

RASGOS GEOMORFOLOGICOS DEL CONTACTO ENTRE LA CORDILLERA IBERICA Y LA DEPRESION DEL EBRO

(Sector aragonés)

P O R

M.^a Jesús IBÁÑEZ, Francisco PELLICER y Luis Miguel YETANO*

El objetivo fundamental de este trabajo se orienta a determinar los tipos de contacto más representativos entre dos grandes unidades morfoestructurales, Cordillera Ibérica y Depresión del Ebro, así como a analizar el tipo de formas resultantes de la evolución geomorgológica de dicho contacto.

Considerado en conjunto, el contacto entre ambas unidades es claramente tectónico, realizándose a través de una línea de fractura compleja y múltiple, parcialmente fosilizada por el terciario marginal del Ebro, y que responde a una falla de zócalo, la "noribérica" (VIALLAR, 1979; ALVARO, CAPOTE y VEGAS, 1981), respuesta al movimiento opuesto de los bloques de la Ibérica y del Ebro. A escala local, dicho contacto presenta sin embargo aspectos muy diversos de unos sectores a otros, en función no sólo del valor de la desnivelación tectónica o del tipo de falla que caracteriza al contacto, sino también de que éste se establezca directamente con las series paleozoicas ibéricas o a través de la cobertera mesozoica. Por otra parte, a la diversidad sectorial contribuye el hecho de que el contacto tectónico se halle o no transgredido por los materiales detríticos neógenos del borde sur de la Depresión del Ebro.

A partir de este contacto, la evolución postectónica ha generado unas formas típicas de piedemonte, glacia, cuya cronología inicial varía según los sectores, pero cuyos niveles más altos cabe incluirlos en la transición Terciario-Cuaternario o en el Cuaternario antiguo.

El estudio se circunscribe al sector oriental y central de la Cordillera Ibérica, coincidiendo prácticamente con el ámbito aragonés de la misma, y en la que como punto de partida pueden diferenciarse tres grandes tramos: 1), sierras del Moncayo; 2), sierras paleozoicas centrales, y 3), serranías bajoaragonesas.

* Departamento de Geografía. Universidad de Zaragoza.

I. SIERRAS DEL MONCAYO

Entre el Jalón y el Moncayo distinguimos dos sectores definidos por dos tipos de contacto estructural: el del Moncayo, cuyo rasgo fundamental es la gran falla cabalgante del flanco norte del macizo, y el de los llanos de Plasencia, ligados éstos a la transgresión del terciario sobre las deformaciones sinclínicas del eje de Tabuena.

1. *El contacto por fractura en el macizo del Moncayo*

El flanco norte del anticlinal disimétrico del Moncayo, cabalga a través de una falla inversa, sobre el sinclinal adyacente de Litago. El importante accidente tectónico puede seguirse a lo largo de 20 Kms. entre Vozmediano y Talamantes. En buena parte de su recorrido, la fractura permanece oculta bajo un manto de derrubios postpontieneses; su reconocimiento es factible, sin embargo, en las profundas gargantas labradas por los ríos Queiles y Huecha, y el barranco de Valdeherrera.

Al norte de Vozmediano, en las inmediaciones del pueblo, puede verse un corte expresivo y de gran interés para trazar los rasgos de la evolución geomorfológica de la región. En el profundo tajo excavado por el río Queiles, a 1.000 m. de las vertientes del Moncayo, se distinguen tres secuencias:

- En la base del mesozoico plegado y fallado, constituido por niveles calcáreos jurásicos y formaciones detríticas del Cretácico inferior, facies "Weald". El conjunto acusa una fuerte tectonización; la disposición de las capas queda desfigurada, por niveles brechoides en posición vertical, asociados a una red de diaclasas y fallas.
- La serie mesozoica está truncada por una superficie de discordancia, sobre la que yacen subhorizontales niveles de conglomerados poligénicos y heterométricos, cuya sedimentación iniciada en el Aquitaniense se prolongó hasta el Vindobondiense-Pontiense (IGME, 1977).
- Un depósito de cantos silíceos, posiblemente Villafranquienses (MENSUA y PELLICER, 1980), corona las cumbres aplanadas de los interfluvios.

Queda bien patente que las fracturas afectan exclusivamente en este sector, a la unidad mesozoica, sin tener repercusión en las series superiores. La fractura se considera, por tanto, preaquitaniense.

En el tramo entre San Martín y Litago, la dislocación tectónica alcanza su máximo desarrollo, de modo que el Buntsandstein cabalga sobre el cretácico inferior (RICHTER, 1956). El accidente está fosilizado por deformaciones detríticas de piedemonte; a pesar de ello, puede reconocerse por la presencia de niveles miloníticos en el sustrato, aflorante en las laderas de los barrancos, a unos 1.000 m. del pie de la montaña.

Al sur de Añón, entre el pueblo y el barranco de Morana, se observa cómo el labio levantado, constituido por areniscas y dolomias triásicas, cobija

formaciones más recientes de calizas y areniscas calcáreas jurásico-cretácicas (figura 1).

En Talamantes el eje positivo dibuja un "collado anticlinal", entre el braquianticlinal del Moncayo y el domo de la Tonda, que es aprovechado por un cinturón de calizas dolomíticas infraliásicas; la formación calcárea ciñe con un estilo de cobertera el núcleo paleozoico revestido de areniscas del

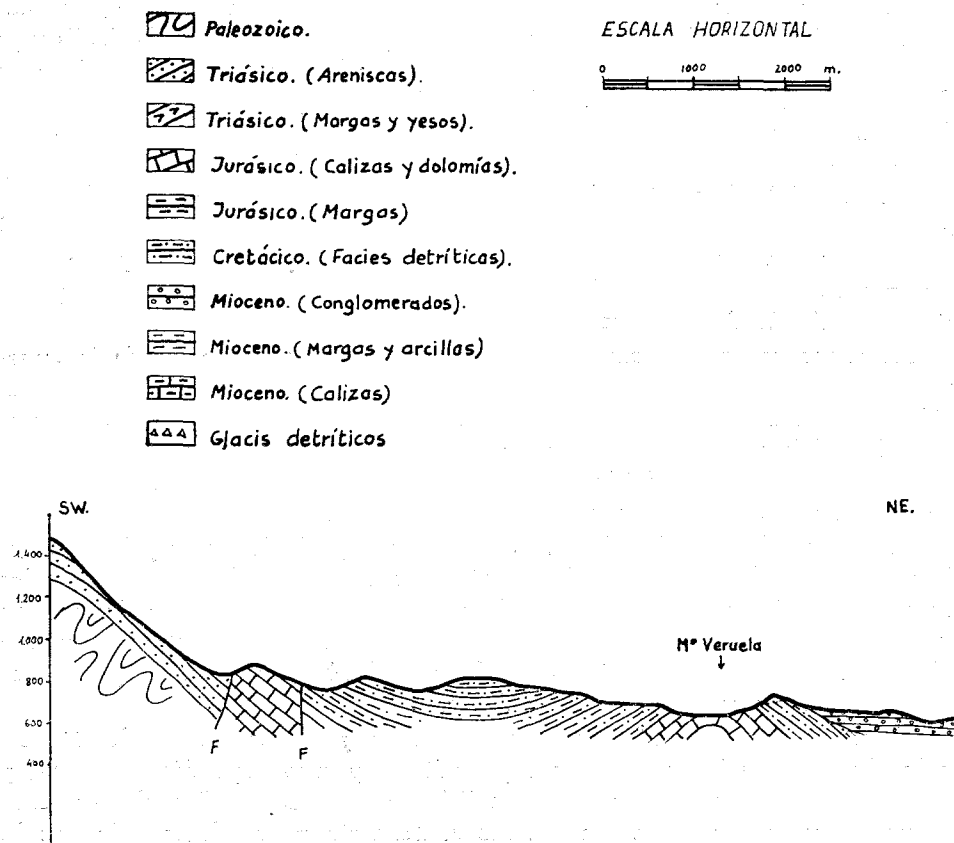


Fig. 1. Sierra del Moncayo - Veruela.

Buntsandstein. El contacto, observable en el cerro del Castillo, se resuelve por cabalgamiento del conjunto descrito sobre calizas y margas oscuras del Jurásico medio.

La falla del Moncayo desaparece algunos Kms. al sureste, en la Balsa de Valdeserrano, bajo una formación de conglomerados y arcillas fuertemente rubefactados, atribuibles al Mioceno.

Las series jurásico-cretácicas del labio cabalgado forman un sinclinal poco pronunciado, cuyo flanco occidental presenta fallas de distensión y diaclasas paralelas a la fractura principal.

A lo largo de estos cortes, hemos observado cómo el retroceso del frente de falla mantiene una estrecha relación con el volumen de la sierra. Efectivamente, en el tramo Añón-Vozmediano, donde se alcanza el máximo desarrollo estructural, el frente de falla ha retrocedido entre 1.000-1.500 m., mientras que en Talamantes, la falla marca el límite entre montaña y depresión.

Desde el punto de vista del modelado del piedemonte es conveniente individualizar el piedemonte inmediato del Moncayo del talamantino. En el primero entre el río Queiles y el Huecha se escalonan dos niveles de glacis entre los 1.100 m. de la base de la montaña y la depresión de la Valluenga (700 m.), cerrada hacia el valle del Ebro por la barrera estructural de la Ciezma. El nivel superior es un glacis de derrame que presenta una cubierta detrítica de espesor variable y acusada heterometría. Se ha interpretado como un retoque villafranquiense de la banqueta erosiva finipontiense (MENSUA y PELLICER, 1980). El glacis inferior, igualmente detrítico, muestra en los cantos una homometría y grado de esfericidad acusado; se halla separado del anterior por un escarpe regularizado de 40 a 60 m. y colgado respecto a las terrazas del Huecha y del Queiles; lo consideramos inmediatamente posterior al glacis villafranquiense.

En el piedemonte talamantino, al este del río Huecha, se pierde la jerarquización cronológica ordenada del tramo del Moncayo; el nivel más extendido lo constituye una superficie de denudación (Las Hoyas-Paretazas), desarrollada indiferentemente sobre series jurásicas o miocenas, profusamente incididas por una red dendrítica de barrancos, de la que sobresalen algunos relieves residuales paraapalachenses de rocas más duras.

Forma un plano inclinado entre los 840 m. (Valdeherrera) y los 750 m. (Estella), acuñado en la superficie finipontiense, localizada a 900 m. de los Cocones y a 800 m. en la Muela de Borja. A su vez se encuentra dominando en altura la terraza IV del Huecha (615 m.). Por lo tanto este piedemonte talamantino es isocrónico al nivel inferior del Moncayo con el que enlaza topográficamente en los parajes de Veruela.

Al sur de Alcalá de Moncayo, entre Morana y el Barranco de los Moros, se localiza un glacis detrítico de topografía muy suave (pendiente 2,1 %) y bien conservada, encajado en la superficie de Las Hoyas. Cronológicamente ha sido considerado como plenamente cuaternario y correlacionable con la T. IV del Huecha.

2. *El contacto transgresivo de los llanos de Plasencia*

El anticlinorio de Tabuena, avanzadilla de las sierras ibéricas hacia el Ebro, interrumpe el contacto lineal sierra-depresión, tan nítido en los somontanos de Tarazona y Cariñena. Su estructura repite en menor escala la del Moncayo; el flanco oeste buza muy tendido y se integra en el sinclinal adyacente de Litago, donde se alojan manchones más o menos amplios de Mioceno. Como en el Moncayo, la mayor intensidad del alzamiento y empuje ha tenido lugar en el extremo noroeste y decrece paulatinamente hacia el

éste; sin embargo el menor desarrollo estructural del eje de Tabuena, se ha traducido en unas características geomorfológicas diferentes. Las series mesozoicas de la cobertera han sido desmanteladas en gran parte y el núcleo paleozoico emerge exento, circundado por un doble anillo de areniscas rojas del Buntsandstein y calizas jurásicas.

En el sector septentrional, el núcleo paleozoico aflorante se sumerge, acompañado de fracturas, bajo formaciones conglomeráticas del terciario superior.

En el extremo sureste, las unidades de la cobertera mesozoica forman orlas, a modo de guirnaldas, que siguen el dibujo sinuoso del cierre periclinal complejo, hasta enlazar por el suroeste con los afloramientos jurásicos de la sierra de Ricla.

El terciario marginal de la depresión ha invadido en buena parte las estructuras precedentes, con formaciones de pequeña potencia. La discordancia, a escasos metros de la superficie, bisela con un ángulo muy débil las capas del sustrato que logra aflorar en numerosas ocasiones al sur de la línea Fuendejalón-Epila. Todo parece indicar que la cobertera terciaria está fosilizando una estructura, determinada por el hundimiento de dovelas del zócalo, al que se adaptan de forma desigual, las series del subasamento mesozoico. Una de las principales coincide con la mencionada línea Fuendejalón-Epila que marca la desaparición absoluta de los afloramientos mesozoicos hacia el norte. Este contacto transgresivo puede observarse en una serie de puntos.

Al sur del término municipal de Ambel en el paraje conocido como La Torre, el barranco de la Peñezuela atraviesa en angostos meandros, el extremo norte de la sierra. En las abruptas vertientes se reconoce la estructura paleo-mesozoica descrita, con niveles miloníticos en el flanco norte y fosilización discordante del conjunto por conglomerados terciarios horizontales.

En el interfluvio entre los barrancos de Huechaseca y el Molino (sector del Belloncico), se observa que a 100 m. de las cuarcitas paleozoicas del Bollón, afloran bancos subhorizontales de dolomías oscuras del Muschelkalk, do-

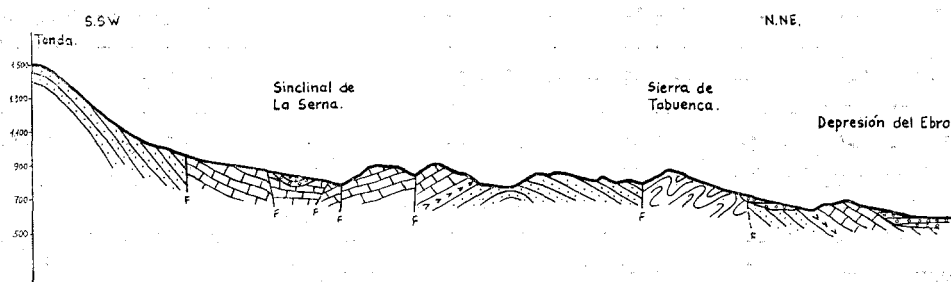


Fig. 2. Tonda - Huechaseca.

minando 15 ó 20 m. sobre los relieves circundantes. Hacia el este se reconocen en sucesión estratigráfica normal el Keuper yesoso y las calizas dolomíticas de la base del Lias. No es posible constatar el Buntsandstein, sin duda oculto bajo las formaciones cuaternarias que enmascaran el contacto. No obs-

tante, la disposición ligeramente tendida del Muschelkalk, nos impide aceptar íntegramente la interpretación de RICHTER (1956) quien considera que "la rama oriental buza subvertical hacia el N.E., y en varios puntos aparece cobijada por el paleozoico del núcleo", creemos más bien que se trata de una falla normal que gradualmente pierde su importancia y llega a desaparecer en el sector sureste (figura 2).

El terciario en este tramo presenta en detalle un contorno muy sinuoso, debido a la exhumación parcial de los relieves mesozoicos. Durante el Mioceno, la cumbre del relleno de la cuenca terciaria se yuxtaponía al zócalo.

Por último, en el sector del Lado de Rodanas, al sur del barranco de Rané, el terciario conglomerático desborda los límites de la depresión triásica de Tabuena y el corredor de los llanos de Don Juan hasta enlazar, de forma discontinua, con la depresión terciaria de La Monesa e islotes de La Serna, alojadas a lo largo del eje sinclinal adyacente a La Tonda.

Es preciso el afloramiento de las calizas liásicas para recuperar el carácter de sierra. Las elevaciones forman un doble arco periclinal en forma de yugo, con buzamientos suaves hacia la depresión, que sobresalen apenas 100 m. de la fosilización transgresiva terciaria.

En resumen, el eje estructural de Tabuena por su menor desarrollo estructural, apenas emergió de las aguas del lago terciario, siendo sepultado bajo los sedimentos miocenos. La recuperación de su carácter montañoso es debida a los procesos de ablación postpontiense.

La estructura del anticlinal de Tabuena, afectada por procesos de erosión selectiva, ha sido escindida en dos sierras: La Nava Alta sobre calizas jurásicas y el Bollón sobre cuarcitas y pizarras paleozoicas; separadas por una depresión labrada en las series relativamente blandas del Buntsandstein y abierta por el sureste. Las vertientes nororientales del Bollón enlazan a través de concavidad basal con amplios glacis detríticos de derrame, constituidos por cantos angulosos silíceos. En planta forman grandes abanicos, desarrollados indistintamente sobre el mesozoico y el terciario con vértice en el punto de salida de los profundos barrancos serranos al llano. El sustrato jurásico aflora en numerosos puntos nivelado con la cubierta detrítica o formando cúpulas desvaídas que no sobrepasan los 20 m. de desnivel relativo.

En el flanco oeste se han desarrollado nivelaciones erosivas subestructurales en el Jurásico y glacis detríticos en las pequeñas depresiones terciarias (PELLICER, 1981) que establecen un corredor desde La Serna (Talamantes), por la Monesa (Tierga) hasta los Llanos de Don Juan (Riela).

Al sur del barranco de Rané, los relieves residuales del Bollón desaparecen y con ellos los altos glacis silíceos. Las serrezuelas calcáreas del Lado de Rodanas y los Picarros de Riela, son relieves en cuesta definidos por una vertiente oeste de cornisa vertical y talud cóncavo, y vertiente este, estructural, identificada como reverso de relieve monoclinal. El relieve actual se debe al rejuvenecimiento y exhumación llevada a cabo por la erosión postmiocena. En los reversos y sobre la cobertera terciaria que parcialmente los fosiliza, se ha elaborado una nueva generación de glacis mixtos de tipo colu-

vial que aguas abajo, enlazan con la terraza III del Jalón; su cubierta detrítica constituida por gravas angulosas muy homométricas, presenta en los horizontes superiores un fuerte encostramiento (MENSUA et al., 1979). De la perfecta rampa emergen algunos cerros, en lomo de ballena, cuyo nivel de cumbres parece indicar una génesis policíclica.

Puede así concluirse que en el contacto de la depresión del Ebro con las sierras ibéricas comprendidas entre el Jalón y el Moncayo, se ha elaborado un piedemonte complejo cuya forma más típica de modelado son los glacis; su tipología es muy diversa según los sectores.

Los agentes erosivos actuaron durante el Plioceno y Cuaternario, sobre la primitiva superficie de relleno pontiense que en algunos puntos, como la base del Moncayo o La Serna (al este de Talamantes), enlazaba topográficamente con banquetas erosivas de escaso desarrollo espacial. En ella se encajaron y elaboraron sucesivos niveles de glacis que hemos tratado de relacionar en función de su posición relativa, referida a la superficie de colmatación de la cuenca y a las terrazas fluviales, y por sus características morfométricas y espectro petrográfico.

II. EL SECTOR DE LAS SIERRAS PALEOZOICAS CENTRALES

Presenta éste la singularidad de que el contacto se produce directamente entre el zócalo paleozoico y el terciario del Ebro, haciendo aparición sólo en puntos muy concretos la cobertera mesozoica. Dicho paleozoico, constituido por afloramientos que van del Cámbrico inferior al Devónico inferior, se caracteriza por una litología monótona, con predominio de cuarcitas y pizarras, y por un dispositivo estructural en horsts tectónicos sobreelevados por encima del terciario de la depresión. No obstante, esta aparente sencillez tectónico-estructural se complica por la interferencia de líneas de fractura de distinta orientación, unas, las principales de dirección noroeste-sureste, y otras transversales entre las que predomina la dirección nor-noroeste-sur-sureste e incluso direcciones de componente más norteña. Las fallas principales, cabalgantes en muchos casos, imponen a los horsts paleozoicos un aspecto disimétrico, que se traduce en pendientes topográficas más suaves hacia el suroeste y escarpes abruptos al noreste.

Aunque este sector presenta unidad a escala regional, es interesante distinguir en él tres tramos a partir de una serie de matices diferenciadores en el tipo de contacto cordillera-depresión.

1. *El contacto por fractura al oeste de Paniza*

Cordillera Ibérica y Depresión del Ebro presentan en este tramo un contacto muy brusco, que se expresa en un abrupto topográfico de 400-500 m. de desnivel y rígidamente alineado de noroeste a sureste. Tanto la nitidez del contacto como el modelado general del escarpe indican la estrecha relación entre este contacto y una tectónica de fractura.

Sin embargo, dos excepciones se presentan en este sector. Por una parte, entre el Jalón y Alpartir, en donde la presencia de una cobertura mesozoica, continuación de la de Ricla, interrumpe la linealidad del escarpe paleozoico; la desaparición de la cobertura mesozoica, que no vuelve a aflorar hasta Paniza, se debe a la presencia de una falla transversal al oeste de Alpartir, perpendicular a las fracturas fundamentales de la Ibérica.

La segunda excepción aparece en el sector de Encinacorba, en donde si bien el contacto principal está dirigido por la tectónica de fractura, los condicionantes erosivos han ejercido una importante influencia. Estos se traducen en la existencia de "golfos" que penetran en el abrupto montañoso habiéndole hecho retroceder. Su ubicación está en relación con fracturas secundarias de dirección nor-noreste-sur-suroeste, a la vez que el predominio en este sector de afloramientos de pizarras ha permitido la génesis de un nivel generalizado de erosión bien desarrollado, y que en el caso de Encinacorba ha condicionado la conexión del "golfo" con el nivel erosivo de Mainar y la superficie estructural de Campo Romanos a través del collado de Paniza.

En conjunto puede afirmarse que al este de Paniza el contacto cordillera-depresión está claramente condicionado por la tectónica, aunque con los matices diferenciadores apuntados, los cuales se van a reflejar en el modelado de las vertientes. En éstas cabe distinguir las vertientes con cornisa y talud, vertientes estructurales, de los relieves en cuesta al oeste de Alpartir, de las de la sierra de Algairén, regularizadas y con escasos depósitos superficiales, e interrumpidas ocasionalmente por barras cuarcíticas. En el sector de Encinacorba hay también predominio de vertientes regularizadas, pero la incisión lineal es más abundante y los barrancos pasan pronto a un perfil de fondo plano; por otra parte la presencia de depósitos de ladera es sensiblemente mayor; así mismo las barras que interrumpen la regularidad de las vertientes son menos numerosas.

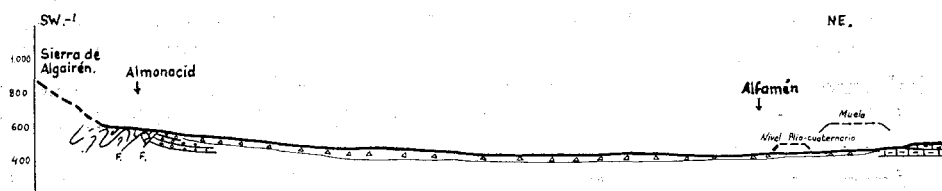


Fig. 3. Almonacid - Alfamén.

El piedemonte de las sierras paleozoicas al oeste de Paniza está modelado en un extenso glacis (figura 3), que se enraiza en torno a los 500 m. en el sector noroeste (Alpartir) y a los 600 m. en el sureste (Cariñena); glacis que posee una pendiente transversal hacia el Jalón donde conecta con las terrazas bajas del mismo. Por otra parte, este glacis queda encajado unos 80 m. por debajo de unos depósitos localizados en colinas de límites imprecisos y caracterizados por un material de tipo raña, es decir, con cantos cuarcíticos desgastados y heterométricos empastados en una abundante matriz arcillosa. De-

pósito que ha sido considerado como plio-cuaternario. Este hecho, así como la relación del glacis con los niveles aluviales del Jalón, nos hace pensar que la elaboración del piedemonte actual se realizó en lo esencial durante el cuaternario medio.

2. *El sector Paniza-Herrera de los Navarros*

En este tramo el paleozoico se hunde por flexión por debajo de los materiales de la cobertera mesozoica, los cuales a su vez son fosilizados transgresivamente por el terciario marginal de la depresión del Ebro. Hacia el este el mesozoico aflora parcialmente, por exhumación, en las estructuras anticlinales de Muel, Mezalocha y Aguilón, cuyas cumbres (700-800 m.) presentan un cepillado erosivo que empalma topográficamente con el nivel de erosión-relleno del margen serrano ibérico.

El contacto en este sector viene dado por las series calcáreas y conglomeráticas del Muchelkalk y del Buntsandstein que forman una cuesta delimitando una depresión subsecuente de contacto; las restantes series mesozoicas aflorantes se hallan plegadas en agudos anticlinales y sinclinales más amplios.

Todo el conjunto mesozoico presenta un nivel de arrasamiento general, cuyas huellas se hallan en el cepillado de las crestas, generándose así un relieve paraapalachense. Este nivel de arrasamiento enlaza topográficamente con las calizas finimiocenas de la plataforma de Santa Bárbara (800 m.). Esto nos induce a pensar que lo fundamental del dispositivo de contacto entre la cordillera y la depresión estaba modelado a finales del Mioceno.

En las proximidades la Huerva atraviesa la cordillera a través de un collado que se corresponde con el nivel general de arrasamiento antes citado y con arrasamientos en otros sectores, correspondiendo a los que denominamos "superficie de erosión en collados", a partir del cual la Huerva atraviesa la sierra y organiza la red fluvial, provocando los consiguientes fenómenos de erosión diferencial y exhumación de los relieves mesozoicos.

3. *Sector Herrera de los Navarros-Monforte de Moyuela*

Como en el caso anterior el paleozoico de la sierra de Herrera se hunde por flexión en la depresión del Ebro, pero es transgredido directamente por el terciario superior conglomerático de margen de depresión. El contacto topográfico es brusco en las proximidades del pico de Herrera, con ruptura de pendiente nítida, mientras que hacia el sureste (Monforte de Moyuela) se pasa insensiblemente de las series terciarias a las paleozoicas. Este dispositivo se refleja en el tipo de vertientes; en Herrera son subestructurales, aprovechando los abundantes bancos cuarcíticos, mientras que hacia el sureste predominan las vertientes regularizadas, en relación con una mayor presencia de pizarras, lo que condiciona que los depósitos de vertiente, aunque escasos, son también más abundantes.

En cuanto al piedemonte, formado por un relleno terciario conglomerático, se halla remodelado en glacis, particularmente bien desarrollados en el sector de Moyuela y al pie del pico de Herrera (figura 4), en donde se enraizan entre los 800 y 1.000 m. Estos glacis, los más altos del sector central del contacto, se consideran como plio-cuaternarios, encajándose por debajo niveles inferiores y las terrazas de los ríos Cámaras y Moyuela. En sus rasgos geomorfológicos fundamentales este sector de contacto parece diseñado a finales del Plioceno.

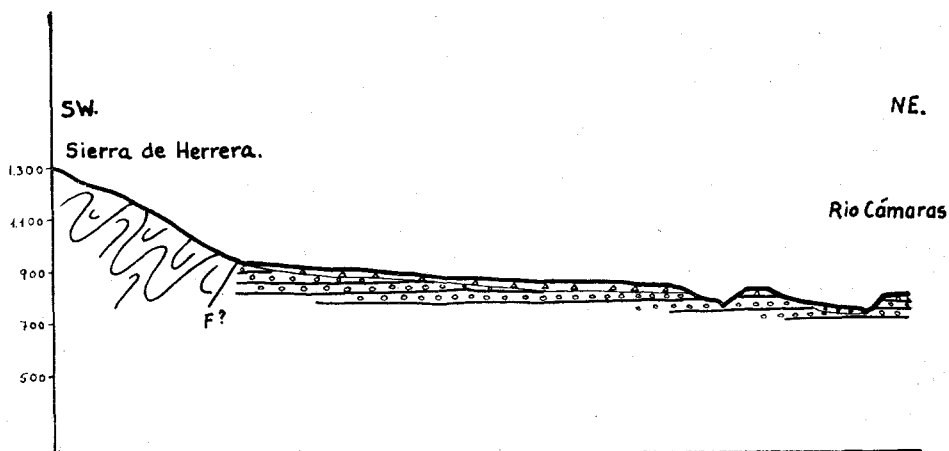


Fig. 4 . Herrera - Cámaras .

III. EL SECTOR SURORIENTAL: LAS SERRANÍAS BAJOARAGONESAS

Al este de la cuenca del río Moyuela, el contacto de la Cordillera Ibérica con la depresión del Ebro presenta una doble característica. Por una parte están ausentes los afloramientos paleozoicos, dominantes en los sectores anteriormente descritos, de manera que en todo el sector bajoaragonés el contacto se realiza entre series terciarias y mesozoicas. Por otra parte, el carácter progresivo del contacto topográfico es un hecho que se traduce en un ascenso paulatino entre los 700-900 m. de las serranías ibéricas septentrionales (sierras de Arcos-Calanda) y los 1.500 m. que alcanzan las altas tierras turo-lenses de la Sierra de San Just y su continuidad oriental. Falta así en el contacto la desnivelación brusca que entre montaña y depresión se constata en el sector del Moncayo o en las alineaciones paleozoicas centrales de Algairén y Herrera; e incluso en muchos casos el frente calcáreo de las sierras del Bajo Aragón se halla fosilizado por el terciario del Ebro, lo que contribuye aún más a atenuar el contraste topográfico entre las dos unidades mencionadas.

Independientemente del factor topográfico, el tipo de contacto dominante en este sector es por fractura o hundimiento de las estructuras mesozoicas del

frente de la Ibérica, pudiéndose definir como un tipo de contacto tectónico-transgresivo, ya que sectorialmente las líneas de contacto tectónicas se hallan transgredidas por los materiales detríticos del borde de depresión, los cuales llegan a conectar con el terciario que colmata las cubetas intramontañosas ibéricas con el caso de la depresión de Andorra. Solamente al norte de Muniesa el contacto debe considerarse como transgresivo, lo que se traduce en una ausencia de linealidad en el mismo.

1. El contacto transgresivo en el sector de Moneva

En el extremo noroccidental de las sierras bajoaragonesas el límite entre los materiales terciarios del Ebro y los afloramientos jurásicos integrantes de las series ibéricas presenta una marcada sinuosidad, debido a que los laxos pliegues calcáreos de Agudo-Justatorio, alienados con tendencia norte-sur contraria a la dominante en este ámbito ibérico, se inflexionan bajo el terciario fosilizante nivelados erosivamente. Aun cuando no se descarta la posible existencia de líneas de fracturación marginales, la falta de linealidad en el contacto, la frecuente fosilización de estructuras mesozoicas en este sector, tal como el domo de Moneva, y la ausencia de un abrupto efectivo entre las series del terciario y las que constituyen la avanzadilla de las estructuras de la Ibérica, nos induce a considerar dicho contacto como transgresivo.

Desde el punto de vista morfotopográfico el contacto se establece pues a través de una franja mesozoico-terciaria, sin desnivelaciones importantes, salvo las que derivan de la incisión de la red actual, y relacionada con una compleja evolución post-alpina que desembocó en la génesis de una superficie de erosión-relleno que hacia el sur se extiende ampliamente en dominio ibérico, y que constituye un nivel de piedemonte (IBÁÑEZ, 1976; PAILHE, 1982) respecto al más importante abrupto serrano de esta zona ubicado en las sierras turolenses meridionales y cuyo mejor exponente es la de San Just.

Esta superficie de piedemonte constituye el nivel inicial de la evolución cuaternaria en este sector, siendo su edad finimiocena, tal como puede dedu-

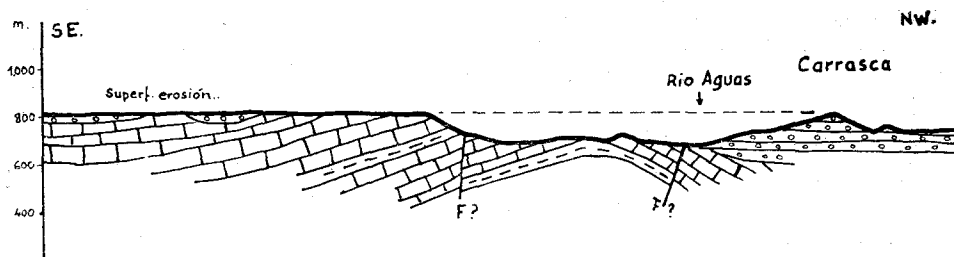


Fig. 5 SE. Moneva.

cirse de su conexión espacial con las series terciarias, tanto del Ebro como de la depresión de Muniesa, datadas como Aqutaniense-Vindoboniense

(IGME, Mapa de Síntesis 1.200.00, núm. 40, 1970). No obstante, dicha superficie ha podido ser retocada en etapas más recientes del terciario, lo que concordaría con la edad pliocena atribuida a otros piedemontes próximos, como el de Monforte-Loscos (YETANO, 1980). Localizada a una altitud media de 825-850 m. en el sector sur y este de Moneva, aun cuando puede alcanzar los 900 m. en las estribaciones de Cucutas y rebasarlos hacia el sur, el nivel erosivo se halla muy bien conservado allá donde afloran las calizas y dolomías del Jurásico, como en los parajes de Justatorio o Cantera, en donde sólo la actividad erosiva del río Aguas Vivas o del barranco del Reguero han disecado linealmente la superficie o explotado el contacto estratigráfico entre mesozoico y terciario (figura 5).

Las formas de relieve que caracterizan el terciario marginal del Ebro en la zona próxima al contacto pueden ser calificadas como de "banales", en el sentido de que, faltando aquí el modelado en glaciares, el más general en áreas próximas, dichas formas no pueden ser consideradas como estructurales, dado sobre todo el tipo de materiales terciarios alternantes en la vertical, conglomerados o areniscas con potentes niveles de arcillas, cuya disposición no ha favorecido la génesis de plataformas y cerros con cornisa y talud bien definidos. En consecuencia, el paisaje se resuelve en una serie de relieves interfluviales poco representativos estructuralmente, y fuertemente evolucionados por una red de barrancos, muchos de ellos de fondo plano, que han provocado una notable disección de las vertientes. A ello responden los relieves de Carrasca-El Ginebral, o los marginales de Cuesta Blanca, de altitud similar o ligeramente inferior al del referido nivel erosivo.

2. *El contacto lineal por fractura en el sector Sierra de Arcos-Ginebrosa*

Es el tipo de contacto más frecuente en el frente ibérico bajoaragonés; responde a un tipo de contacto tectónico, sólo parcialmente transgredido, que refleja el mecanismo subsiguiente de la depresión del Ebro, y que va acompañado bien por flexiones violentas de los flancos norte de los anticlinales, bien, en la mayor parte de los casos, por deformaciones disruptivas de los pliegues mesozoicos marginales. Se trata en consecuencia de un contacto mucho más nítido que el anteriormente considerado, si bien las desnivelaciones topográficas existentes entre la unidad ibérica y la del Ebro no son importantes, oscilando entre los 50 y 250 m.

Los frentes septentrionales de las sierras de Arcos, Andorra, Calanda y Ginebrosa son todos ellos buenos ejemplos de esta tipología, aun cuando puedan establecerse matices diferenciadores. Los rasgos comunes a estas sierras pueden sintetizarse en su identificación con pliegues anticlinales disimétricos cuyo flanco septentrional ha desaparecido por fractura, como en el caso del sector oriental de Arcos o la Ginebrosa, o ha sido laminado y reducido a una alineación subvertical como ocurre en la sierra de Calanda al oeste de la foz del Guadalope. Debido a este condicionante tectónico, desde el punto de vista

geomorfológico este frente ibérico queda en numerosos casos definido por un frente de cuesta armado en las calizas y dolomías jurásicas.

Este dispositivo morfotectónico se constata en diversos puntos de la alineación marginal ibérica. En la vertiente septentrional de la sierra de Arcos, al este del valle del río Martín, las series jurásicas cabalgan los materiales detríticos paleógenos en el mismo contacto con la depresión del Ebro. En Horca Llana al este de Andorra, las calizas y dolomías jurásicas del flanco sur del anticlinal, sobre una base de Keuper, se ponen directamente en contacto con el terciario subhorizontal del Ebro; y las mismas series mesozoicas cabalgan en Saso al terciario plegado o pinzado, tal como se observa en el barranco de las Balsas. Una deformación semejante, con fractura delimitando el contacto y provocando la inversión o laminación del flanco norte del pliegue, queda manifiesta en la sierra de Calanda, en donde el núcleo de Keuper ha sido excavado por el Guadalopillo y afluentes en un típico valle anticlinal.

Esta avanzadilla serrana de la Cordillera Ibérica desaparece en algunos puntos bajo los depósitos terciarios marginales, rompiéndose así la continuidad espacial del contacto tectónico. Este fenómeno es observable en el sector suroriental de Cerrada, en donde los niveles miocenos, que culminan a 796 m. de altitud, llegan a transgredir, las cuevas enmarcantes de la depresión del Ebro. En otros casos, el frente ibérico se hace discontinuo como consecuencia de inflexiones periclinales o de fracturas transversales que determinan el hundimiento lateral de los ejes; es el caso de las terminaciones de las sierras de Calanda o de Galga. Es precisamente a través de estos sectores por los que pudo establecerse la comunicación entre la cuenca del Ebro y las cuencas intramontañosas ibéricas al menos durante una buena parte del terciario, y lo que permite introducir localmente la noción de contacto transgresivo dentro de la definición general de contacto tectónico que caracteriza a este frente ibérico.

La evolución geomorfológica de este contacto ha desembocado en la génesis de unas formas de relieve entre las que, por su interés y extensión espacial, destacan los glaciares, enraizados bien en las franjas del terciario adosadas a dichas vertientes. Unos y otros constituyen amplias llanadas detríticas transicionales a la depresión del Ebro (IBÁÑEZ, 1976), fundamentalmente al pie de la sierra de Arcos y de las sierras de Cerero-Horca Llana.

De la margen norte de las sierras de Arcos-Cabezo Negro, cuyo escarpe de falla queda fosilizado en la base por el mioceno de Pontachuelo-sur de Fulla, arranca un sistema de glaciares genéticamente relacionados con fluencias cuaternarias hacia el sector endorreico de Balsas, al sur de Vinaceite, y el valle del río Martín. Este sistema se resuelve en dos niveles detríticos, con predominio de elementos calcáreos del mesozoico, mejor clasificados en el glaciar inferior debido a su desarrollo a partir de amplias vallonadas que han condicionado un transporte más selectivo del material, tal como se constata en el depósito incidido por el barranco de Pedro Gil. Dos niveles de glaciares se desarrollan también al este del río Martín, en los Llanos de la Chumilla

(figura 6), si bien aquí es el terciario conglomerático del sector Cerero-Horca Llana el que ha alimentado en gran parte la acumulación detrítica de los glaciares, muy poco disecados dada la escasa potencia incisiva de los barrancos afluentes al Regallo que drenan el área.

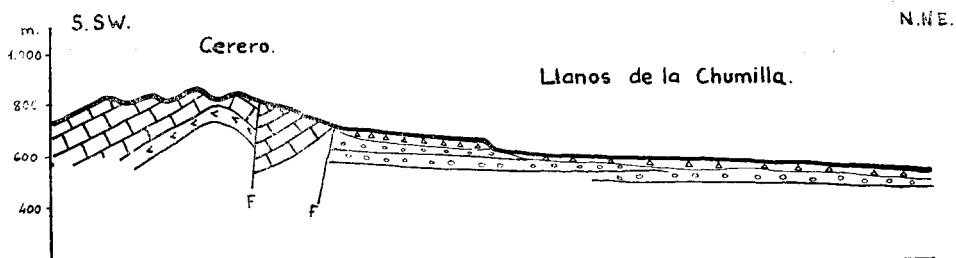


Fig. 6 . N. Andorra.

Pero más que una caracterización analítica de estos glaciares interesa aquí apuntar la estimación cronológica de estas formas del piedemonte ibérico, que permita englobarlas dentro de la evolución general del mismo. Aun cuando no es posible en el estado actual de las investigaciones determinar su edad absoluta, estos llanos detríticos se ubican cronológicamente entre finales de un cuaternario antiguo y comienzos de un cuaternario medio los glaciares del frente de Arcos, y en un cuaternario antiguo los de La Chumilla, dada su localización altitudinal por encima del nivel superior aluvial del río Martín que parece corresponderse con un cuaternario medio.

En conjunto se trataría de niveles cuaternarios elaborados a partir de la superficie de erosión-colmatación a la que anteriormente nos hemos referido en el sector próximo a Moneva, y que se continúa en el sector bajoaragonés, si bien sólo en vestigios aislados conservados en las cumbres decapitadas de los frentes anticlinales (Fuencelada, 820 m.; Fineruelo, 800-835 m.; Peña del Gato, 835 m.; Cerero, 836-857 m.) y en los altos niveles de relleno terciario intramontano cuyo ejemplo más significativo son las calizas de la muela de Montalvo (950 m.) datadas como Mioceno superior-Plioceno (I. G. M. E., 1974).

En el extremo oriental del frente ibérico aragonés el modelado en glaciares deja de tener primacía en el paisaje. Así, al pie de las sierras de Saso, Galga-Calanda y Ginebrosa, los conglomerados terciarios se disponen en plataformas estructurales subhorizontales, mal definidas, en sus escarpes, ligeramente basculadas y disecadas por una red de barrancos de fondo plano (Valdecomún, Val de Floro, Val del Estrecho) afluentes al arroyo Regallo, al área endorreica del norte de Calanda o al Guadalupe. Estas formas estructurales, que parcialmente fosilizan las series ibéricas, enmarcan en algunos casos depresiones erosivas longitudinales abiertas a partir de las líneas tectónicas de contacto, tal como ocurre al norte de la sierra de Saso o al norte de Galga (figura 7) en donde glaciares convergentes poco extensos modelan la depresión.

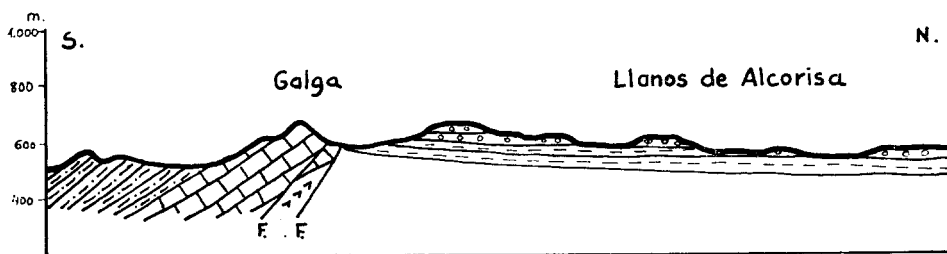


Fig. 7. W. de Calanda

En resumen, el contacto depresión del Ebro-cordillera Ibérica se realiza en este sector oriental a través de una línea tectónica de fractura, sectorialmente transgredida por los sedimentos terciarios de borde de cuenca, que sin embargo no ha llegado a imprimir la abruptuosidad topográfica que caracteriza los sectores del Moncayo o de las sierras paleozoicas centrales. Precisamente el menor valor topográfico-tectónico que aquí presenta el accidente ibérico pudo permitir la elaboración de la superficie de erosión-relleno, nítida en la zona suoriental de Moneva, y a partir de la cual, durante el terciario final-cuaternario, se han puesto de nuevo en valor las estructuras ibéricas de la franja de contacto.

CONCLUSIONES

El contacto entre la depresión del Ebro y la Cordillera Ibérica se realiza fundamentalmente a través de una deformación tectónica de fractura o flexión, sólo sectorialmente transgredida, que hunde bajo el terciario del Ebro las series mesozoicas y paleozoicas que sin embargo emergen del neógeno discordante en algunos puntos (Mezalocha, Belchite o Puig Moreno). Esta deformación, ligada a las pulsaciones alpinas, es la responsable del contraste cordillera-depresión, hallándose en una fase muy avanzada de evolución por una serie de hechos tales como retroceso del frente de tectonización, fenómenos de exhumación y modelados cuaternarios.

Con posterioridad a la tectónica alpina en la zona de contacto son reconocibles varias fases evolutivas que en síntesis son:

— fase finiterciaria, que en el sector occidental produce la nivelación del sinclinal de la Serna (suroeste de Talamantes) y la banqueta erosiva del Moncayo; fenómenos sincrónicos a la génesis de la superficie de erosión de collados y del cepillado de las cumbres mesozoicas en el sector central. En el ámbito bajoaragonés se elabora durante esta fase la superficie de erosión-relleno.

— fase plio-cuaternaria, que se inicia a partir de una superficie de contacto generalizada entre los 850-1.000 m. de altitud, según los sectores. Las consecuencias geomorfológicas de esta fase cabe resumirlas en retoques erosivos

de las nivelaciones anteriores, génesis de glacis y procesos de exhumación. Al pie del Moncayo se forman los dos niveles de glacis que remodelan la banqueta finiterciaria, separados entre sí unos 40 m. y desvinculados de las formaciones claramente cuaternarias sobre las que destacan 50 m. La misma cronología corresponde a los glacis Herrera y Plenas en el sector central. Sincrónicamente se produce la exhumación de algunas de las estructuras alpinas del frente ibérico, tales como las del Tabuena, Aladrén y serranías orientales; hecho en el que juegan un papel decisivo la organización de la red hidrográfica y los rejugos tectónicos en el contacto.

— fase cuaternaria, durante la cual acaba de elaborarse el actual piedemonte de la Ibérica, con expansión de mantos detríticos al pie de los escarpes serranos, originales o exhumados en la fase anterior. A este momento corresponden los glacis del frente de la sierra de Tabuena y de los Llanos de Plasencia (al oeste del Jalón) los glacis de Cariñena, y los modelados en la franja Lécera-Albalate del Arzobispo y en los Llanos de La Chumilla. Todos ellos forman el pedestal sobre el cual se alzan, con mayor o menor energía, las estructuras ibéricas serranas que dominan el contacto de las dos grandes unidades morfoestructurales a que nos venimos refiriendo.

A lo largo del Cuaternario la eficacia de ciertos procesos morfogenéticos fue escasa, tanto en el frente ibérico como en el piedemonte próximo. En este sentido, los procesos de gelifración periglacial fueron poco importantes, como consecuencia de una insuficiente humedad. Este hecho explica también la débil alteración que en general presenta las acumulaciones cuaternarias. Todo parece indicar que el área estudiada fue deficitaria en agua durante el Cuaternario, predominando así un contexto semiárido que explica que el factor hídrico fuese morfogenéticamente más importante que el término. De ahí que cualquier oscilación conllevando una variación en el total de precipitación o en su intensidad, pudo suponer repercusiones importantes en determinados aspectos del modelado, sobre todo en los relacionados con la funcionalidad de los derrames hídricos y sus consecuencias.

BIBLIOGRAFIA BASICA CONSULTADA

- ALVARO, M., CAPOTE, R. y VEGA, R. (1981): "Un modelo de evolución geotectónica para la Cedená Celtibérica". Homenaje a L. Solé Sabarís. Universidad de Barcelona. C. E. S. I. C., pp. 172-177.
- BOMER, B. (1960): "Tres aspectos del contacto entre los Montes celtibéricos occidentales y la Cuenca del Ebro". Publ. Extranj. sobre temas de Geografía Española, núm. 80, pp. 439-436.
- IBÁÑEZ, M. J. (1976): "El piedemonte ibérico bajoaragonés. Estudio geomorfológico". Inst. Geografía Aplicada. Madrid, 523 pp.
- I. G. M. E.: Mapa Geológico de España, escala 1:200.000. Hojas de Zaragoza (32), Daroca (40) y Tortosa (41).

- MENSUA, S. *et al.* (1979): "Guías de excursiones". Actas de la III Reunión Nacional. Gr. Esp. Trab. Cuaternario. (Zaragoza, 1977). Inst. Geografía Aplicada. Madrid, pp. 21-44.
- MENSUA, S. y PELLICER, F. (1980): "El piedemonte del Moncayo. Contribución al estudio de los contactos entre la Cordillera Ibérica y la Depresión del Ebro". Cuaderno de Estudios Borjanos, t. VI, pp. 109-135.
- PAILHÉ, P. (1982): "La Chaîne Ibérique et son piémont septentrional: effets respectifs de la tectonique et du climat". Colloque Montagne-Piémont. Toulouse, 15 págs.
- RICHTER, G. (1956): "Las Cadenas entre el valle del Jalón y la Sierra de la Demanda". Publ. Extranj. sobre Geología de España, tomo IX, pp. 61-142.
- SOLÉ SABARÍS, L. y RIBA, O. (1952): "Evolución del borde NE. de la Meseta Española durante el Terciario". Congrès Géologique International. Sect. XIII. Fasc. XIII. Alger, pp. 261-274.
- VIALLARD, P. (1979): "La Chaîne Ibérique: zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogenese alpine". Com. Ren. Acad. Sciences. Paris, tomo 289, pp. 65-68.
- YETANO, M. (1980): "El Sistema Ibérico zaragozano: los macizos paleozoicos y su entorno. Estudio Geomorfológico". Tesis doctoral. Inéd. Universidad de Zaragoza.