamiento de la red de drenaje. 26: Inflexiones en el perfil longitudinal de los arroyos. 27: Valle colgado. 28: Codo de captura. 29: Facetas triangulares. 30: Zona de elevación. 31: Zona de hundimiento. 32: Zona de hundimiento y posterior elevación. 33: Epicentro sísmico. 34: Contacto entre unidades cuaternarias. 35: Contacto concordante entre unidades pre-cuaternarias. 36: Contacto discordante entre unidades pre-cuaternarias. 37: Núcleos urbanos.

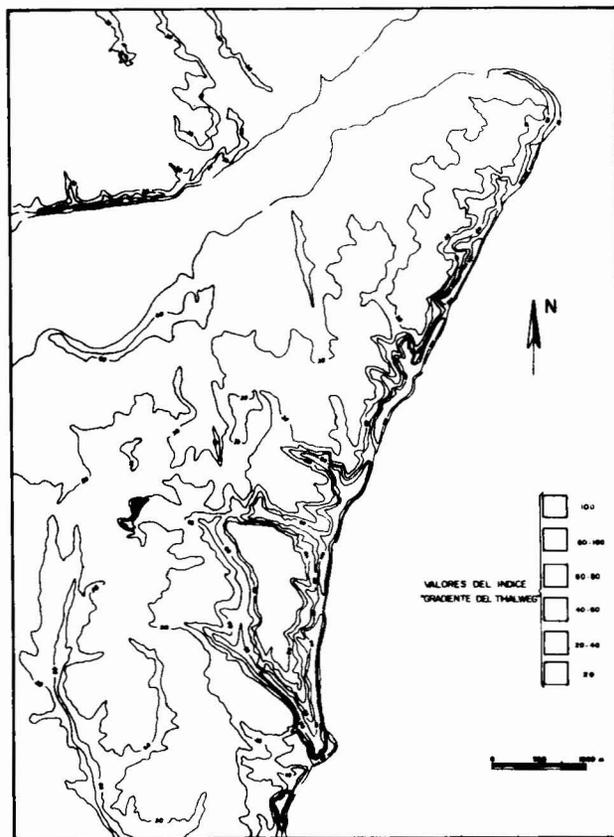


Fig. 3.—Mapa de contornos del índice *Gradiente del Thalweg* en la zona de La Marañosa.

tes, ya que los altos valores obtenidos no se pueden atribuir al contraste litológico.

b) *Índice de sinuosidad de frentes montañosas (Mountain-front Sinuosity Index).*

Definido por Bull y McFadden (1977) tiene la siguiente expresión matemática:

$$Smf = Lmf / Ls,$$

donde Lmf es la longitud del frente montañoso medida a lo largo de la articulación del piedemonte con la zona escarpada, y Ls es la longitud del frente montañoso medida en línea recta, de manera que el índice Smf refleja el balance entre la tendencia de los procesos fluviales y de ladera a producir frentes montañosos irregulares (sinuosos) y la tendencia de los movimientos neotectónicos en la vertical a producir frentes montañosos prominentemente lineales (Keller, 1986), estando la sinuosidad de un determinado frente montañoso relacionada con el tiempo transcurrido desde que cesó la actividad neotectónica.

Así, frentes con valores del índice Smf próximos a

uno indican una actividad tectónica reciente, mientras que los valores superiores a uno van a indicar una relativa quietud tectónica.

Al cálculo de este índice en nuestra zona de estudio habría que hacerle una serie de matizaciones, ya que se ha aplicado a los escarpes yesíferos que enmarcan los valles y no a los grandes frentes ampliamente pedimentados para los que ha sido definido. En nuestra zona de estudio se han diferenciado hasta 12 frentes montañosos (en este caso escarpes yesíferos), no superando ninguno de ellos los 40 km de longitud (fig. 4).

Los resultados obtenidos nos sitúan la mayoría de los frentes, excepto el de «Aldehuela», dentro de la tectónica activa (tabla 1), estando este último encuadrado dentro de los de tectónica moderada a ligera, en la clasificación que dan Bull y MacFadden (1977). Sin embargo, como ya se ha comentado, nuestros resultados no son comparables con los obtenidos por estos autores, ya que nuestros escarpes son de longitud mucho más pequeña y la acción erosiva de los grandes ríos ha podido influir en algunos casos en la linealidad de los escarpes.

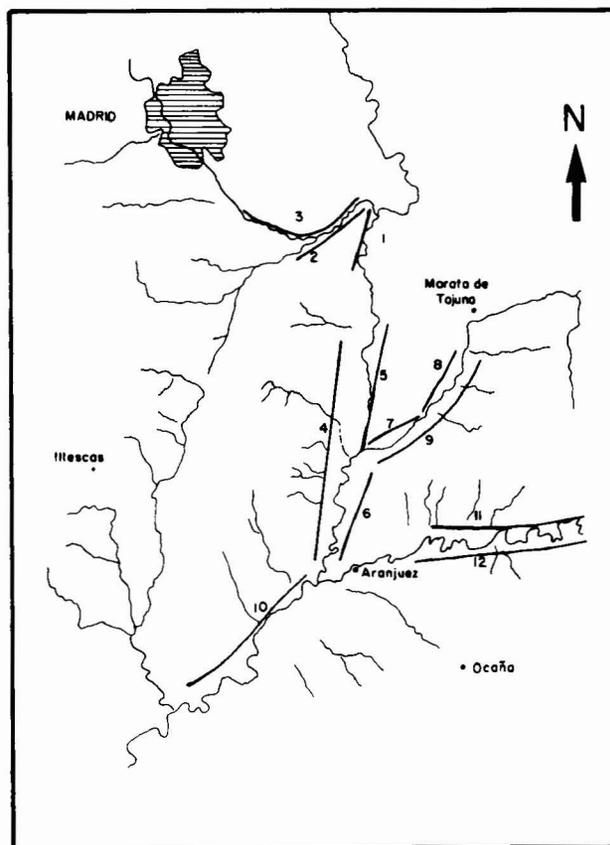


Fig. 4.—Esquema de situación de los distintos frentes (*escarpes yesíferos*) en la zona de estudio.

Tabla 1.—Tabla de valores del índice *Smf*

Número de frente	Lmf (m)	Ls (m)	Smf
1	6.000	5.500	1,09
2	15.500	6.950	2,23
3	10.000	9.250	1,08
4	33.000	22.200	1,49
5	6.900	8.600	1,03
6	11.500	8.000	1,44
7	10.200	5.600	1,82
8	13.800	9.050	1,52
9	15.500	14.000	1,11
10	8.000	6.800	1,18
11	10.000	8.500	1,18
12	12.500	11.500	1,09

c) *Relación anchura del fondo de valle/altura del valle (Ratio of Valley floor Width/Valley Height)*

Definida por Bull (1977), ésta tiene la siguiente expresión matemática:

$$Vf = 2Vfw \text{ (Eld-Esc)} + \text{(Erd-Esc)},$$

donde *Vfw* es la anchura del fondo del valle, *Eld* y *Erd* son las respectivas cotas a que se encuentran las divisorias de aguas en la margen izquierda y derecha del valle, respectivamente, y *Esc* es la cota media a que se encuentra el fondo del valle en el punto de medida. Para la determinación de *Vf* los datos se deben tomar a un kilómetro aguas arriba del frente montañoso, aunque para nuestro caso esta distancia la hemos reducido a 200 m, debido a la pequeña longitud tanto de los escarpes como de los arroyos que lo desaguan.

Este índice va a diferenciar entre valles con valores *Vf* relativamente altos (mayores que uno), que representan valles mucho más anchos que profundos; valles con valores *Vf* cercano a uno, que representan valles con morfología en U, y valles con valores *Vf* muy bajos (menores que uno), que indican encajamientos activos, dando valles con morfología en V, en respuesta a movimientos tectónicos en la vertical.

El índice *Vf* medio del escarpe es de 0,48, observándose una tendencia no muy marcada de disminución de los valores *Vf* hacia la zona más septentrional del escarpe, pasando de valores próximos a uno en el sur (0,99 y 0,96) a otros más bajos en el norte (0,16 y 0,14) (fig. 5).

Hay que señalar que los valles 2 y 3 de la figura situados en la zona sur del escarpe tienen valores anómalamente altos del índice *Vf* debido a que el fondo plano no representa el fondo real del valle, sino que se trata de un relleno muy reciente de tipo aluvial, por lo que los valores reales del índice serían menores. Los valores obtenidos nos indican que a lo largo del escarpe se está produciendo un encajamiento

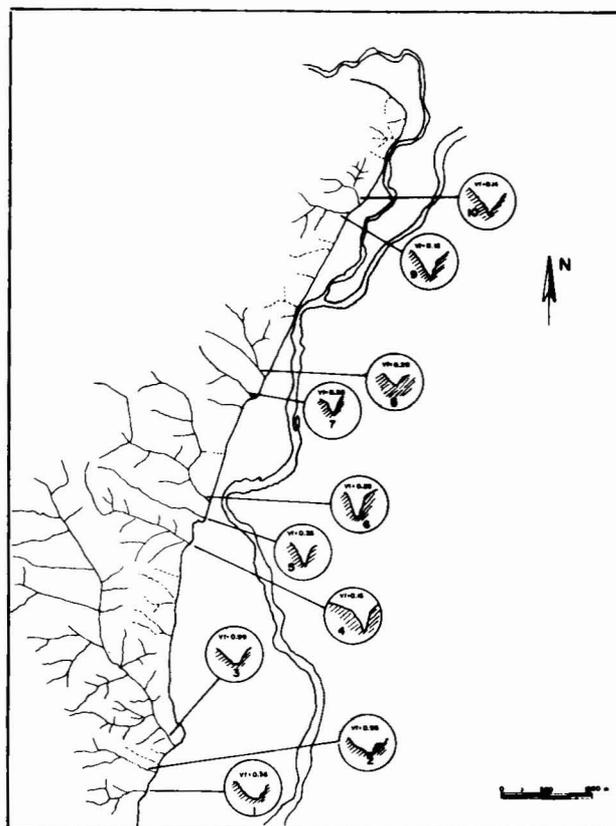


Fig. 5.—Esquema de situación y perfiles transversales de los valles donde se ha medido la *Relación anchura del fondo del valle/altura del valle*.

activo de los arroyos, dando valles con morfología a veces muy marcada en V, que nos indicaría una actividad tectónica reciente a lo largo de este escarpe.

Efectos de la actividad neotectónica sobre los cauces fluviales

Los cauces fluviales son sensibles a cambios en la carga de sedimentos que transporta, descarga de agua y, particularmente, a las variaciones de la pendiente longitudinal del canal (Schum, 1985). Estas últimas bien pueden producirse por contrastes litológicos o bien como consecuencia de una actividad tectónica.

Esta sensibilidad radica en que los ríos se ajustan a estos cambios de pendiente, por lo general variando la morfología del canal (menadriiforme, braided, etc.). Pero estas variaciones deben de ser cuidadosamente estudiadas, ya que aumentos en la descarga de agua o carga de sedimentos como consecuencia de la confluencia de un tributario importante, pueden producir cambios análogos que nada tienen que ver con la actividad neotectónica. Así, para poder caracterizar la naturaleza de dichos cambios de pendiente y la

relación de éstos con el tipo de morfología desarrollada por el canal, numerosos autores han construido el perfil longitudinal de un río estudiando la relación entre las distintas variaciones de pendiente con los distintos materiales que atraviesan, así como con la estructura geológica del área, como Seeber y Gornitz (1983), Morton y Donaldson (1978) y Ouchi (1985), mientras que otros autores han trabajado con canales experimentales con el fin de poder caracterizar la respuesta de los ríos frente a movimientos de subsidencia o elevación muy lentos (Ouchi, 1985).

Para nuestra zona de estudio se han construido los perfiles longitudinales de los canales de los ríos Manzanares, Jarama y Tajo en base a mapas topográficos a escala 1:50.000 (fig. 6), abarcando una zona mayor que la de nuestra área de estudio, con el fin de que estos fueran lo más representativos posible.

Cada perfil se ha subdividido en una serie de tramos en función de su pendiente, calculando en cada uno la pendiente longitudinal del valle y el índice de sinuosidad del canal, así como también se ha representado los distintos materiales por los que discurre, con el fin de ver las variaciones de estos valores en función de la pendiente, así como la posible influencia del medio litológico en estos cambios.

Para el río Tajo se ha construido el perfil longitudinal del tramo comprendido entre las localidades de Villamanrique de Tajo y Toledo (Hojas 1:50.000 de Chinchón y Toledo, respectivamente), el cual posee una pendiente media de $0,73 \times 10^{-3}$ y un índice de sinuosidad medio de 1,8, valores que nos sitúan éste dentro de los ríos meandriformes. En comparación con los restantes ríos estudiados éste posee un perfil longitudinal uniforme en el que únicamente cabe destacar una zona de inflexión, de perfil cóncavo, cuyo eje se sitúa entre las localidades de Aranjuez y Añover de Tajo, aguas abajo de la desembocadura del Jarama, coincidiendo espacialmente con el contacto entre los yesos y las arcillas basales de la unidad inferior miocena.

En esta zona de inflexión tanto la pendiente del perfil longitudinal como el índice de sinuosidad se apartan notablemente de sus valores medios, pudiéndose diferenciar dos tramos: uno aguas arriba de este eje, donde la pendiente es mayor ($1,08 \times 10^{-3}$) y el cauce se rectifica, presentando un índice de sinuosidad por debajo del medio (1,58) y muy próximo al límite entre los ríos meandriformes y los braided (1,5), coincidiendo, además, con un tramo en donde el valle se encuentra enmarcado por fuertes escarpes yesíferos de carácter rectilíneo, presentando numerosos rasgos geomorfológicos indicadores de neotectónica como son la presencia de facetas triangulares, valles colgados, el dispositivo de superposición de los niveles de terraza y el de encajamiento de las distintas generaciones de abanicos aluviales, que nos señalan a éste como un área de hundimiento o subsidencia, mientras

que en el tramo situado aguas abajo de este eje, la pendiente del perfil longitudinal disminuye notablemente ($0,86 \times 10^{-3}$) y el índice de sinuosidad aumenta adoptando un valor de un río meandriforme típico (2,35).

Por otra parte señalar que tanto aguas arriba como aguas abajo de esta zona de inflexión los valores de la pendiente e índice de sinuosidad se sitúan muy cercanos a los valores medios.

El tramo del río Jarama estudiado queda comprendido desde aproximadamente aguas arriba de San Sebastián de los Reyes hasta su confluencia con el Tajo, en las proximidades de Aranjuez (Hojas 1:50.000 de Colmenar Viejo y Aranjuez, respectivamente). Dentro de éste posee una pendiente del perfil longitudinal media de $1,43 \times 10^{-3}$ y un índice de sinuosidad medio de 1,32, valores que nos sitúan a éste dentro de los ríos braided, aunque la morfología de su canal nos puede permitir encuadrarlo como un braided de barras alternantes, a veces muy próximo a un río meandriforme, como en los tramos comprendidos entre los ríos Henares y Manzanares y el comprendido entre el Tajuña y su confluencia con el Tajo.

El perfil longitudinal de este río presenta dos escalones: el primero de ellos coincide espacialmente con el contacto entre las arcosas de las facies detríticas de borde miocenas y los materiales yesíferos de la unidad intermedia miocena, mientras que el segundo no coincide con ningún contraste litológico, estando su origen posiblemente condicionado por la actividad neotectónica.

Para poder esclarecer su origen se ha realizado un perfil de detalle a escala 1:10.000 (fig. 6) en el que se observa que este escalón se desdobra en dos de menor entidad cuyos puntos de inflexión coinciden con la prolongación de rígidas alineaciones morfológicas que atraviesan perpendicularmente el valle y que corresponderían a líneas de debilidad tectónica cuya actividad reciente habría originado estos escalones.

Por otra parte señalar que, como consecuencia de la existencia de estos escalones, existen tramos donde la pendiente del perfil longitudinal se acentúa, alcanzando valores próximos a 2×10^{-3} , en los cuales el trazado del canal se rectifica notablemente discurrendo de una manera prácticamente rectilínea en contacto con los fuertes escarpes yesíferos que enmarcan al valle en este sector.

Por último, también se ha realizado el perfil longitudinal del río Manzanares desde su nacimiento en el Sistema Central hasta su desembocadura en el Jarama. Dentro de este río se pueden diferenciar dos tramos muy distintos, un primer tramo por el que el río discurre por los materiales cristalinos del Sistema Central, en donde el perfil longitudinal del río presenta una pendiente muy acusada ($13,3 \times 10^{-3}$) y numerosas inflexiones que se pueden interpretar como causadas por la actividad reciente de fallas paralelas a

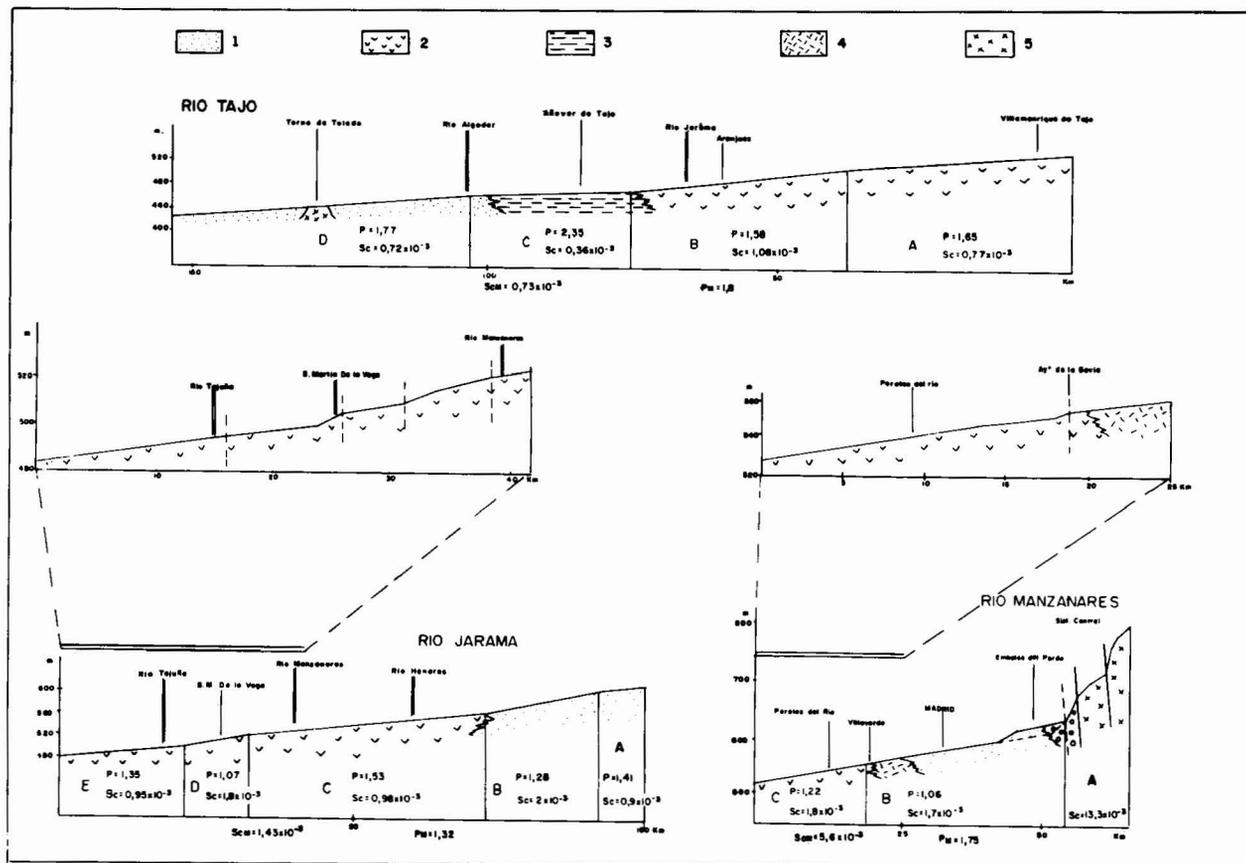


Fig. 6.—Perfiles longitudinales (proyectados) del canal de los ríos Tajo, Jarama y Manzanares en la Cuenca de Madrid.

la del contacto del Sistema Central con las facies detríticas de borde (facies de bolos), en donde también presenta un escalón muy marcado. En el segundo tramo el río atraviesa los materiales miocenos discurrendo desde las facies detríticas de borde hasta las facies centrales, con una pendiente bastante uniforme ($1,9 \times 10^{-3}$), presentando un perfil ligeramente convexo y un índice de sinuosidad muy próximo a 1,2, siendo un río de trazado rectilíneo, que únicamente aguas abajo de Madrid presenta un giro muy marcado, en cuya génesis hay que tener en cuenta el cambio de medio lito-estructural, así como la captura que sufre este río por un antiguo tributario del Jarama (Silva, 1988; Silva *et al.*, 1988).

Entre estos dos tramos bien diferenciados existe uno de menor importancia y de características y estudio complejo (debido a la construcción del embalse del Pardo) que se sitúa por encima de las facies detríticas más groseras (facies de bolos) y que se podría justificar por la existencia de una inflexión pronunciada causada bien por contraste litológico (arcos-facies bolos), o bien por la existencia de una línea de debilidad paralela a la falla de borde del Sistema Central, que ha sufrido una reactivación reciente.

Por otra parte se ha realizado un perfil de detalle a escala 1: 10.000 del valle inferior de este río en donde realiza un giro muy marcado, que además coincide con el tránsito entre las facies de transición y las químicas centrales de la Unidad intermedia miocena, en donde se observa un escalón cuya inflexión coincide espacialmente con la prolongación de la alineación morfológica que constituye el valle del Arroyo de la Gavia, al cual se hayan asociado unos depósitos de terraza basculados, deformados y con desplazamientos en la vertical (Goy *et al.*, en prensa), de manera que el valle de este arroyo se ajustaría a una fractura de dirección NE-SO, cuya actividad reciente, al igual que ocurre en el Valle del Jarama, originaría el escalón citado en el perfil longitudinal del río Manzanares.

Discusión de los resultados

La utilización de los distintos índices geomorfológicos en este área está sujeta a una serie de matizaciones, ya que si bien han sido definidos para amplios frentes montañosos, aquí se ha aplicado a los escarpes

yesíferos, que poseen menor relieve, como ya se indica anteriormente.

Sin embargo, los resultados obtenidos, así como la presencia de numerosos rasgos geomorfológicos indicadores de neotectónica asociados a ellos (facetas triangulares, valles colgados y sucesivas inflexiones y acodamientos en el trazado de los arroyos que lo desaguan), nos revelan que la génesis de estos escarpes tiene un alto índice de dependencia tectónica, así como que éstos han sufrido pequeñas reactivaciones durante el Cuaternario reciente.

Por otra parte la construcción de los perfiles longitudinales de los canales de los ríos que drenan la zona nos revelan que los perfiles se alejan bastante de los de equilibrio, ya que presentan numerosas inflexiones, originadas en su mayor parte como resultado de contrastes litológicos, pero también motivadas por la existencia de líneas de actividad tectónica perpendiculares al canal del río, coincidentes con rígidas alineaciones morfológicas marcadas por alineaciones de valles u otros rasgos morfológicos, así como por cauces de tributarios anómalamente rectilíneos.

También señalar la estrecha relación existente entre el grado de sinuosidad de un canal con la pendiente de perfil longitudinal de éste. Así, para nuestra zona de estudio, la sinuosidad se hace mayor cuanto menor es la pendiente del perfil del río y viceversa, contraponiéndose, en cierta forma, nuestros resultados con los obtenidos en canales experimentales (Ouchi, 1985). No obstante, hay que señalar que en estos experimentos las pendientes utilizadas son mucho

menores (del orden de 10^{-4}), y únicamente se ha estudiado la respuesta de los ríos frente a movimientos de elevación y subsidencia muy lentos, y sin tener en cuenta el factor litológico.

Por último, señalar que la sinuosidad que presentan los ríos en el área de Madrid no va a estar controlada únicamente por la descarga de agua o por la carga de sedimentos que poseen, sino que el control que ejerce la litología, el medio estructural y la actividad neotectónica son de especial relevancia.

Así, en nuestra área existe una sinuosidad de primer orden (fig. 7) que está condicionada por el medio lito-estructural como consecuencia del acoplamiento de la mayoría de los valles a discontinuidades y líneas de debilidad del sustrato, y que tiene un radio de curvatura que oscila entre los 60 y los 30 km. Otra sinuosidad de segundo orden condicionada por líneas de actividad tectónica paralelas al canal del río, que son las que dan lugar a los escarpes yesíferos, así como el fuerte carácter asimétrico de los distintos valles, generando zonas más o menos subsidentes hacia donde migran los cauces y que posee un radio de curvatura que varía de los 20 a los 10 km. Y una sinuosidad de tercer orden, que es la que está condicionada por el régimen hidráulico de los ríos, tipo de carga de los sedimentos que transporta, así como por líneas de actividad tectónica perpendiculares al cauce, que son las que nos generan las distintas inflexiones del perfil longitudinal del río, así como cambios en la morfología del cauce, y que tiene un radio de curvatura próximo al kilómetro.

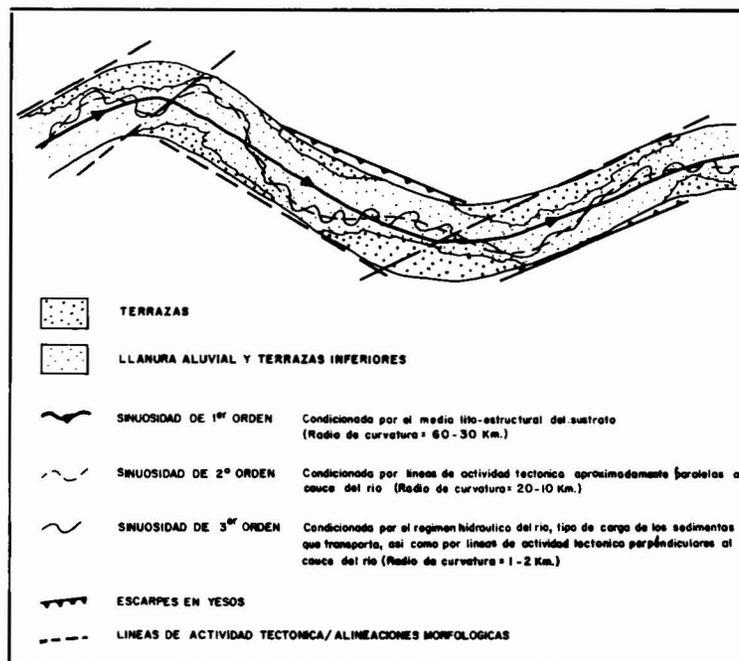


Fig. 7.—Sinuosidad de los ríos en la Cuenca de Madrid.

Conclusiones

La utilización de criterios geomorfológicos a la hora de detectar movimientos recientes y enmarcar estos dentro de una escala temporal es el medio más eficaz en áreas que, como la nuestra, poseen litologías poco contrastadas y depósitos mayoritariamente azoicos.

El peculiar trazado de la red de drenaje está prácticamente condicionado por la existencia de líneas de debilidad o fracturas que son el reflejo en la cobertera sedimentaria de las existentes en el basamento de la Cuenca de Madrid.

La reactivación de algunas de las fracturas del basamento durante el Cuaternario, junto con la existencia de fenómenos de disolución-hundimiento y halocinesis ligados a las facies yesíferas miocenas (Pseudotectónica), han provocado la existencia de los escarpes yesíferos, a cuya génesis y reactivaciones posteriores están ligados la mayoría de los rasgos morfológicos indicadores de neotectónica, como pueden ser los acodamientos, cambios bruscos de dirección, como el que sufre el Manzanares aguas abajo de Madrid, consecuencia de su captura por un antiguo tributario del Jarama en el tránsito Pleistoceno inferior-medio, provocada por un basculamiento hacia el SO del bloque de La Marañosa; anomalías en el perfil longitudinal de los arroyos en las proximidades de éstos, la existencia de valles colgados, facetes triangulares, depósitos deformados y basculados, las secuencias de distintas generaciones de abanicos aluviales encajadas o superpuestas, el solapamiento de los niveles de terraza a partir del Pleistoceno medio, edades obtenidas de los yacimientos de vertebrados de las terrazas del Manzanares en el área de Perales del río y Valle del Guatén.

Todos estos rasgos, junto con otros de carácter estructural y sísmico han sido representados en una cartografía neotectónica basada en el modelo propuesto por Martínez Gallego *et al.* (1987). Los resultados obtenidos de la aplicación de los distintos índices geomorfológicos (índice gradiente del Thalweg, índice de sinuosidad de frentes montañosos y relación anchura del fondo del valle/altura del valle) nos indican que a lo largo de los escarpes yesíferos ha tenido lugar una actividad tectónica reciente.

El estudio de los perfiles longitudinales de los diferentes ríos que atraviesan la zona nos revela el alejamiento del perfil de éstos con respecto al perfil teórico de equilibrio, estando todos ellos afectados por numerosas inflexiones, que en muchos casos responden a un contraste litológico, pero en otros están condicionados por líneas de actividad tectónica perpendiculares al thalweg. Estando además el grado de sinuosidad del cauce muy relacionado con el valor de la pendiente del perfil longitudinal del canal, de

manera que pendientes muy bajas dan lugar a índices de sinuosidad altos (meandriiformes) y viceversa.

Por otra parte, la sinuosidad en este área está condicionada a gran escala por el medio lito-estructural, mientras que a escalas menores está condicionada por fracturas o líneas de actividad tectónica, bien paralelas o bien perpendiculares a los cauces, así como por el régimen hidráulico de cada río. De manera que se han diferenciado tres órdenes de sinuosidad cada uno con radios de curvatura progresivamente menores.

Conjuntando los datos obtenidos a partir de la observación de foto-satélite (lineamientos), de la cartografía neotectónica, de la existencia de depósitos tanto terciarios como cuaternarios deformados, de la utilización de los distintos índices geomorfológicos, así como la que nos ofrece el estudio de los perfiles longitudinales de los distintos ríos, se puede llegar a afirmar que durante el Cuaternario la actividad neotectónica, centrada sobre todo en los escarpes yesíferos, ha condicionado la evolución geomorfológica del área estudiada, pudiéndose remitir en algunos casos esta actividad a tiempos muy recientes (Holoceno).

Por último, señalar que esta actividad neotectónica no se puede atribuir a la existencia de fases tectónicas determinadas. No obstante, el tránsito Pleistoceno inferior-medio (época en la que se produce la captura del Manzanares) se revela como un momento en que ésta fue más importante.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo subvencionado por el Proyecto 2.460/83 CAICYT.

Referencias

- Aguirre, E.; Díaz Molina, M.; Pérez González, A. (1976). Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española. *Trabajos N/Q*, 2, 7-29.
- Bull, W. B. (1977). The alluvial fans environment. *Prog. Phys. Geogr. Jour.*, 22, 222-270.
- Bull, W. B.; McFadden, L. D. (1977). Tectonic geomorphology North and South of the Garlock fault. In: *Geomorphology in arid regions* (D. O. Doehring edit.). Pub. Geomorphology State Univ. New York at Binghamton. 115-138.
- Cadavid, S. (1977). Mapa estructural del techo del basamento del borde meridional de la Sierra de Guadarrama. *Bol. Geol. Min.*, 88, 494-496.
- Cadavid, S.; Hernández Fernández, M.º E. (1967). Estudio Megnetométrico del basamento de la hoja 583. *Arganda. Estudios Geol.*, 23, 263-275.
- Capote, R.; Fernández Casals, M. (1978). La tectónica postmiocena del sector central de la Depresión del Tajo. *Bol. Geol. Min.*, 89, 6-14.
- Goy, J. L.; Zazo, C. (1983). Los piedemontes cuaternarios de la región de Almería (España). Análisis morfológico y relación con la Neotectónica. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.*, 5, 379-419.
- Goy, J. L.; Pérez González, A.; Zazo, C. (en prensa). *Cartogra-*

- fía y memoria del Cuaternario y geomorfología de la hoja número 19-22 (Madrid)*. Mapa Geológico de España E: 1/50.000 2.ª serie. Serv. Pub. M.º Industria, 1985.
- Gutiérrez Elorza, M.; Simón Gómez, J. L.; Peña Monne, J. L.; Rodríguez Vidal, J. (1984). Criterios geomorfológicos aplicados al estudio de la Neotectónica en áreas continentales (ejemplos en la Cadena Ibérica, Depresión del Ebro y Pirineos). *Inv. Nuclear*, 149-150.
- Hack, J. T. (1973). Stream profile analysis and stream-gradient index. *U. S. Geol. Surv. Jour. Res.*, 1, 421-429.
- Hoyos, M.; Junco, F.; Plaza, J. M.; Ramírez, A.; Ruiz Sánchez-Porro, J. (1985). El Mioceno de Madrid. En: *Geología y Paleontología del Terciario continental de la Provincia de Madrid* (CSIC-MNCN, edit.). Madrid, 9-16.
- Junco, F.; Calvo, J. P. (1983). La Cuenca de Madrid. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos, Geología de España*, vol. II, 534-543.
- Keller, E. A. (1986). Investigation of active tectonics: Use of surficial earth process. In: *Active tectonics* (R. E. Wallace edit.). Studies in Geophysics. Nat. Acad. Press. Washington D. C., 136-147.
- Martín Escorza, C. (1976). Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del basamento de la Fosa del Tajo. *Estudios Geol.*, 32, 509-522.
- Martín Escorza, C. (1980). Las grandes estructuras neotectónicas de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geol.*, 36, 147-153.
- Martín Escorza, C. (1983). Neotectónica de la Cuenca de Madrid. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos, Geología de España*, volumen II, 543-553.
- Martínez Gallego, J.; Goy, J. L.; Zazo, C. (1987). Un modelo de Mapa Neotectónico en la región Nor-oriental de la provincia de Valencia (España). *Estudios Geol.*, 43, 57-69.
- Mayer, L. (1986). Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. In: *Active tectonics* (R. E. Wallace, edit.). Studies in Geophysics. Nat. Acad. Press. Washington D. C., 125-135.
- Morton, G. C.; Donaldson, A. C. (1978). Hidrology, morphology, and sedimentology of the Guadalupe fluvial-deltaic system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1.030-1.036.
- Ouchi, S. (1985). Response of alluvial rivers to slow active tectonic movements. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96, 504-515.
- Pérez González, A. (1982). *Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 787 páginas.
- Rockwell, T. K.; Keller, E. A.; Johnson, D. L. (1984). Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In: *Tectonic Geomorphology* (M. Morisawa edit.). Pub. Geomorphology. State Univ. New York at Binghamton, 181-207.
- Schumm, S. A. (1986). Alluvial river response to active tectonics. In: *Active tectonics* (R. E. Wallace edit.). Studies in Geophysics. Nat. Acad. Press. Washington D. C., 80-94.
- Seeber, L.; Gornitz, V. (1983). River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, 92, 335-367.
- Silva, P. G. (1988). *El Cuaternario del Sector Centro-meridional de la Cuenca de Madrid: aspectos geomorfológicos y neotectónicos*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. 143 págs.
- Silva, P. G.; Goy, J. L.; Zazo, C.; Hoyos, M.; Alberdi, M. T. (1988). El valle del Manzanares y su relación con la Depresión Prados-Guatén durante el Pleistoceno inferior (Madrid, España). *II Congreso Geológico de España*. Granada. Comunicaciones vol. I, 403-406.

Recibido el 8 de septiembre de 1988
Aceptado el 25 de noviembre de 1988