

JOSÉ LUIS SIMÓN GÓMEZ
ALEJANDRO JOSÉ PÉREZ CUEVA

EL TRIAS EXTRUSIVO AL NORTE DE LA SIERRA DE ESPADAN: ASPECTOS TECTONICOS Y MORFOTECTONICOS

Los materiales plásticos del Muschelkalk medio y del Keuper, junto con el paquete de dolomías del Muschelkalk superior (conjunto que denominaremos Trías plástico), desempeñan un papel tectónico de especial dinamismo en el ámbito de la Cordillera Ibérica, al cual no es ajena el área abordada en este trabajo (fig. 1). El tratamiento que ha recibido el tema de las extrusiones triásicas en la bibliografía geológica es bastante somero. CANEROT (1974) cita el fenómeno, interpretándolo como consecuencia de una acumulación primaria de material plástico en el núcleo de los anticlinales de cobertera. Las memorias de las hojas de la Serie Magna (IGME, 1974 a y b) profundizan en alguna medida en la mecánica deformacional interna del Trías plástico. Otros trabajos únicamente inciden en aspectos stratigráficos o petrológicos, destacando en ese sentido la tesis doctoral de ORTÍ (1973).

El concepto de morfotectónica, contrariamente al sentido que le da MATTAUER (1976, p. 286) —nivel estructural en que los detalles tectónicos dependen mucho de la morfología de superficie—, se referirá a las formas producidas por la interacción de fuerzas endógenas y exógenas, estructura y erosión (GEORGE, 1970).

El interés de la zona estudiada reside en su homogeneidad genética y en que ofrece variadas situaciones de comportamiento tectónico y resultado morfoestructural. El área del río Mijares es uno de los ejemplos más notables y con más posibilidades de estudio respecto a la incisión postmiocena de la red fluvial y los factores que la controlan.

1. COMPORTAMIENTO TECTÓNICO DEL TRÍAS PLÁSTICO

1.1. *Marco estructural*

La Sierra de Espadán está constituida por un *horst* de dirección ESE edificado sobre un anticlinorio que, con la misma orientación aproximada, fue generado durante la fase principal de la compresión alpina. En el núcleo del anticlinorio afloran, afectados por profundas fallas longitudinales, los materiales paleozoicos y triásicos que forman el basamento de la cadena Ibérica. Estas fallas corresponden a antiguos desgarres tardihercínicos, reactivados como fallas inversas durante la compresión oligocena y como normales en la distensión pliocuaternaria, momento en el que se individualiza el *horst* de Espadán.

1.2. *Despegue de la cobertera y extrusiones*

En el esquema esbozado el Trías plástico es capaz de establecer una independencia dinámica de la cubierta respecto al zócalo herciniano y su tegumento triásico inferior, y de propiciar así una tectónica de cobertera que es predominante en toda la región. En el curso de la fase compresiva esta cobertera despegada sufre un deslizamiento generalizado hacia el N, en el que están de acuerdo todos los autores (CANEROT, 1974; ALVARO *et al.*, 1978), y que se debe no tanto a causas gravitacionales (CANEROT y MARTÍN, 1977) como a una desigual respuesta ante la compresión horizontal (VIALARD, 1978).

Todas estas consideraciones son necesarias para abordar el problema central de las extrusiones y responder a algunos de los interrogantes que plantean. Estas extrusiones se localizan, ciertamente, en relación con el anticlinorio de Espadán, lo cual justificaría por sí mismo, en el contexto aludido de una tectónica de cobertera donde el material del paquete incompetente tiende a migrar hacia los núcleos antiformes, la acumulación anormal de arcillas y yesos potencialmente diapíricos. Sin embargo, hay que destacar que la extrusión sólo tiene lugar al N del eje de Espadán, mientras los contactos Keuper-Jurásico permanecen perfectamente normales al S (fig. 2. III). Esto sólo puede explicarse si la acumulación de Keuper, y por tanto la charnela jurásica, estaba desplazada hacia el N, respecto a la charnela del zócalo, hecho motivado sin duda por el propio deslizamiento de la cubierta Jurásico-Cretácica y, quizá también, por una vergencia original de la estructura (fig. 2.I). Una vez se dispara el proceso extrusivo y los factores tectónicos responsables de la génesis del domo incipiente dan paso a mecanismos puramente halocinéticos, un nuevo hecho coadyuvará a ese desplazamiento de la extrusión hacia el N. Se trata de que los contactos entre las unidades con distinta densidad y viscosidad se hallan buzando en esa dirección, por hallarnos, según el esquema de la figura 2.I, en el flanco septentrional de la antifirma; en tal situación existen modelos expe-

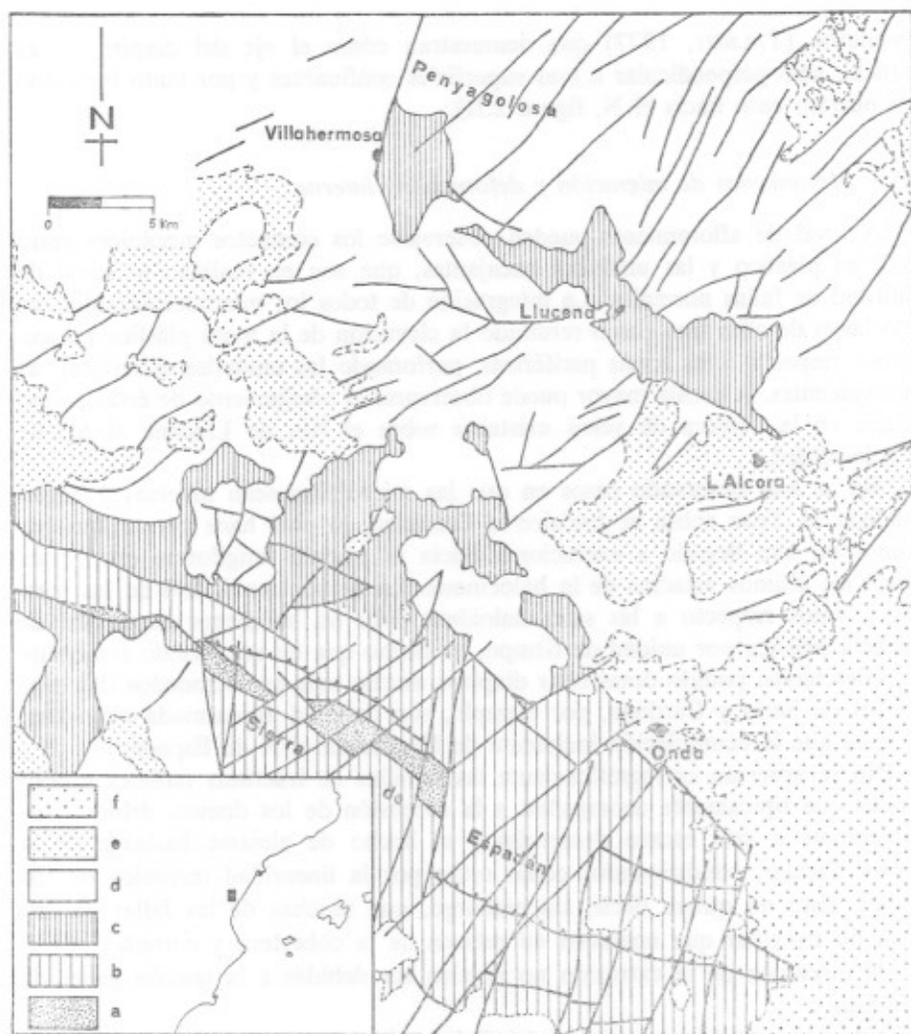


Figura 1.—Esquema geológico de la región estudiada: a) Paleozoico. b) Triás no extrusivo. c) Triás extrusivo. d) Jurásico y Cretácico. e) Terciario. f) Cuaternario.

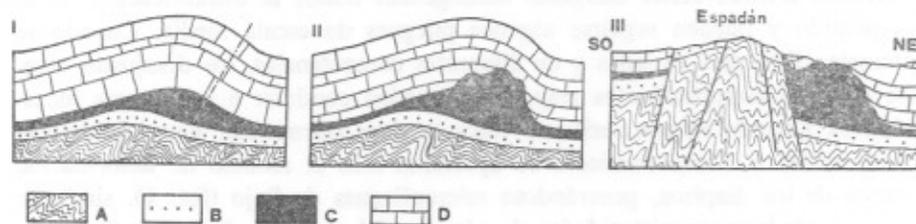


Figura 2.—Modelo evolutivo de las extrusiones del borde septentrional de Espadán: A) Basamento paleozoico. B) Tegumento de Buntsandstein. C) Triás extrusivo (Muschelkalk Medio-Superior y Keuper). D) Cobertera post-triásica.

rimentales (TALBOT, 1977) que demuestran cómo el eje del diapiro no es vertical, sino perpendicular a esas superficies confinantes y por tanto inclinado (en nuestro caso hacia el N, figura 2.II).

1.3. *Mecanismos de migración y deformación interna*

A nivel de afloramiento pueden observarse los contactos mecánicos entre el Trías plástico y las unidades encajantes, que son en realidad la suma de multitud de fallas normales. La integración de todos los microdesplazamientos a lo largo de ellas trae como resultado la elevación de la masa plástica margoyesosa respecto a las zonas periféricas, perforando las unidades estratigráficas suprayacentes. A escala mayor puede observarse el biselamiento de éstas, como ocurre en la cantera de yesos existente sobre el Riu de Lluca al SE de esta localidad.

No se han observado casos en que las microfallas sean inversas y hagan cabalgar el Trías sobre el Jurásico o Cretácico, lo cual hace pensar que los domos no han llegado a evolucionar hacia el modelo fungiforme que caracteriza los últimos estadios de la halocinesis. La menor reodividad de las margas y yesos respecto a las sales haloideas, esto es, su menor capacidad de fluencia plástica por unidad de tiempo, ha hecho que en un período semejante las sales hayan podido desarrollar diapiros mucho más evolucionados (las evaporitas de Suria y Cardona, por ejemplo, son de edad aproximada oligocena, al igual que la acumulación incipiente de Keuper en el N de Espadán).

No se aprecian cartográficamente las familias de fracturas radiales y periféricas que típicamente acompañan a la ascensión de los domos, debido probablemente a este escaso desarrollo y al hecho de alejarse bastante de la forma circular, condicionados como están por la linealidad tectónica de Espadán. Esto no quiere decir, sin embargo, que muchas de las fallas de disposición irregular que aparecen en retazos de la cobertera y cortadas por el borde mecánico de la extrusión no puedan ser debidas a la tensión generada por ésta.

Internamente los materiales del Trías superior muestran una estructura compleja, a menudo caótica, cuyos rasgos dependen localmente de las litologías presentes. Existen series margosas homogéneas donde la estratificación no se ha perdido y pueden seguirse algunos pliegues de escala media. Cuando se intercalan litologías variadas y de diferentes competencias, los desajustes creados en sus comportamientos respectivos pueden conducir a estructuras indecifrables. Cuando existen series de yesos masivos (formación Yesos de Ayora; ORTÍ, 1974) el comportamiento se aproxima más al modelo de deformación interna de los diapiros, generándose micropliegues de flujo (fot. 1), similares y con verdaderas esquistosidades de plano axial, a favor de cuyos planos se ha producido la migración de la materia de una forma mucho más ordenada. Debido a que, además del Keuper, las margas y yesos del Muschelkalk medio

también han sido activos durante la extrusión, las dolomías tableadas del Muschelkalk superior sufren los efectos de una anormal movilidad, englobadas entre ambos paquetes incompetentes. En algunos casos extremos, tal como señala MARTÍN *et al.* (en IGME, 1974), llegan a ser perforadas y diseminadas irregularmente en el seno de la masa plástica.

2. EVOLUCIÓN MORFOTECTÓNICA

2.1. Cronología tectónica

En este apartado trataremos de aproximarnos a un esquema cronológico que enmarque los fenómenos extrusivos, cuya mecánica ha sido analizada, en el conjunto de sucesos tectónicos alpinos. Ya se ha explicado cómo la principal fase compresiva de la cadena Ibérica, que tiene edad oligocena y genera estructuras NW-SE, es la primera responsable de la acumulación incipiente de materiales plásticos en los núcleos anticlinales (Espadán). A partir de este momento es de esperar que comience el proceso halocinético en los lugares de máxima acumulación, esto es, paralelamente al anticlinorio de Espadán e inmediatamente al N de éste. El límite temporal superior del fenómeno es difícil de precisar, ya que los datos significativos escasean. La existencia de un Terciario conglomerático discordante sobre el Muschelkalk extrusivo entre Ayódar y Cirat, sin rasgos de mecanización en el contacto, puede significar que la extrusión estaba ya desarrollada y desmantelada por la erosión en el Mioceno. Esta es la edad atribuida a esos conglomerados en toda la región (IGME, 1974), en función de su posterioridad respecto a la compresión principal y de que constituyen en muchos puntos la base de la serie detrítica que culmina en las margocalizas blancuzcas de facies «Páramo» (Pontiense, *sensu lato*). La deposición de esta serie detrítica parece estar en relación con una primera etapa distensiva intramiocena que, ayudada por condiciones climáticas favorables, dio lugar a la revitalización de los procesos erosivos, culminando con la instalación de la vasta superficie de erosión finipontiense.

En la extrusión de Lluçena-Villahermosa el esquema anterior no puede ser aplicado, desde el momento en que su borde corta aquellos mismos conglomerados miocenos. Al N de l'Alcora el contacto es un plano vertical neto, auténtica falla que podría ser remitida a un proceso de fracturación posterior al Mioceno e invalidar así nuestra interpretación. No obstante, al SW de Figuerols el contacto mecánico entre el Keuper y las unidades encajantes es más tendido y de perímetro demasiado irregular para ser considerado como una falla. Por otro lado, parece seguro que los conglomerados terciarios no reposan discordantes sobre él, sino que están mecanizados, ya que en el tránsito se observa un material brechoide con matriz dolomítica y cantos calcáreos englobados que por su acentuada redondez no pueden proceder de la brechificación del Jurásico-Cretácico, sino de la disgregación de esos conglomerados (fot. 2).

Nos encontramos, por tanto, con una extrusión de edad netamente posterior a las que existen en el borde de Espadán, separada espacialmente de aquéllas y con unos límites bastante rectilíneos, claramente relacionados con grandes fracturas. La explicación para el retardo de la migración plástica en Lluca-Villahermosa hay que buscarla en la mayor lejanía al eje de la acumulación primaria de Keuper. La magnitud de la citada acumulación habría sido menor y no ha podido seguir el ritmo de evolución de las extrusiones meridionales. ¿Por qué ha funcionado con posterioridad al Mioceno y relacionada con fracturas NW-SE? Hemos de suponer que se debe a la fase distensiva pliocuaternaria. Mientras la etapa anterior miocena parece tener un eje de distensión horizontal ESE bastante neto y reactiva sólo fracturas N-S a NE-SW, la etapa pliocuaternaria involucra fracturas de muy variadas direcciones siendo la NW-SE una de las preferentes. Al coincidir ésta con la directriz original de las acumulaciones de Triás plástico, que siguen los núcleos anticlinales, se comprende que sea la fase más propicia para disparar el proceso.

Queda por explicar, sin embargo, el mecanismo por el cual una fractura puede determinar el desarrollo halocinético. Admitamos que el mecanismo interno de éste obedece a causas meramente «hidrostáticas», debido a la menor densidad de los materiales salinos o yesosos respecto a las rocas suprayacentes, y que para iniciarse el proceso sólo se requiere una variación lateral de

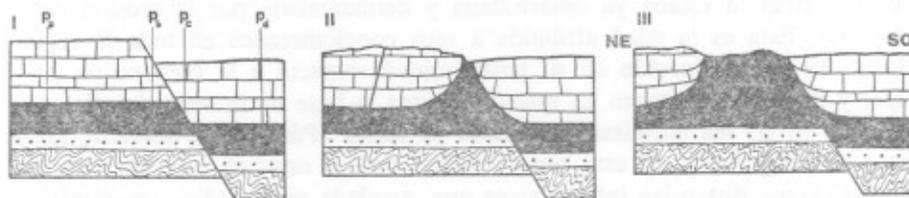


Figura 3.—Esquema de desarrollo de la extrusión de Lluca-Villahermosa (ver leyenda en figura 2).

la presión litoestática soportada por el material plástico. Observando la figura 3.I parece evidente que el movimiento de una gran fractura normal y de plano no vertical puede crear esa diferencia de presiones entre la zona próxima a la fractura y las áreas alejadas (P_b y $P_c < P_a$ y P_d) y desencadenar el diapirismo sobre ella (fig. 3.II). Si se produce, además, una fuerte sedimentación sobre el bloque hundido se favorecerá el proceso, por el aumento de espesor de la cobertera que conlleva. Este es el modelo propuesto para el diapir de Estella por PFLUG (1973). La extrusión de Lluca-Villahermosa, sin embargo, no queda reducida a las inmediaciones de una falla, sino que ocupa aparentemente todo un bloque limitado por ellas, tal como puede deducirse de sus bordes constantemente rectilíneos. Esto hace pensar que una fuerte denudación de la cobertera posttriásica ha contribuido decisivamente a crear

ese déficit de presión sobre el Trías plástico en su conjunto y ha dado lugar a que todo él haya sido ocupado por la extrusión (fig. 3.III). Cuando la combinación de ambos factores, extrusión y denudación, lo hacen posible, el material plástico alcanza la superficie. A partir de ese momento, la nueva litología aflorante y su marco tectónico condicionan la evolución morfogenética del área. Hay que destacar, sin embargo, que el proceso extrusivo no ha quedado ahí detenido, sino que se prolonga a menor escala hasta tiempos muy recientes, afectando a los depósitos de un glacis que, como se verá más adelante, ocupa en la actualidad el núcleo de la extrusión en el área de Figueroles. El «penacho» de material plástico que en la foto 3 se observa introduciéndose en los aluviones del glacis cuaternario ilustra este hecho.

2.2. *Morfogénesis pliocuaternaria*

Si aceptamos el arrasamiento durante el Pontense * de las estructuras comprensivas de dirección ibérica (ej., Espadán), es peligroso establecer una conexión directa entre un Mijares mioceno, si existía como tal, y el Mijares plioceno. Es de suponer que las estructuras de Espadán y quizá también Penyagolosa enmarcarían una red de ubicación parecida a la actual, de polaridad SE y de gradiente laxo. No obstante el constatado arrasamiento finipontiense permite suponer un cambio sustancial de la red durante el transcurso del Mioceno superior.

2.2.1. *La red tras la distensión pliocuaternaria*

La tectónica distensiva del Plioceno y Cuaternario constituirá un cambio tal de las condiciones de la red finimiocena, que supondrá una solución de continuidad para ésta durante el Plioceno. La distensión última, realizando las antiguas estructuras compresivas, reafirmaría a la red fluvial en su antiguo emplazamiento previo a la peneplanación, a la vez que, con el aumento de gradiente, incrementaría su capacidad y competencia, confiriéndole un mayor poder erosivo. La distensión en un primer momento crea una serie de cubetas interiores; la mayor de éstas, la de Sarrión, sería una zona deprimida entre los domos de Gúdar y Javalambre. Al mismo tiempo los bordes orientales de la plataforma de erosión finipontiense quedarían hundidos respecto a Espadán al S y a Penyagolosa al N, enmarcando una amplia vaguada tectónica abierta al mar, en la que se instaló el Mijares (fig. 4). En un primer momento y a causa de la ruptura de pendiente creada entre los relieves y las fosas, se produce un episodio de fuerte sedimentación en ellas, que abarca

* Este arrasamiento debió prolongarse en algunos lugares durante el Plioceno inferior y medio, a juzgar por las últimas dataciones efectuadas en la caliza terminal de la cuenca de Teruel (ADROVER *et al.*, 1978), que precisan una edad pliocena media para la superficie de erosión —colmatación culminante.

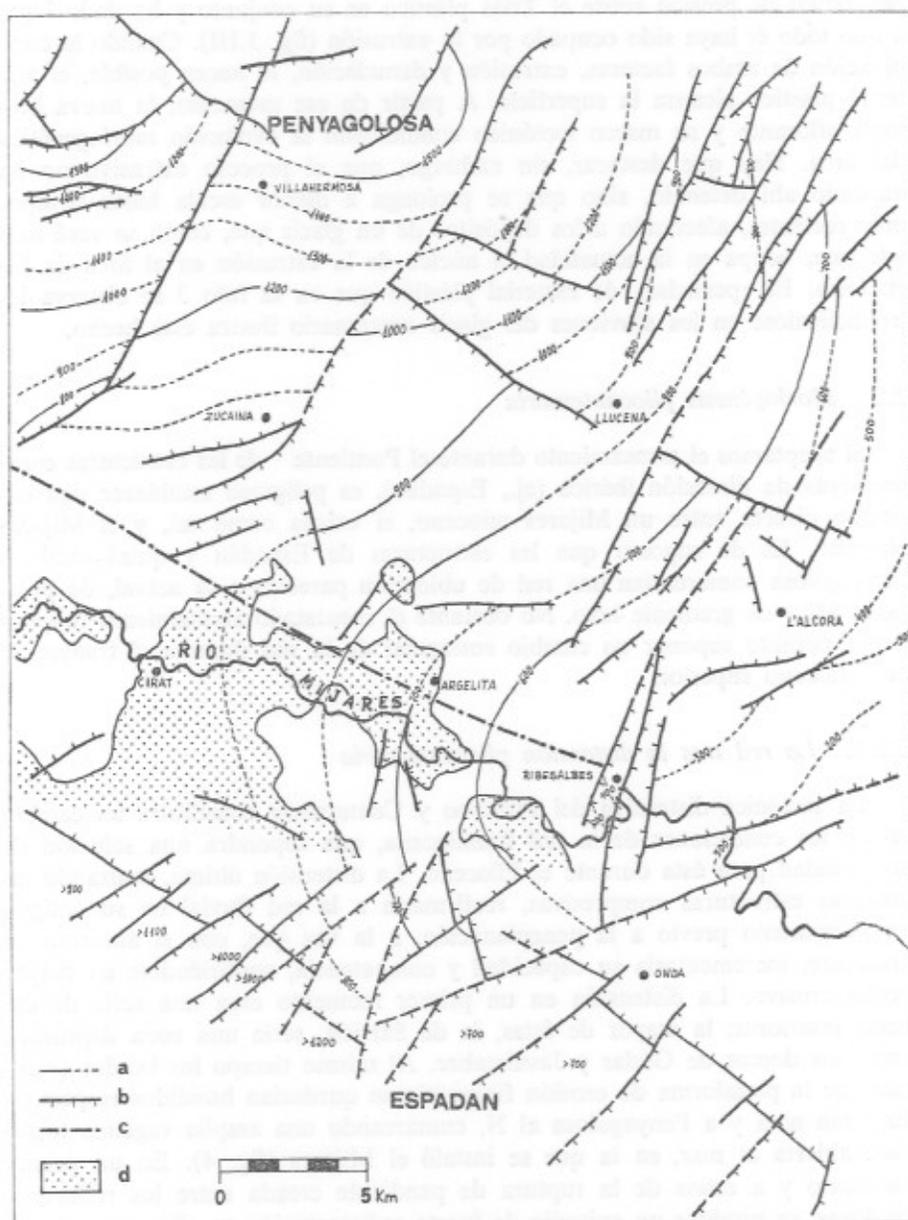


Figura 4.—Elementos morfotectónicos del valle del Mijares: a) Curvas de nivel interpretativas de la superficie finipontiense deformada. b) Fallas con movimiento durante el Plioceno-Cuaternario. c) Eje de la vaguada tectónica entre Espadán y Penyagolosa. d) Triás extrusivo del borde septentrional de Espadán.

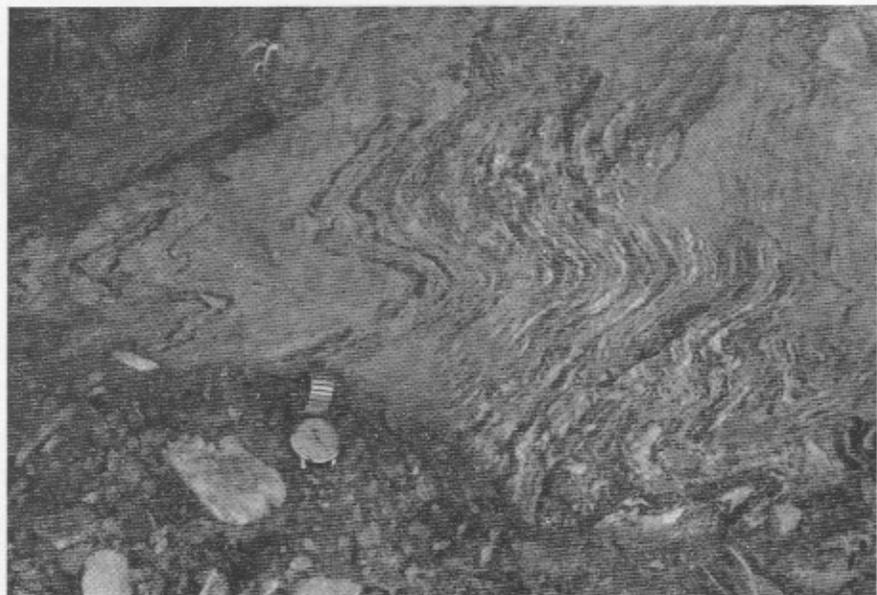


Foto 1.—Micropliegues de flujo en yesos. Carretera Onda-Fanzara, Km. 8 al 9.



Foto 2.—Brechificación de los conglomerados miocenos en la margen meridional de la extrusión de Lucena. Mas de l'Om (3'5 Km. al SE de Lucena).

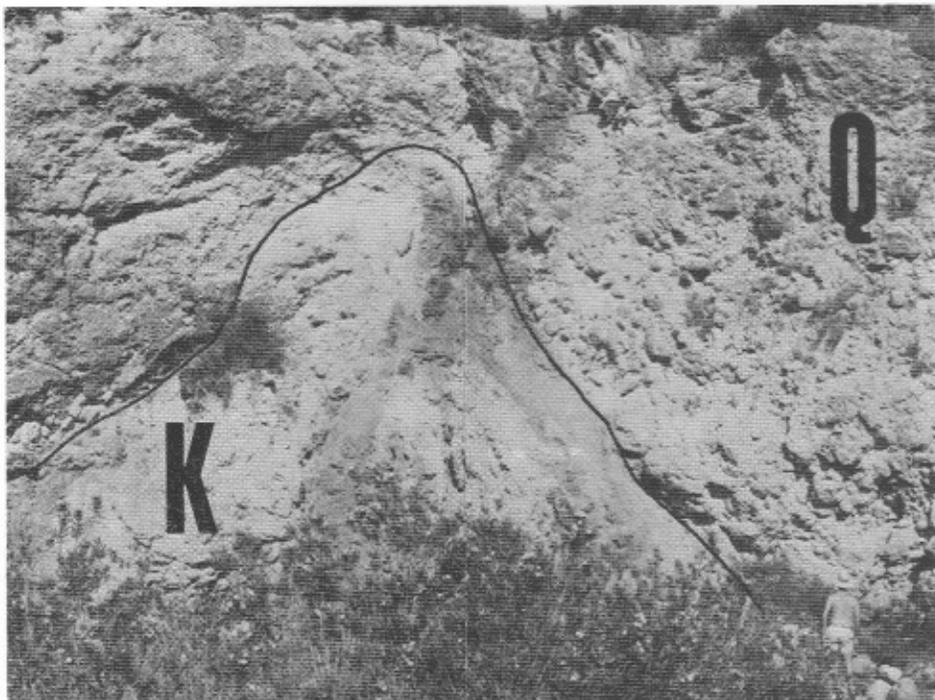


Foto 3.—Penacho de Keuper (K) formando intrusión en los depósitos cuaternarios (Q) del glacis existentes al N de la Foia, partida de la Solana.

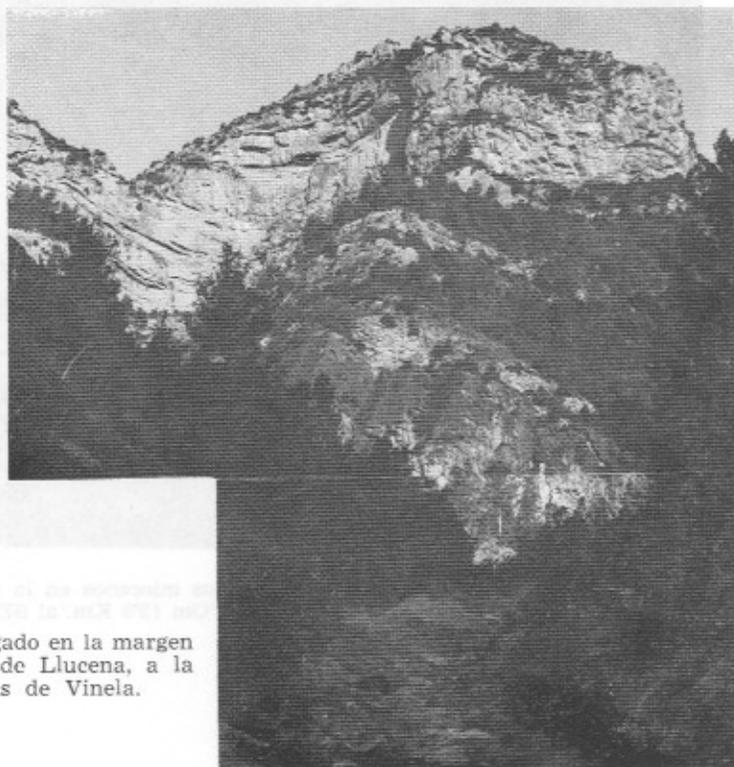


Foto 4.—Cauce colgado en la margen izquierda del Riu de Lluçena, a la altura del Mas de Vinela.

desde conglomerados proximales hasta facies fluviales de arcillas con gravas intercaladas. Esos depósitos, que descansan discordantes sobre el Mioceno fracturado, se conservan casi intactos en las cubetas interiores y constituyen retazos de pequeña extensión en el área de la vaguada tectónica.

2.2.2. Configuración actual de la red

a) El caso del Mijares.

En un momento algo posterior y dentro de un esquema supuesto de distensión de hundimiento progresivo de interior a costa, se genera un campo de fracturas a unos 20-30 km del litoral castellonense al que llamaremos en lo sucesivo «Escalón Tortosa-Onda». Este campo de fracturas supone un salto de unos 500-600 m, según indican las diferencias de cotas de los retazos no erosionados de la plataforma finipontiense (a 800 y 200-300 m respectivamente, ver fig. 4). Este fenómeno, de bastante importancia desde el punto de vista tectónico, es el que configurará las características actuales de la red fluvial. Demarca una zona interior de carácter erosivo en la cual la red se ha encajado más de 500 m, cortando el Pliocuaternario, el Mioceno y el Mesozoico arrasado. Asimismo delimita una zona costera de sedimentación actual y/o subactual, representada por los *plans* costeros e interiores del Maestrat (MATEU, 1980) y, en el caso del Mijares, por la génesis del extenso abanico de la Plana de Castelló, cuyo carácter aluvial ya pusimos de manifiesto en anteriores trabajos (PÉREZ CUEVA, 1979).

Así pues, los grandes rasgos del trazado actual del Mijares vendrían determinados por la cubeta tectónica abierta al mar originada en la distensión. La incisión del río estaría a su vez condicionada por el desnivel que crea el escalón Tortosa-Onda.

No obstante, si se analiza con mayor detalle la ubicación actual del río, se puede intuir un cierto condicionamiento de ella por parte de las extrusiones del N de Espadán. Si se observa la figura 4 se verá que el eje de los afloramientos extrusivos y el eje supuesto de la vaguada tectónica son paralelos y muy próximos entre sí. Ahora bien, parece ser que la localización precisa del río ha sido desplazada hacia el S respecto al eje de la vaguada, que debería ser en principio su ubicación más lógica. Tal pauta de comportamiento no es exclusiva del Mijares; el mismo esquema es el que siguen el Río de Villahermosa y el Riu de Lluçena, cuyo caso estudiaremos seguidamente, y el de otros tramos de ríos allende el área considerada (ej., el Tuéjar).

El perfil actual del río Mijares está condicionado directamente por el escalón Tortosa-Onda. El río sigue en su comportamiento los modelos teóricos establecidos de búsqueda del perfil de equilibrio a partir de un descenso brusco del nivel de base (LANE, 1955). En la figura 5 se muestran conjuntamente el perfil del río y el perfil aproximado de sus márgenes inmediatas. En éstas se observa claramente el escalón Tortosa-Onda, que en este punto alcanza unos 500 m de desnivel. Tras éste, y hacia el interior, se extien-

de la plataforma finipontiense, entre los 800 y los 900 m. El río se muestra somero en su último tramo, a mitad del cual se sitúa el ápice de la Plana, y se encaja los 500 m de desnivel justo en la franja del escalón. El rango de esta incisión va decreciendo a medida que se eleva la curva hidráulica de ajuste del perfil y se mantiene en su lento ascenso el nivel finipontiense. El



Figura 5.—Encajamiento del río Mijares en la plataforma finipontiense: a) Tramos de plataforma finipontiense conservada. b) Tramos supuestos. En ambos casos, a y b, se trata del perfil topográfico de las inmediaciones del río. c) Perfil actual del río Mijares.

perfil del río señala un escalón no regularizado en el tramo Montanejos-Olba, justo antes de salir de la cubeta de Sarrión. Este tramo, en el cual el río labra congostos en calizas cretácicas y jurásicas, es el límite occidental de las extrusiones. Según esto las extrusiones ejercerían un doble papel respecto al Mijares: han controlado de forma más o menos directa su ubicación y le han permitido una incisión rápida y profunda. El tiempo de ésta ha sido suficiente para que el río haya regularizado su perfil de equilibrio en el tramo de las extrusiones y no en el tramo de las calizas, debido a la menor resistencia litológica del material margoyesoso predominante en aquéllas.

b) El caso de los ríos de Lluçena y de Villahermosa.

Los afluentes septentrionales del río Mijares en la zona de la vaguada tectónica están enmarcados por la sierra de Penyagolosa, espolón oriental de Gúdar, y por el propio río, ambos con dirección NW-SE (fig. 6). En su evolución pliocena han ido acomodándose tanto a la fracturación longitudinal

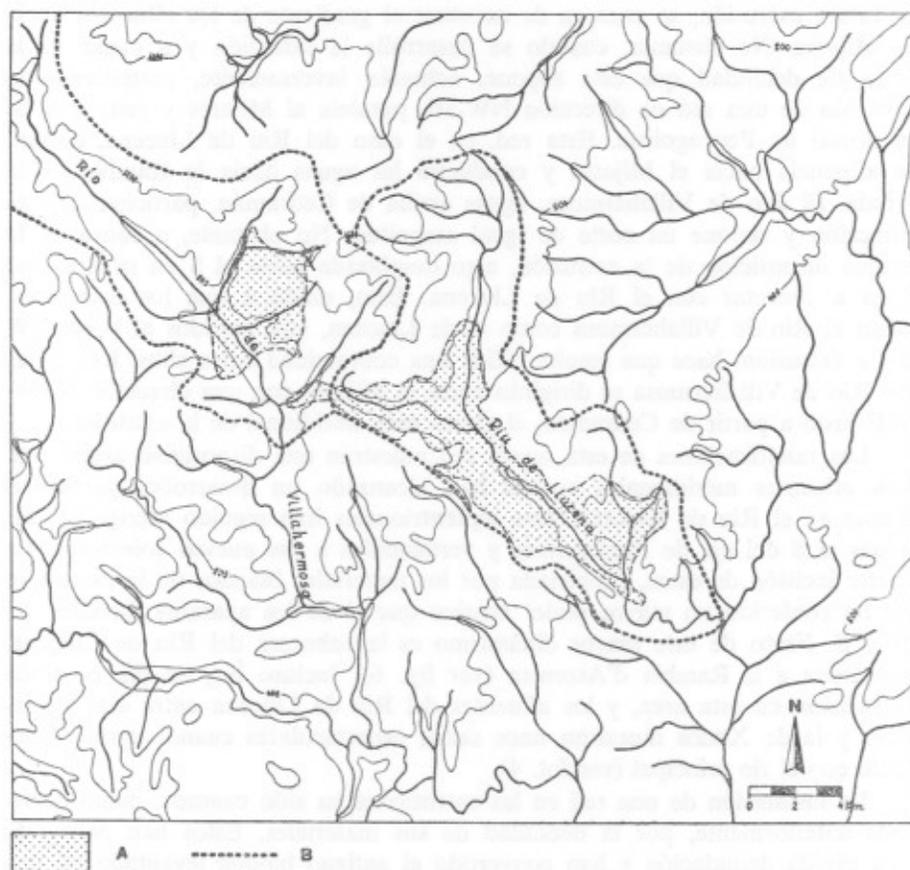


Figura 6.—Trazado de la red fluvial en el área de la extrusión de Lluçena-Villahermosa: A) Triás extrusivo. B) Divisoria de las cuencas del Río de Lluçena y el Río de Villahermosa.

NW-SE como a la transversal NE-SW. Un caso patente de dirección condicionada por una falla transversal es el del barranco de Santa Ana, en el tramo situado al NE de la localidad de San Vicente. La combinación de ambos fenómenos, junto con el gradiente teórico de la vaguada tectónica, les ha conferido una componente NNW-SSE a modo de espiga respecto al Mijares. Estas direcciones pueden observarse en términos generales en el barranco del Salto del Caballo, en el tramo final, a partir de Cedramán, del Río de Villahermosa, y en el citado barranco de Santa Ana a partir de San Vicente.

Las fallas longitudinales que generan la vaguada y que crean el gradiente hacia el Mijares son asimismo las responsables, como explicábamos en el punto anterior, del disparo de las extrusiones recientes en el área de Lluçena-Villahermosa. En un primer momento el bloque elevado, en donde se ubicará

la futura extrusión, se encarga de acentuar el gradiente de los afluentes hacia el Mijares. No obstante, cuando se desarrolle la extrusión y a causa de la línea de debilidad que ésta supone, actuarán inversamente, permitiendo la creación de una red de dirección NW-SE, paralela al Mijares y justo a S de la dorsal de Penyagolosa. Esta red, en el caso del Riu de Llucena, cortará la afluencia hacia el Mijares y conducirá las aguas hacia la Rambla de la Viuda. El Río de Villahermosa, aguas arriba de Cedramán, participa de esta dirección y supone un corte de igual magnitud. No obstante, a causa de la propia disposición de la extrusión, algo desplazada hacia el S en su área, no llega a conectar con el Riu de Llucena. Esto, unido a que los colectores, tanto el Río de Villahermosa como el de Llucena, van pegados al borde SW de la extrusión, hace que resulte difícil una continuidad entre ellos. Las aguas del Río de Villahermosa se dirigirán hacia el Mijares con una dirección NNW-SSE justo a partir de Cedramán, el punto más meridional de la extrusión.

Las ramificaciones de esta nueva red muestran una disposición asimétrica. Los afluentes meridionales apenas han alcanzado un desarrollo, particularmente en el Riu de Llucena. Los septentrionales han seguido recogiendo las aguas al S del eje de Penyagolosa y vertiéndolas a sus nuevos colectores. La fuerte incisión de éstos, propiciada por los materiales blandos de la extrusión, les ha conferido un mayor poder erosivo que el de los aparatos fluviales del N y E. Fruto de este mayor dinamismo es la cabecera del Riu de Llucena, capturada a la Rambla d'Atzeneta (ver fig. 6). Incluso hoy en día continúa la incisión en esta área, y los afluentes del Riu de Llucena entre esta población y la de Xodos muestran unos saltos espectaculares cuando toman contacto con el río principal (ver fot. 4).

La instalación de una red en las extrusiones ha sido causada, como decíamos anteriormente, por la debilidad de sus materiales. Estos han permitido una rápida denudación y han convertido el antiguo bloque levantado en una depresión alargada de vaciado. La morfogénesis de estas áreas ha sido rápida y sensible a los cambios operados durante el Cuaternario. Cabe señalar la génesis de, al menos, dos niveles de terrazas en ambos ríos, que han quedado colgados en algunos puntos hasta 40 m (CALVO, 1979, p. 113), en contraste con zonas menos activas en donde los rangos de incisión son menores. Además hay que destacar el desarrollo de unos glaciares en el área de la Foia y Figueroles, que enlazan con la terraza superior del Riu de Llucena y se extienden, disminuyendo progresivamente la potencia de su cobertera, hasta los materiales duros que confinan la extrusión. Estos han impedido que siga progresando el retroceso de la cabecera. Los glaciares están disecados en la actualidad y muestran un nivel de terraza que puede correlacionarse con la terraza inferior del río. Ambas están cortadas de nuevo por la incisión actual de la red fluvial. Vemos, pues, cómo en esta área las extrusiones han condicionado, desde el momento en que se producen, tanto la ubicación y características de la red fluvial como la morfogénesis cuaternaria general.

CONCLUSIONES

En el área que se extiende entre la Sierra de Espadán y el macizo de Penyagolosa ha sido constatada la presencia de afloramientos extrusivos de Trías plástico. En el conjunto de extrusiones se distinguen dos grandes núcleos (valle medio del Mijares y área de Llucaena-Villahermosa) que se consideran diferentes en cuanto a edad y tipo de evolución. La extrusión del valle medio del Mijares tendría una edad aproximada Mioceno inferior-medio y es causada por la acumulación del Trías plástico en la charnela de un anticlinal de cobertera generado durante la compresión oligocena y desplazado hacia el N respecto al eje del zócalo de Espadán. En cambio, en Llucaena-Villahermosa es la reactivación de grandes fallas NW-SE durante la distensión pliocuaternaria, combinada con el arrasamiento del bloque levantado, la que crea un desequilibrio de presiones capaz de desencadenar la extrusión del Trías plástico.

El trazado de la red fluvial se ve afectado por tales fenómenos diapíricos. El Plioceno inferior-medio culmina con el arrasamiento de las estructuras compresivas oligocenas y de las extrusiones posteriores que se dan en el centro del valle. La distensión pliocuaternaria genera una vaguada tectónica abierta al mar, con lo cual se reactivará el drenaje del Mijares. No obstante, éste no discurrirá por el eje de la depresión, sino que se mostrará algo desplazado hacia el S, a favor de las extrusiones. Posteriormente, y como consecuencia de las fallas que generan la vaguada, se produce la extrusión de Llucaena-Villahermosa. La menor resistencia a la erosión de estos nuevos materiales hará que se instale sobre ellos una red paralela al Mijares que corte la afluencia normal de la vertiente S de Penyagolosa hacia aquél.

BIBLIOGRAFIA CITADA

- ADREVER, R.; MEIN, P.; MOISSENET, E. (1978), "Nuevos datos sobre la edad de las formaciones continentales neógenas de los alrededores de Teruel", *Estudios Geológicos*, vol. 34, pp. 205-214.
- ALVARO, M.; CAPOTE, R.; VEGAS, R. (1978), "Un modelo de evolución geotectónica para la cadena celtibérica", *Acta Geol. Hisp.*, libro homenaje al profesor Solé Sabaris.
- CALVO, A. (1979), *El macizo de Penyagolosa. Estudio geomorfológico*, tesis de licenciatura inédita, Dep. de Geografía de la Universidad de Valencia, 150 ff. mec.
- CANEROT, J. (1974), *Recherches géologiques aux confins des chaînes ibérique et catalane (Espagne)*, tesis doctoral, Enadimsa edt. serie 5, núm. 4.
- CANEROT, J.; MARTIN, M. (1977), "La tectogenèse de la Chaîne Ibérique Orientale (Espagne)", *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 285, pp. 287-290.
- GAUTIER, F. (1974), *Mapa geológico de España. 1:50.000. 614. Manzanera*, serie Magna, Inst. Geol. Min.
- GEORGE, P. (1970), *Dictionnaire de la géographie*, Paris, Presses Univ. de France, 448 pp.
- LANE, E. W. (1955), "The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering", *Am. Soc. Civ. Eng., Proceedings*, vol. 81, paper 795, pp. 1-17.
- MARTÍN, M., et al. (1974), *Mapa geológico de España. 1:50.000. 615. Alcora*, serie Magna, Inst. Geol. Min.

- MATTAUER, M. (1976), *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*, Barcelona, Omega, 524 pp.
- ORTÍ CABO, F. (1973), *El Keuper del Levante español. Litoestratigrafía, petrología y paleogeografía de la cuenca*, tesis doctoral, Univ. Barcelona.
- PÉREZ CUEVA, A. (1979), "El Cuaternario continental de la Plana de Castelló", *Cuad. de Geogr.*, 24, pp. 39-54.
- PFLUG, R. (1973), "El diapiro de Estella", *MUNIBE*, Soc. Cienc. Nat. Aranzadi (San Sebastián), año XXV, núms. 2-4, pp. 171-202.
- TALBOT, C. J. (1977), "Inclined and asymmetric upward-moving gravity structures", *Tectonophysics*, 42, pp. 159-181.
- VIALARD, P. (1978), "Tectogénese de la chaîne ibérique: relations substratum-couverture dans une tectonique polyphasée", *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 287, pp. 1.103-1.106.