

Cuadernos Geología Ibérica	Vol. 7	Págs. 667-681	Madrid 1981
----------------------------	--------	---------------	-------------

EL BORDE MERIDIONAL  
DE LA ZONA DE TRANSICION  
ENTRE LAS SIERRAS DE GREDOS  
Y GUADARRAMA  
(SISTEMA CENTRAL IBERICO):  
EVOLUCION MORFOTECTONICA RECIENTE

POR  
J. DE PEDRAZA \*

I. INTRODUCCION

A pesar de su magnitud geológica y fisiográfica, claramente reflejada por VIDAL BOX (1942), no puede decirse que el borde meridional del Sistema Central haya sido objeto de una atención específica y global. Prueba de la falta de consideración, hacia las características de este borde, es el hecho de que autores prestigiosos (SCHWENZNER, 1932, ref. 1943; BIROT y SOLE SABARIS, 1954; VIDAL BOX, 1942, etc.) pasaron por alto lo ya señalado por ROYO y GOMEZ en 1934 y que no nos resistimos a reproducir: «...el granito, completamente nilonitizado y cabalgando algo sobre los aluviones miocenos...» (refiere la zona de Nombela en este borde que nos ocupa), y sigue: «Este fenómeno no es un hecho aislado, pues lo he podido observar en otros puntos, tales como la cuesta de Galapagar..., y en El Pardo, al pie del cerro de la Marmota. Con relación al gneis, he visto esta misma clase de contacto en el manchón que de Colmenar Viejo va a San Agustín...» (ROYO y GOMEZ, *op. cit.*, pp. 82). En la zona de la que nos vamos a ocupar, la primera citada por ROYO y GOMEZ, no se conocería el verdadero significado y extensión de este cabalgamiento hasta mucho después (PEDRAZA, 1971-1973, 1978; GARCIA FIGUEROLA, 1958; UBANELL, 1980; MARTIN ESCORZA, 1976).

El tramo que aquí nos ocupará es el que queda comprendido entre las poblaciones de Chapinería (al NE) Nombela (al SW) y que, como hemos referido, puede considerarse zona de transición entre las sierras de Gredos y Guadarrama. En su mayoría este borde que nos ocupa

\* Cátedra de Geodinámica Externa. Universidad Complutense. Madrid.

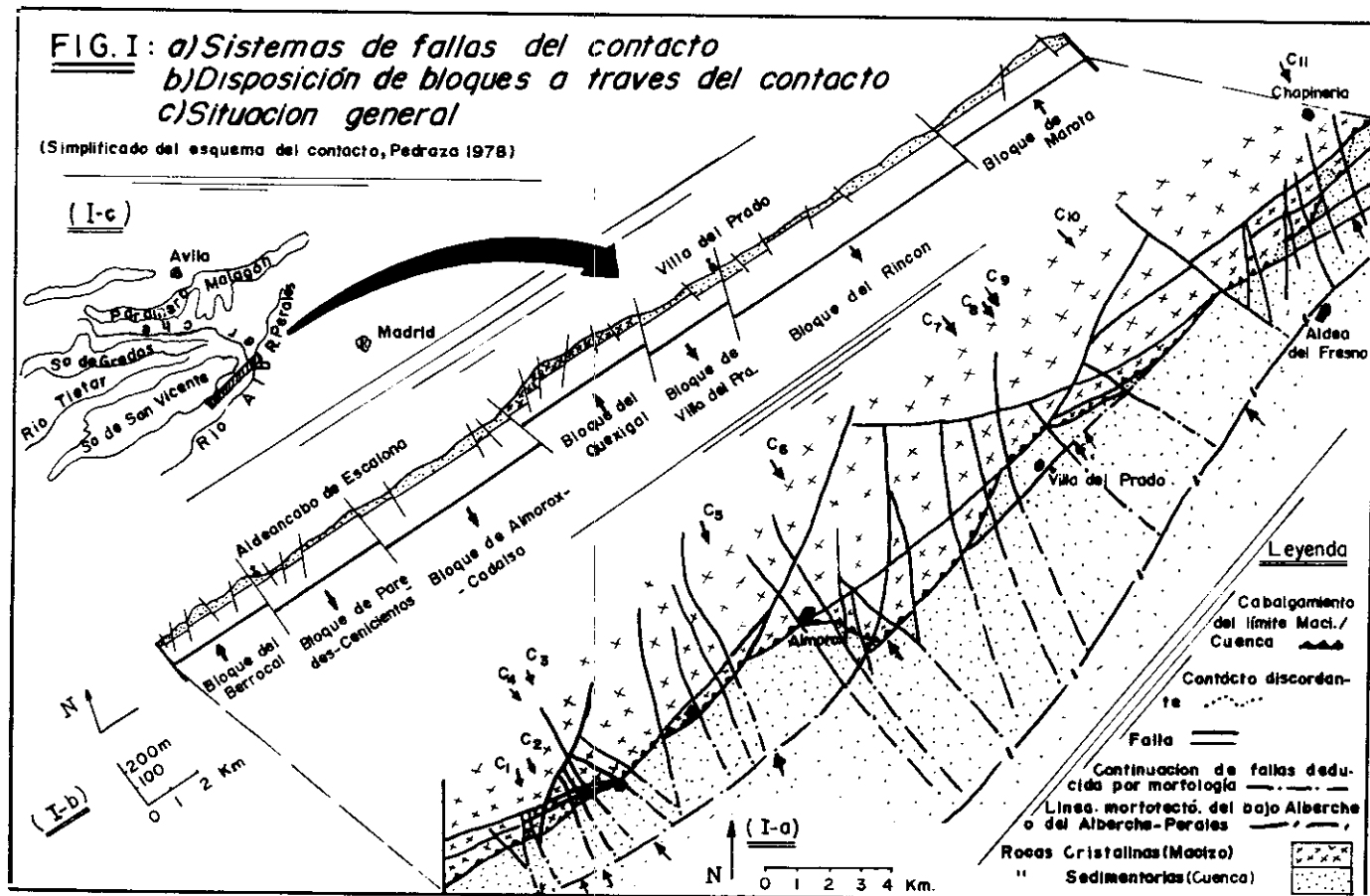


FIG. 1.—a) Sistemas de fallas del contacto.—b) Disposición de bloques a través del contacto.—c) Situación general.

forma el límite septentrional de la depresión de Aldea del Fresno-Almorox (PEDRAZA, 1976), en la cual se sitúa el sistema fluvial Alberche-Perales, y forma una subfosa dentro de la general del Tajo (Fig. 1c).

## II. CARACTERISTICAS GENERALES

Evitando una excesiva proliferación toponímica y descriptiva, vamos a referir unos puntos básicos con los cuales creemos más que suficiente clarificado el trazado y carácter de este borde, así:

— Punto previo es la referencia a determinados accidentes morfo-tectónicos. Ejemplo: depresiones de Aldea del Fresno-Amorox y Caldaso de los Vidrios-Almorox; elevaciones del Berrocal, Quexigal, Oncalada. Dichos accidentes, unidos a los procesos de lavado durante el Cuaternario, han diferenciado dos dominios netos en los afloramientos del contacto (Fig. 1b). En la primera de estas zonas es donde se define el verdadero límite *macizo-cuenca, establecido por el contacto arcosa-materiales cristalinos*. Es en este dominio donde mejor se reconoce el carácter *progresivo* de la sedimentación arcósica y del contacto, es decir, fallas que cabalgan a un tramo de la serie arcósica queda fosilizadas por tramos superiores de dichos materiales que, a su vez, quedan cabalgados por materiales cristalinos del macizo. En este contexto están zonas, ya aludidas, como: ladera sur del Berrocal, la del Quexigal y la del cerro Oncalada.

El segundo de los dominios está formado por los tramos deprimidos de este borde. En ellos, al haber sido desmantelada la cobertera arcósica, puede observarse el sustrato que, en su momento, fue base de sedimentación transitoria. También aquí es donde se puede definir franjas de alteración (tectonización o/y meteorización), tanto en los materiales del sustrato cristalino como en los de la cobertera arcósica. En estas zonas pueden ser estudiadas las diferentes fallas del contacto y las meteorizaciones que, en casos, pueden ser atribuidas a las alteraciones previas a la sedimentación. Los escarpes se presentan aquí más elaborados, son de falla o de línea de falla en algunos puntos. Zonas típicas de este tipo de afloramiento son las llanuras de Villa del Prado y oeste de Almorox, así como algunas más concretas asociadas a los valles fluviales de la red secundaria.

— En su conjunto, el límite macizo cristalino-cuenca sedimentaria está determinado por sistemas de fallas. Es, pues, importante destacar que, si bien la *línea morfo-tectónica meridional* (alineaciones de escarpes) tiene una tendencia general NE-SW, las fallas que la definen son muy variadas, distando mucho de tal dirección en casos. Así, en el Berrocal (extremo occidental), aunque las fallas se encuentran dentro de la red NE-SW (entre 40° y 80°), su comportamiento dinámico en los

tiempos alpinos las confiere total autonomía, pues las fallas, cuanto más meridionales, cabalgan tramos más bajos de la serie y quedan fosilizadas por los superiores que, a su vez, son cabalgados mediante fallas más septentrionales. De este modo, al menos para los tiempos alpinos, no pueden ser definidas de otro modo que como fallas autónomas, es decir, una septentrional (70° de dirección), otra intermedia (65° de dirección) y otra meridional (de 60° de dirección). Esta, más meridional, es la que parece presentar continuidad con las que definen el contacto en la zona de Aldeancabo de Escalona. Tal hecho hace que esta falla pueda asociarse con las NNE-SSW y, aunque aquí pudiera quedar ligeramente desdibujado, se confirma netamente a partir de Paredes de Escalona.

El mismo tipo de escalonamiento definido en el Berrocal es claramente observable al NE de Villa del Prado, al SE del embalse de Las Picadas y en el extremo oriental (cerro de Oncalada). En todas estas zonas, al igual que en El Berrocal, la flexión de las capas terciarias (ya señalado también por ROYO y GOMEZ, *op. cit.*) es neta y varía entre los 15 y 30° y a veces 40°.

El caso más notable de la presencia de otras redes, además de las NE-SW, dando el límite macizo-cuenca, lo tenemos al SE de Almorox, donde son las NW-SE las que lo determinan, llegando, en el mismo pueblo, a tomar una dirección E-W. También la dirección NNE, en el límite situado al SW de Villa del Prado.

En suma, el carácter más notable del trazado del contacto en esta zona es su complejidad, si bien puede establecerse:

1.º La directriz maestra, a la cual pertenecen la mayoría de las fallas que limitan el macizo cristalino, es la NE-SW.

2.º Exceptuando las N-S y E-W, de aparición excepcional, pueden encontrarse prácticamente todas las demás redes de fractura definidas para el macizo hespérico.

3.º La principal función de estas redes aludidas en el punto anterior ha sido la de trastocar el límite dado por las NE-SW. En esta función, de primordial importancia en la evolución postcolmatación de la cuenca, son las redes NW-SE y NNW las más importantes. Localmente pueden llegar a definir el límite macizo-cuenca, aunque no es frecuente tal efecto.

La complejidad de este trazado responde a una lógica evolutiva: la compartimentación en bloques a que ha quedado sometido todo el macizo hercínico ha posibilitado una gran libertad en los movimientos durante la reactivación alpídica. Dicha independencia se agudiza con los movimientos póstumos, una vez colmatada la cuenca arcósica (PEDRAZA, 1978; LOPEZ VERA, PEDRAZA, 1976), de este modo hay acci-

dentes a pequeña escala que se imponen a los mayores, que si bien dan las directrices maestras de la morfoestructura actual, no pueden ser considerados como un conjunto homogéneo desde el punto de vista estructural y tectónico. Las simplificaciones que con frecuencia se hacen en lo referente al trazado de dichos accidentes creemos deben ser revisadas, al menos para obtener conclusiones sobre la evolución reciente de la Meseta.

— En este contacto debe constatarse el hecho de que aquellas fallas que se presentan dando el límite entre materiales cristalinos y materiales sedimentarios, es decir, el contacto (s.s.), presentan carácter inverso, no pudiéndose afirmar tal propiedad de todas las que, sin definir el límite, se presentan modificando su trazado. De un modo general, puede establecerse para estas segundas una mayor tendencia a la verticalidad.

Dentro de las fallas que cabalgan a los materiales arcóscicos, el buzamiento varía entre los 30-35° y 70-80°. Las variaciones se realizan tanto en la dirección del contacto como en la perpendicular al mismo, esto es una consecuencia clara de la diferencia que se presenta incluso en fallas de la misma red. Si bien es difícil establecer una normativa, sobre todo para las variaciones en la dirección del contacto, puede decirse que en las fallas aflorantes se ha notado que el plano es ligera o sensiblemente más inclinado en aquellas fallas más interiores respecto a la cuenca, así, tanto en la zona del Berrocal como al NE de Villa del Prado y sur de Chapinería (cerro Oncalada y SW del mismo), las fallas más meridionales presentan unos buzamientos entre los 30-45°, mientras que la más septentrional es de 65-80°.

— Si bien hay zonas con características notables, de un modo global puede definirse toda una franja, que varía entre los 10 y 500 m, caracterizada por una serie de transformaciones en las rocas, tales como: gneisificaciones, aplitizaciones, episienitización, brechificación, etc. Todos ellos son fenómenos descritos para las redes de fractura del macizo hespérico y que, por lo que respecta a los tiempos posthercánicos, salvo casos concretos que contaremos, no tienen otro significado que el de haber favorecido (caso de brechificaciones, que es lo más abundante) o dificultado (caso de la mayoría de las gneisificaciones, aplitizaciones, episienitizaciones, etc.) la meteorización. Por lo general, esta meteorización, aunque amplía en espacio, es poco potente en intensidad, ya que se reduce a la alteración de los minerales micáceos y sólo en algunos casos llega a afectar sensiblemente a los feldespatos, caolinizándolos.

En la zona que se sitúa entre el límite occidental (laderas del Berrocal) y el arroyo de Pedrillán (al este de Aldeancabo de Escalona) se presentan varios fenómenos notables, así:

— Las fallas del contacto se presentan asociadas a sendos filones aplíticos.

— En toda la franja de dichas fallas se pueden reconocer múltiples filoncillos de cuarzo y aplita, totalmente revestidos por óxidos de hierro y sulfuros, que denuncian una actividad hidrotermal. Dicha actividad es claramente perceptible en las aguas subterráneas de la zona de Los Herrerazos, donde todos los pozos son de aguas sulfurosas (dichas aguas llegaron a ser explotadas medicinalmente en la zona de Los Baños). Hemos de destacar que tanto en la falla de Plasencia (ref. en UBANELL, 1980) como en el valle de Amblés se han definido actividades de este tipo. El segundo, el del valle de Amblés (BUSTILLO *et al.*, 1979; UBANELL *et al.*, 1978), afecta a unos materiales que presentan características muy semejantes a los que hemos podido reconocer en este contacto en la zona de El Santo, al este del embalse de Picadas.

— En la zona de Aldeancabo se presenta, únicamente aquí a través de todo el contacto, una milonita definida por A. G. UBANELL (1976). Otra zona de interés es la que define el contacto al NE de Villa del Prado, en ella puede observarse nítidamente la transformación que ha sufrido la arcosa a lo largo de los planos de las fallas norteadas que le afectan y trastocan el contacto. Estas transformaciones deben ser observadas con mucho cuidado, ya que frecuentemente se asocian o convergen con las producidas por fenómenos de lavado, dando silidificaciones o autocementaciones en general.

— Finalmente, otro dato a señalar, que en cierta medida ya se ha descrito, es el carácter *progresivo* del límite macizo-cuenca. Esto es, entre el macizo cristalino y la subfosa del río Alberche (depresión de Aldea del Fresno-Almorox) pueden definirse una serie de bloques escalonados que tienen un hundimiento progresivo hasta el máximo de la zona que hoy ocupa el canal del sistema fluvial Alberche-Perales. Esto implica que los materiales sedimentarios se presenten en avance continuo sobre el macizo, siendo, pues, claramente progresivos sobre él. (Hecho congruente con el funcionamiento de un área de pedimentación.) (Fig. 2.)

### III. EVOLUCION MORFOTECTONICA

Si bien no es fácil la precisión cronológica, el apoyo que nos proporcionan los datos geomorfológicos nos ayudan a centrar el problema. En este sentido, la definida como *penillanura poligénica heterocrona* (PEDRAZA, 1978) marca en estas áreas el fin del ciclo iniciado con la orogenia hercínica, y que siguió en tiempos posteriores a la misma, llegando hasta las fases iniciales de la orogenia alpídica antes de lo que

FIGURA-2: Cortes geológicos seriados de la zona de contacto (de, Pedraza 1978)

LEYENDA

C<sub>i</sub>, Número referido a la situación del corte  
(ver figura I-a)

{ } Interrupción parcial del corte

Gravas, limos, etc. (Cuaternario)

Arcosas (Eoceno med. a Mioceno medio alto)

Granitoides (Tardíhercin.)

Metamórfico; esquistos (Cámbrico) (Peinado M. 1973)

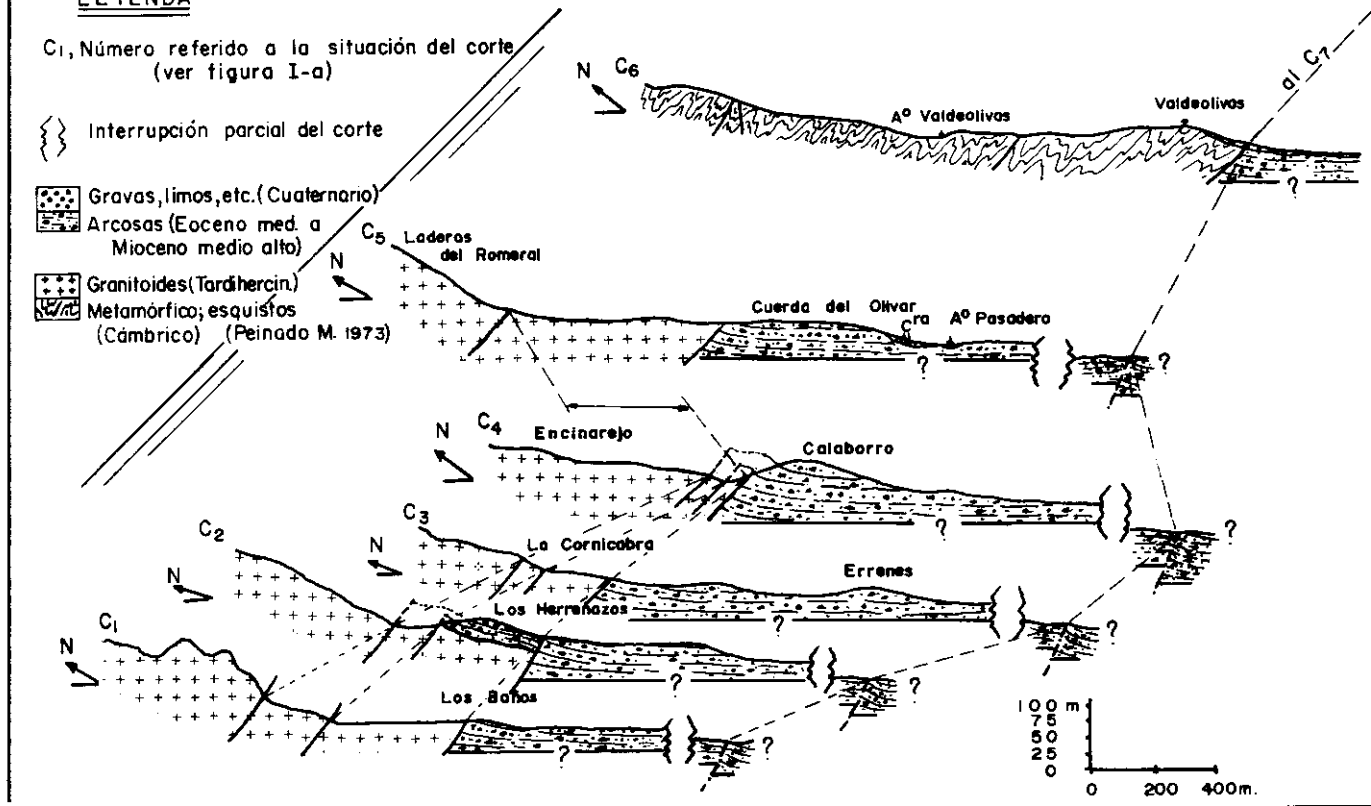


FIG. 2.—Cortes geológicos seriados de la zona de contacto (de Pedraza, 1978).

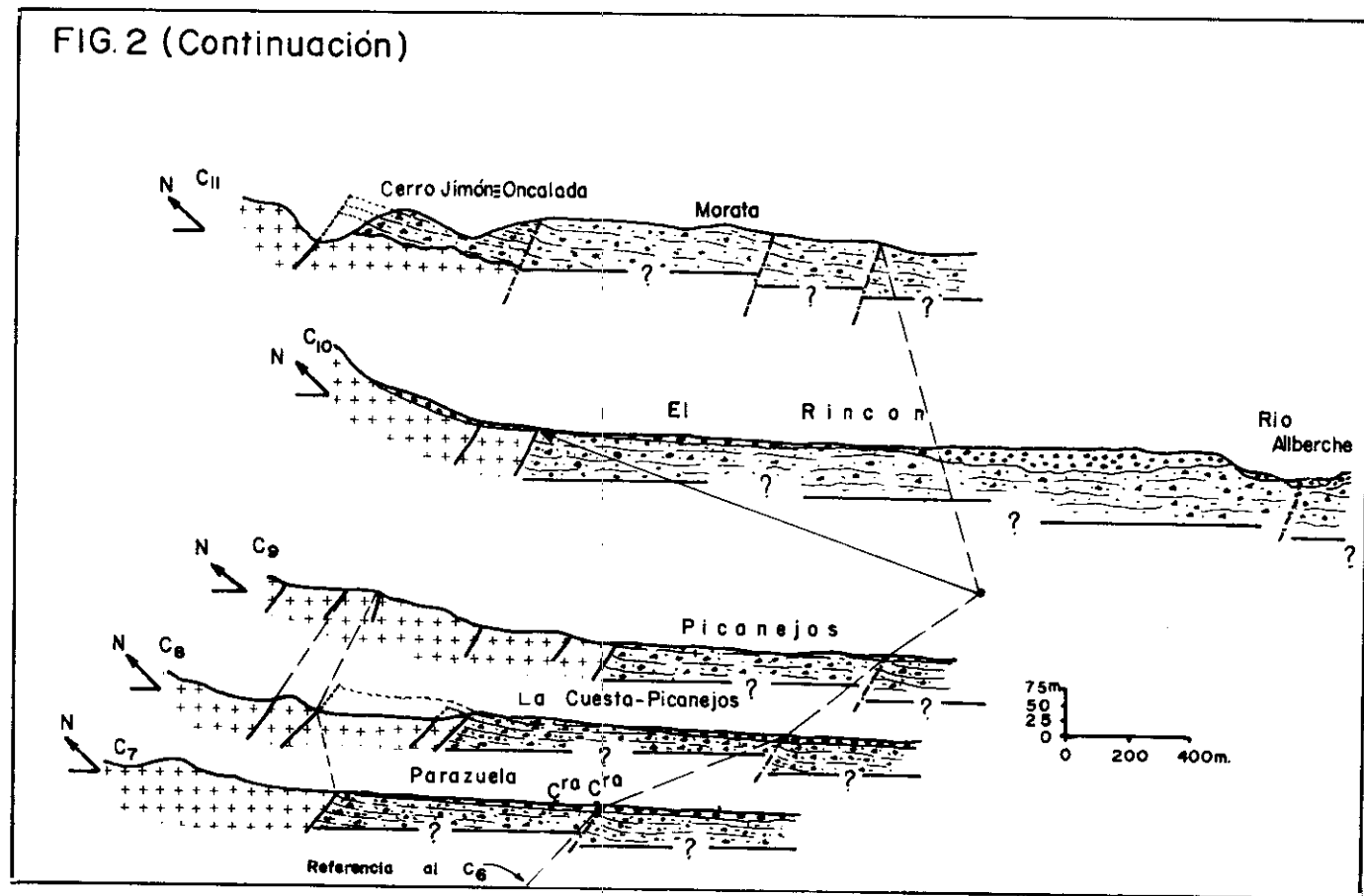


FIG. 2.—Continuación.



podría definirse como evolución alpina (s.s.) en la divisoria castellana.

La superficie que referimos tiene un significado morfológico equivalente al de otras superficies ya definidas (*Dachflache*, de SCHWENZNER, 1936, ref. 1943, o la fundamental de la Meseta; SOLE SABARIS y cols., 1952), dado que se halla hoy formando tanto la superficie de cumbres como la de paramera (M<sub>3</sub> de SCHWENZNER, *op. cit.*).

Esta llanura es asociable a unos depósitos silíceos citados en el valle de Amblés y borde septentrional de Gredos (UBANELL *et al.*, 1978), que a su vez nosotros habíamos correlacionado con otros presentes en el valle del río GUADYERBAS (vertiente meridional, entre los valles del Tiétar y Alberche), citados por GARZON HEYDT (1980), y, más dudosamente, con otros que se encuentran en este mismo borde en la zona de El Santo, al SE del embalse de Las Picadas. Todos pueden representar aluvionamientos estancados típicos de ríos que circulan por relieves ya casi seniles con drenajes muy deficientes. La edad atribuible a dichos depósitos es entre el Finicretácico y Eoceno (JIMENEZ FUENTES, 1977; UBANELL, 1980).

Todos ellos presentan una neta discordancia con los de la serie arcósica que los fosilizan. Dicha serie, en su tramo inferior no basal, presenta en el valle de Amblés una edad de Oligoceno Medio (GARZON HEYDT y LOPEZ MARTINEZ, 1978). Estos materiales también son correlacionables con los definidos por MARTIN ESCORZA (1976) en este borde como unidad inferior, luego precisada por nosotros (PEDRAZA, 1978) a ciertos tramos basales y denominada como tramo arcósico alternante, que abarca materiales que llegan, sin solución de continuidad, hasta el Mioceno Inferior inclusive.

Es evidente, pues, que nuestras referencias evolutivas más remotas o primigenias son aquellas que se inician con esta serie arcósica de borde que fosiliza a estos materiales previos. Dado que las precisiones cronoestratigráficas son muy difíciles en estos materiales, y, como hemos visto, los acontecimientos tampoco siguen aquí la escala de un modo preciso, nos vamos a basar en etapas que marcan acontecimientos geológicos globales, fácilmente detectables en este borde, eludiendo, en lo posible, interpretaciones cronológicas.

Si bien en zonas se ha precisado más sobre aspectos cronoestratigráficos, la realidad es que desde los primeros trabajos de ROYO y GOMEZ (1922) está definida la disarmonía, a veces clara discordancia, entre, por un lado, el Cretácico y ciertos tramos pre-neógenos, entonces dados todos como Paleogeno y plegados conjuntamente con el Cretácico por el paroxismo Sávico (SOLE SABARIS y cols., 1952), y los materiales posteriores (entonces agrupados todos ellos en el Neógeno). Hoy, como hemos señalado, estos límites parecen más pre-

cisos en algunas zonas \*, pero, de un modo general y como síntesis, puede decirse: *sea como fuere la cronoestratigrafía precisa, la casi totalidad de los datos apuntan a la presencia de una ruptura (morfológica, litológica, estructural, bioestratigráfica, etc.) entre los episodios representados por los materiales arcósicos (en los bordes) y los del ciclo precedente.*

*Es evidente que esta ruptura marca el nacimiento de este borde como conjunto estructural homogéneo, entendiendo por tal el hecho de que, hasta ese momento, las fallas que van a definir este borde «actuaban solidariamente con las de su red», tal cual venían haciendo desde los tiempos de su origen hercínico o tardihercínico (tal cual ha sido establecido por diversos autores (PARGA PONDAL, 1969; UBANELL, 1980).*

Partiendo de este momento, los hechos pueden articularse del modo siguiente:

1.º Los movimientos previos a la *etapa arcósica* (fase Castellana de AGUIRRE *et al.*, *op. cit.*) implican una elevación general en los terrenos que van a definir la Meseta. A medida que se agudiza tal elevación se produce la diferenciación de lo que van a formar macizos montañosos (aún simples áreas fuente de materiales) y cuencas sedimentarias. Esta diferenciación se manifestó según un modelo complejo que, sin entrar en detalles y sólo a modo de apunte, pudo ser:

a) Una estabilización prematura de la zona de cuenca, seguida de un posterior hundimiento.

b) Una estabilización del conjunto elevado por igual en principio, seguida de hundimiento de las cuencas (modelo que, en su posterior evolución sería como el señalado ya por HERNANDEZ PACHECO, 1923, de compresión-distensión).

c) Una elevación de conjunto con posible hundimiento posterior de los flancos (teoría de ALIA MEDINA, 1976).

d) Simples elevaciones diferenciales.

Sea como fuere, en esta primera etapa aún no puede hablarse de la existencia del borde tal cual hoy se presenta, pero si se forma un

\* Tal como hemos señalado, parte de ese Paleógeno, al menos Oligoceno superior y medio para el área de Gredos (según los datos de GARZON HEYDT y LOPEZ MARTINEZ, *op. cit.*), debe ser incluido junto al Mioceno y parte del Plioceno (hasta el Plioceno Superior, en base a la cronología de la caliza lacustre del Páramo, PEREZ GONZALEZ, 1981, tomo I) formando una etapa o ciclo ARCÓSICO que arranca a partir de esa disarmonía. Por otro lado, dicha disarmonía es definida, en los bordes de la cordillera Ibérica, como consecuencia de una fase tectónica que AGUIRRE *et al.* (1976) denominan *castellana* (dada, probablemente, como post-Arveniense inferior, DIAZ MOLINA y LOPEZ MARTINEZ, 1979).

*conjunto o franja* que va a funcionar a partir de ese momento como *zona de transición dinámica entre dos conjuntos antagónicos: el macizo* (tendente a los movimientos positivos) y *las cuencas* (tendientes a movimientos negativos). Es posiblemente esta etapa una de las que tiene manifestaciones hidrotermales como las señaladas en el valle de Amblés (UBANELL *et al.*, *op. cit.*) y, en esta zona, en El Berrocal.

2.º Tras el episodio inicial, se produce un progresivo hundimiento de las cuencas, a medida que van depositándose en ellas los materiales que proceden del lavado del macizo, según el modelo de pedimentación de sabana. Según se desarrolla este proceso van diferenciándose los «sucesivos límites» entre el área elevada, donde se produce la pedimentación, y las cuencas subsidentes, donde se produce el relleno, creciendo estas segundas a costa de las primeras, tal como se deduce del carácter «progresivo sobre el macizo» que presenta la sedimentación arcósica en el borde.

En esta etapa, entre el Oligoceno Medio y Plioceno Medio, dentro de esa amplia franja o *zona de transición dinámica*, es cuando se *diferencian aquellas fallas que actuarán* (mediante reactivación, cosa que no sufren otras incluso de su misma red) como «*contacto*», *definiendo los sucesivos límites macizo-cuenca* (en esta primera etapa de evolución del borde son básicamente las NE-SW los que lo definen).

Aquí se nos plantea también el modo o modelo según el cual se efectúa tal evolución. La incidencia morfológica es aquí más importante a la hora de proponer alternativas, si bien tampoco es sencillo. En principio pueden establecerse dos posibilidades:

a) Tras la fase previa de movimiento de elevación vendría una estabilización en el macizo, si bien las cuencas deberían mantener una potente subsidencia para albergar los sedimentos. Esto parece pudiera ser acorde con las superficies detectadas hasta ahora en el Sistema Central, y decimos hasta ahora, dado que, como ya hemos señalado (PEDRAZA, *op. cit.*), es posible la existencia de otra entre las definidas como  $M_3$  y  $M_2$  (SCHWENZNER, *op. cit.*).

Es, sin embargo, difícil explicar el contacto progresivo tal como se define, así como el hecho de que las superficies superiores sean las de penillanura.

b) Tras la fase previa se producen una serie de ellas, que agudizan progresivamente el relieve, mientras que las etapas distensivas correspondientes producen el hundimiento de la cuenca.

Dentro de este modelo, de inestabilidad durante la sedimentación arcósica, caben dos modalidades:

1. Que sean impulsos instantáneos seguidos de distensiones (modelo defendido por HERNANDEZ PACHECO, 1923, y seguido

por otros autores: BIROT y SOLE SABARIS, 1954; SCHWENZNER, 1932; ALIA MEDINA, 1960; MARTIN ESCORZA, 1976).

2. Que la concatenación, elevación del macizo-subsidencia de la cuenca sea total en un movimiento permanente, en el cual únicamente varía la intensidad de los movimientos positivos o negativos (modelo próximo al definido por PENK, 1924, ref. 1972).

Es evidente que la mayoría de los autores citan fases tectónicas intramiocenas, pero también es verdad que la ausencia de discordancias netas y claras (si bien siempre será un problema su identificación en estos materiales a no ser en el mismo borde) nos hace decidirnos por la b-2 como hipótesis más favorable, aparte de ser acorde con ciertas fases morfogenéticas.

3.º Tras la colmatación de las cuencas arcósicas (Plioceno Medio), señalado en el centro de la cuenca por la caliza lacustre del Páramo, se inicia otra ruptura neta en la evolución de este borde.

Esta nueva etapa, definible como *postarcósica*, lleva consigo una tectónica de *horts* y *grabens*, que tendrá como consecuencias:

- 1.º Reactivación de las fracturas NNE y NW-SE como desniveladoras de las que definen el límite macizo-cuenca.
- 2.º Formación de los principales rasgos del relieve: cuerdas cimearas, depresiones internas, desnivelación de rampas.
- 3.º Paso a una etapa de funcionamiento autónomo de bloques o conjunto de ellos.

Este tipo de movimientos fueron los señalados por diversos autores (SCHWENZNER, *op. cit.*; SOLE SABARIS y cols., *op. cit.*; BIROT y SOLE SABARIS, *op. cit.*, etc.) que les situaban en fases como la primera y segunda rodánica y valánquica. Recientemente, A. PEREZ GONZALEZ (1979-1981) establece una fase postcaliza lacustre del Páramo (iberomanchega II). Si bien aquí se carece de sedimentos correlativos de tales acontecimientos, varios criterios geomorfológicos apoyan esta duplicidad de fases (PEDRAZA, 1978), así:

a) El contacto se halla arrasado por una superficie erosiva, a su vez desnivelada, lo que implica movimientos claramente posteriores a la colmatación de la cuenca.

b) La Rampa (tal como ya señalaba SCHWENZNER, *op. cit.*) se halla formada por dos superficies que presentan una articulación estructural en muchos casos, mientras que en otros dicho contacto está

ligeramente modelado (lo que denuncia dos ciclos distintos, aunque a veces no se hayan diferenciado tectónicamente).

Como se desprende de este último punto, *es en esta etapa donde se consolida «el borde» como lo podemos entender hoy en su trazado y estructura, pues a las redes tradicionales del límite (NE-SW y NW-SE) se superponen las de las desnivelaciones (básicamente NW-SE y NNE), que son las que definen «la autonomía de los bloques» (horts o grabens), para verificar o no movimientos.*

4.º La evolución más reciente de este borde está marcada por una clara subsidencia desde el Plio-Pleistoceno hasta el Holoceno (inclusive). Tal subsidencia es *netamente selectiva*, es decir, se presenta en zonas preferentes, siendo una consecuencia lógica de la autonomía de bloques que se originó en la etapa anterior.

En este borde ha tenido como consecuencia la formación de una depresión marginal o de borde que fue definida por nosotros (PE-DRAZA, 1976) y denominada de Aldea del Fresno-Almorox. En su conjunto, y si nos atenemos a su dinámica de sedimentación, puede decirse que tiene carácter de una pequeña subfosa local dentro de la general o del Tajo, siendo aquí la del sistema Alberche-Perales. Su funcionamiento no ha sido continuo, sino por etapas de mayor a menor actividad e incluso de estabilización, dichas etapas pueden resumirse:

a) Durante el Plio-Pleistoceno, lo que implicó la génesis de dicha depresión marcada por un sistema de vertientes glacis.

b) Durante el Pleistoceno Medio a Superior bajo, con la formación de una potente secuencia de aluvionamiento, que se halla, en zonas, hundida bajo el talweg actual y en todas bajo los aluviones posteriores y con sensible inclinación de los materiales por origen tectónico.

c) Durante el Holoceno, dado que los aluviones del cauce actual presentan una potencia muy superior en la cabecera de esta depresión o subfosa que en la zona de unión del Alberche al Tajo.

Establecidas estas etapas, debemos consignar la posibilidad de otra subsidencia menor en el intermedio de las mismas, así como de clara estabilidad en otras, las cuales quedan marcadas por fuertes encajamiento del río.

En suma, las etapas evolutivas fundamentales de este borde pueden resumirse:

*Delimitación de la franja de transición dinámica macizo-cuenca (previa a la sedimentación arcósica y durante sus etapas iniciales); definición de las distintas fallas (fundamentalmente las NE-SW) del*

*límite macizo-cuenca (durante la sedimentación de la serie arcósica, del Oligoceno Medio al Pleistoceno Medio); definición de los bloques autónomos por funcionamiento de fallas desniveladoras de las del límite (básicamente las NW-SE y NNE); subsidencia selectiva marcada en este borde por la depresión de Aldea del Fresno-Almorox (durante el Cuaternario).*

## BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M., y PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976): «Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española. Trabajos del Neógeno-Cuaternario». *Miscelánea Neógena*, M. T. ALBERDI y E. AGUIRRE (eds.), 7-29, Sec. Paleont. de Vertebrados y Pal. Humana, CSIC, Madrid.
- ALIA MEDINA, M. (1960): «Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo». *Notas y comunicaciones del IGME*, núm. 58, 125-162, Madrid.
- (1976): «Una megaestructura de la Meseta Ibérica: la bóveda castellano-extremeña». *Estudios Geológicos*, vol. 32 (2), 229-238, Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid.
- BIROT, P., y SOLÉ SABARIS, L. (1954): *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central española*, 87 págs., 15 láms., 2 map., Inst. Juan Sebastián Elcano, CSIC, Madrid.
- BUSTILLO, A.; GONZÁLEZ UBANELL, A.; MARFIL, R., y DE LA PEÑA, J. A. (1979): «Presencia y origen de la alunita del borde meridional de la cuenca del Duero». I Reunión Regional sobre la Geología de la Cuenca del Duero. *Bol. Geol. y Minero del IGME* (en prensa), Madrid.
- DÍAZ MOLINA, M., y LÓPEZ JIMÉNEZ, N. (1979): «El Terciario continental de la depresión intermedia (Cuenca). Bioestratigrafía y Paleografía». *Estudios Geológicos*, vol. XXXV, 146-167.
- FUSTER, J. M., y DE PEDRO, F. (1954): «Estudio geológico del borde meridional de la sierra de Guadarrama entre Torrelodones y Valdemorillo». *Notas y Comunicaciones del IGME*, núm. 35, 43-71, Madrid.
- GARCÍA DE FIGUEROA, L. C. (1958): «Excursión geológica por el bloque del piélago (Toledo-Avila)». *Notas y Comunicaciones del IGME*, segundo trimestre, núm. 50, 75-93, Madrid.
- GARZÓN HEYDT, G., y LÓPEZ MARTÍNEZ, N. (1978): «Los roedores fósiles de Los Barros (Avila). Datación del Paleógeno continental del Sistema Central». *Estudios Geológicos*, vol. XXXIV, 571-575, CSIC, Madrid.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1923): «Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica». *Asoc. Española para el Progreso de las Ciencias*, Congreso de Salamanca, II, 119-134, Madrid.
- JIMÉNEZ FUENTES, E. (1977): «Presencia de una fase de fracturación y de una discordancia preluteciense en el Paleógeno de Salamanca». *Estudios Geológicos*, vol. XXXI, núms. 5-6, 615-624.
- LÓPEZ VERA, F., y PEDRAZA GILSANZ, J. de (1976): «Síntesis geomorfológica de la cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid». *Estudios Geológicos*, vol. 34 (5), 499-508.

- MARTÍN ESCORZA, C. (1976): «Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del basamento de la fosa del Tajo». *Estudios Geológicos*, vol. 35 (5), 509-522.
- PARGA PONDAL, J. R. (1969): «Sistemas de fracturación tardihercínica del macizo hespérico». *Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage*, núm. 37, Lage (La Coruña).
- PEDRAZA, J. de (1971-73): «Estudio geomorfológico del extremo oriental de la cadena de San Vicente-Peña de Cenicientos». Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias, Univ. Comp. Madrid (noviembre 1971). Resumen publicado en el *Boletín Geológico y Minero del IGME*, tomo LXXXIV-I, 1-14, Madrid.
- (1976): «Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche (Sistema Central español). La depresión de Aldea del Fresno-Almorox». *Boletín Geol. y Minero*, t. LXXXVIII-I, 1-12, IGME, Madrid.
- (1978): *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central español)*. Tesis doctoral, Facultad Ciencias Geol., Univ. Complut. Madrid, junio 1978.
- PEINADO MORENO, M. (1973): *Evolución metamórfica en el macizo de El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central español)*. Tesis doctoral, Facultad Ciencias Universidad Complutense, Madrid.
- PENK, W. (1972): *Morphological Analysis of Landforms a contribution to Physical Geology* (reedición). P. C. Hafner, Nueva York (edic. inglesa del original publicado en 1923).
- PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1981): *Neogeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo*. Tesis doctoral, Fac. Ciencias Geológicas, Univ. Complutense, Madrid, tomos I y II (memoria).
- ROYO Y GÓMEZ, J. (1922): «El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica». *Mem. núm. 30 de la Com. de Invest. Paleont. y Prehis.*, Junta para la Ampliación de Estudios, Madrid.
- (1934): «Sobre la tectónica de los aluviales dados anteriormente como diluviales». Comunicación presentada en la R. S. E. H. N., sesión de 10 de enero de 1934. *Bol. Real. S. Esp. Historia Natural*, tomo XXXIV, 82, Madrid.
- SCHWENZNER, J. E. (1936): «Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes». *Geographische Abhandlungen*, Heft 10, Stuttgart. Ref. a la traducción de C. VIDAL BOX, en el *Bol. R. S. E. de Hist. Natural*, vol. XIV, 1943.
- SOLÉ SABARIS, L., y LLOPIS LLADO, N. (col.) (1952): *Geografía física de España*, tomo I de la *Geografía de España y Portugal*, de Manuel TERÁN (coordina.), 500 págs., Montaner y Simón, S. A., Barcelona.
- UBANELL, A. G. (1976): «Los diques aplíticos de Almorox-Navamorcuende (Sistema Central español) en relación con los "decrochements" dextrales tardihercínicos». *Comunica. del Serv. Geol. de Portugal*, núm. 60, 53-68, Lisboa.
- (1980): *Estudio de la fracturación en un segmento del Sistema Central español*. Tesis doctoral, Fac. de C. Geológicas, Univ. Complutense de Madrid.

- UBANELL, A. G.; GARZÓN, G.; DE LA PEÑA, J. A.; BUSTILLO, A., y MARFIL, R. (1978): «Estudio de procesos de alteración hidrotermal en rocas graníticas y sedimentarias (provincia de Avila). *Estudios Geológicos*, volumen XXXIV-2, 151-160.
- VIDAL Box, C. (1942): «La línea morfotectónica de la sierra de Guadarrama». *Bol. de la R. S. E. Historia Natural*, tomo XL, 117-132.