

CAYETANO CASCOS MARAÑA*

RASGOS Y PROBLEMAS DE UN GRAN ESCARPE DE FALLA: EL BORDE MERIDIONAL DEL MACIZO ASTURIANO EN SU CONTACTO CON LA CUENCA TERCIARIA CASTELLANO-LEONESA (NORTE DE LEON Y PALENCIA)

RESUMEN - RÉSUMÉ - ABSTRACT

Se analiza un gran escarpe de falla original, entre el horst paleozoico del Macizo Asturiano y la Cuenca Terciaria de Castilla y León. Son sus factores un roquedo contrastado, proclive a la erosión diferencial, una compleja sucesión de movimientos terciarios y la disección pliocuaternaria, distinguiéndose tres situaciones: una, finipliocena, produjo los depósitos que constituyen los páramos de raña, la segunda dio lugar a la variada red hidrográfica actual, y la tercera, a tenues retoques y un modelado periglacial.

* * *

Traits et problèmes d'un grand escarpement de faille: la bordure méridionale du Massif Asturien dans son contact avec le bassin tertiaire de Castille-León (Nord de León et Palencia).- Dans cet article on analyse un grand escarpement de faille originel situé entre le horst paleozoïque du Massif Asturien et le bassin tertiaire de Castille-León. Les facteurs qui le caractérisent sont les suivants: une lithologie contrastée, une tendance à l'érosion différentielle, une succession complexe de mouvements tertiaires et une dissection plioquaternaire dans laquelle on peut différencier trois étapes: une première finipliocène qui a produit les dépôts qui donnent lieu aux *páramos de raña*, une deuxième qui correspond au varié système hydrographique actuel et finalement, une troisième étape, de retouches et modelé périglaciaire.

* * *

Features and problems of a great fault scarp: the meridional border of Asturian Massif at its contact with the Tertiary basin of Castile and Leon (North of Leon and Palencia).- The present article analyzes a great original fault scarp between the paleozoic horst of Asturian Massif and the Tertiary sedimentary basin of Castile and Leon. Its main factors are: a contrasted lithology, propitious for differential erosion, the complex Tertiary movements and the Plioquaternary dissection. Three different situations are distinguished: The first one, at the end of the Pliocene, produced the *paramos de raña*; the second caused the present fluvial drainage, and the last one only produced small periglacial forms.

PALABRAS CLAVE: Macizo Asturiano, Cuenca Terciaria, Falla de León, Raña.

MOTS CLÉS: Massif Asturien, Bassin Tertiaire, Faille de León, Raña.

KEY WORDS: Asturian Massif, Tertiary Basin, Leon Line, Raña.

Los ríos Orbigo y Pisuerga, distantes 120 Km., constituyen límites precisos del contacto entre dos unidades morfoestructurales: Entre ambos, de W. a E., las cumbres meridionales del horst paleozoico del Macizo Asturiano, superando algunas los 2.000 m., se levantan sobre las también altas llanuras de la Cuenca en el Terciario detrítico, a 1.100-1.200 m.

La transición montaña-llanura es breve y nítida, oscilando desde casi una línea a una faja de 1-3 Km. de ancho, donde aflora un delgado tegumento cretácico, llamativo por su trazo recto Oeste-Este (apenas se aparta 3 Km. del paralelo 42° 48' N de La Robla-Boñar-Cistierna-Guardo-Cervera de Pisuerga); con su papel de bisagra enriquece el juego

* Departamento de Geografía, Universidad de Valladolid.

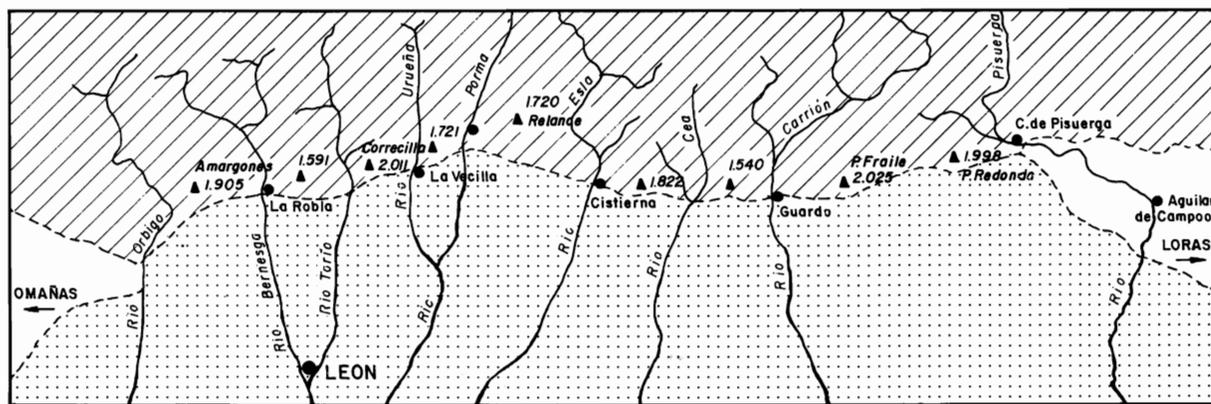


Fig. 1. Mapa de situación y unidades limítrofes del borde meridional del Macizo Asturiano en su contacto con la cuenca terciaria. Ríos principales y altitudes de cumbres.

estructural así como el repertorio de formas del relieve. Las cimas de Amargones (1.905 m.), Correcillas (2.011 m.), Valdorra (1.927 m.), Prado Llano (1.722 m.) o de Relance (1.719 m.), situadas a menos de 8 Km, del borde cretácico entre el Orbigo y el Esla y destacando de 750 a 1.000 m., dan idea de la brusquedad del contacto; pero aún es mayor del Esla al Pisuerga en Peñacorada (1.835 m.), Peña del Fraile (2.025 m.), o Peña Redonda (1.993 m.), todas a menos de 5 Km. del borde meridional (Fig. 1).

Tal desnivelación corresponde a un escarpe de falla muy singular; su remate en crestas y pitones afilados lo distingue de las moles romas y pesadas, propias de los horsts cristalinos con roquedo más homogéneo¹.

I. LOS PROBLEMAS DEL ROQUEDO: VARIEDAD, DATAION Y ESTRUCTURAS PALEOZOICAS

Desde el Precámbrico al Plioceno, el número de formaciones y facies reconocidas en el contacto supera con mucho el centenar, haciendo inviable incluso la relación más escueta a todas, que tampoco es muy necesaria por el valor desigual y la integración en tres unidades.

La principal y más diversa corresponde al Macizo, en un zócalo de escasa rigidez y rocas parametamórficas o sedimentarias del Precámbrico al Carbonífero, contrastadas en dureza y comportamiento geomorfológico. Su datación y sucesión han sido bastante estudiadas, y no tienen trascendencia decisiva para el relieve, que arranca del Terciario.

Pero importan en relación con las estructuras paleozoicas, que modifican la potencia de valor morfológico; debido a la vieja tectónica de corrimientos, escamas y series isoclinales, abundan paquetes subverticales de calizas, cuarcitas o pizarras, que funcionan como series monoclinales, cuyo espesor duplica o triplica al estratigráfico de las formaciones. Los valores de aquél son sólo orientativos; reducidos por laminación o incrementados por empaquetamiento. Y en el borde tampoco afloran todas las viejas series, señalándose sólo las principales.

El substrato más antiguo, con escaso papel por falta de contraste de dureza y presencia marginal en torno al Orbigo, es de pizarras y grauvacas precámbricas, que más que del Macizo forman parte del enlace con los Montes de León por el W². Del Cámbrico, con notable valor por su potencia (500 m.), dureza y presencia en el escarpe desde el Curueño al E. del Porma, destaca la *cuarcita de la Herrería*, cuya masa replegada, dura y rígida, bajo calizas y pizarras blandas y delgadas, se levanta en las crestas subverticales de Relance y Cueto (Fig. 2; Corte 2). El Ordovícico-Silúrico (500 m. de pizarras, areniscas y cuarcitas) tiene un papel secundario, por tectonización y espesor reducido en los estratos duros, y por la casi ausencia en el borde. Mucho más potente y variado es el Devónico (1.000 m.); aunque aflora en segundo plano y algo alejado del contacto, tiene una sucesión alterna de duras calizas (*Sta. Lucía*), cuyas prietas escamas coronan el pitón de Correcillas (2.011 m.), y pizarras blandas o areniscas con crestas en el Porma y alto Carrión.

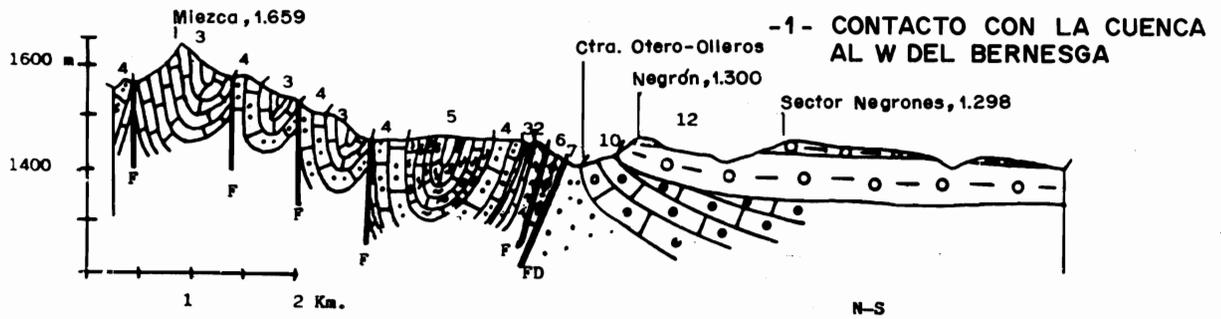
Las formaciones más potentes, variadas y contrastadas son del Carbonífero, presente y dominante en 90 Km. del contacto. Destaca su base, con 700

¹ Se han realizado muy pocos estudios sobre este escarpe, siendo los más recientes un breve trabajo del autor y otro de J. M. Redondo y A. García de Celis, por lo que sólo se pretende un acercamiento a los problemas generales. Vid. ASOCIACION DE GEOGRAFOS ESPAÑOLES (1989): *Comunicaciones del XI Congreso Nacional de Geografía*, Madrid, Vol. II, pp. 297-306 y 336-345.

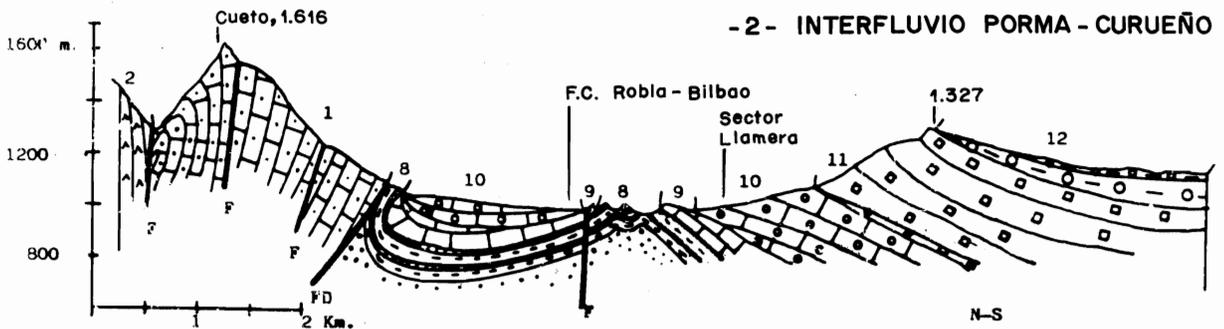
² Algunos aspectos de la morfología del zócalo de las Omañas se recogen en el trabajo de A. GARCIA DE CELIS: «Notas acerca de la geomorfología del zócalo precámbrico en la Omaña (León)». *Op. cit.* ASOCIACION DE GEOGRAFOS... *Comunicaciones...*, Vol. 2, pp. 307-314.

m. de diversas calizas namurienses, sobre todo las *de montaña*, oscilando de oscuras y tableteadas (Bracaliente) a grises y macizas (Valdelateja); otras son micríticas, nodulosas, marmorizadas, o alternan

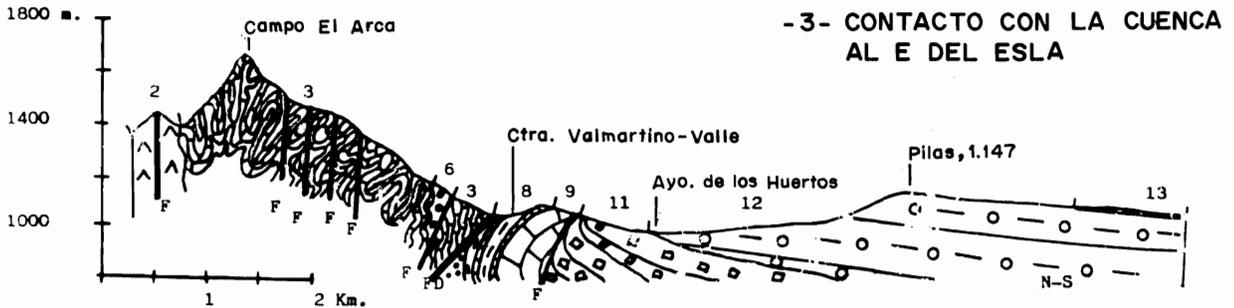
con areniscas. Apiladas, replegadas y apretadas por los corrimientos, forman grandes paquetes subverticales, duros y rígidos con anchura hasta varios Km. en las crestas más altas y enérgicas del borde. sobre



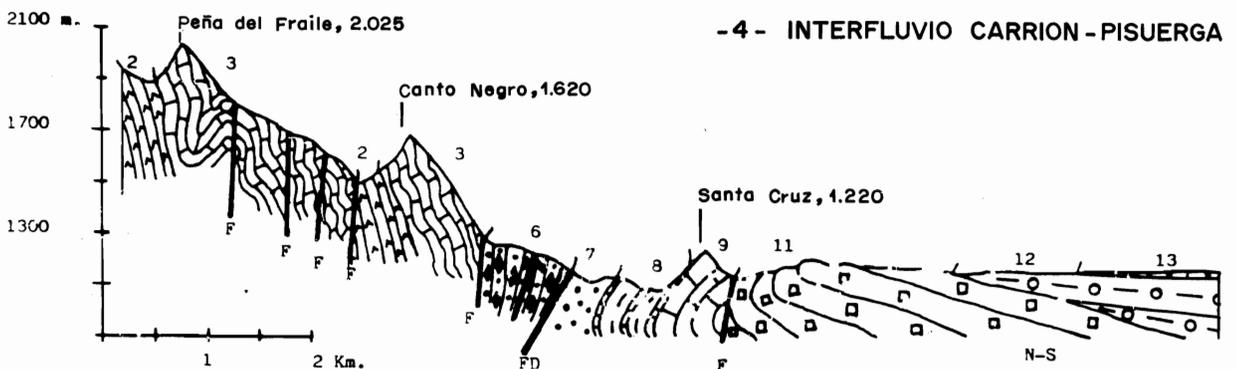
Corte 1.- Escarpe meridional del Macizo y contacto con La Cuenca. 7 Km. al oeste del Bernesga.



Corte 2.- Borde meridional del Macizo por el interfluvio Porma-Curueño. 2 Km. al oeste del primero.



Corte 3.- Contacto entre el Macizo y la Cuenca Terciaria. 3.5 Km. al este del Esla (crestas de Peñacorada).



Corte 4.- Escarpe meridional del Macizo por el interfluvio Carrión-Pisuerga, 7 Km. al este del primero.

Fig. 2. Leyenda.- 1. Crestas en las areniscas cámbricas de La Herrería. 2. Taludes en el complejo esquistoso-silíceo-calcareo devónico. 3. Grandes crestas en las *Calizas de Montaña*. 4. Taludes en areniscas del Carbonífero inferior (oeste del Bernesga). 5. Crestoncillos en calizas carboníferas intercaladas. 6. Taludes y cerros en el complejo Westfaliense-Estefanense. 7. Depresiones en el Albense arenoso. 8. Depresiones y crestoncillos en el Cenomanense (margas y calizas). 9. Crestas en las calizas Turonenses. 10. Depresiones y taludes en la arenisca de Vegaquemada. 11. Cuestas / crestas en los conglomerados de Candanedo-Cuevas. 12. Campiñas en el Mioceno superior (detrítico y suelto). 13. Plataformas del depósito rañoiide. F: falla. FD: falla directriz.

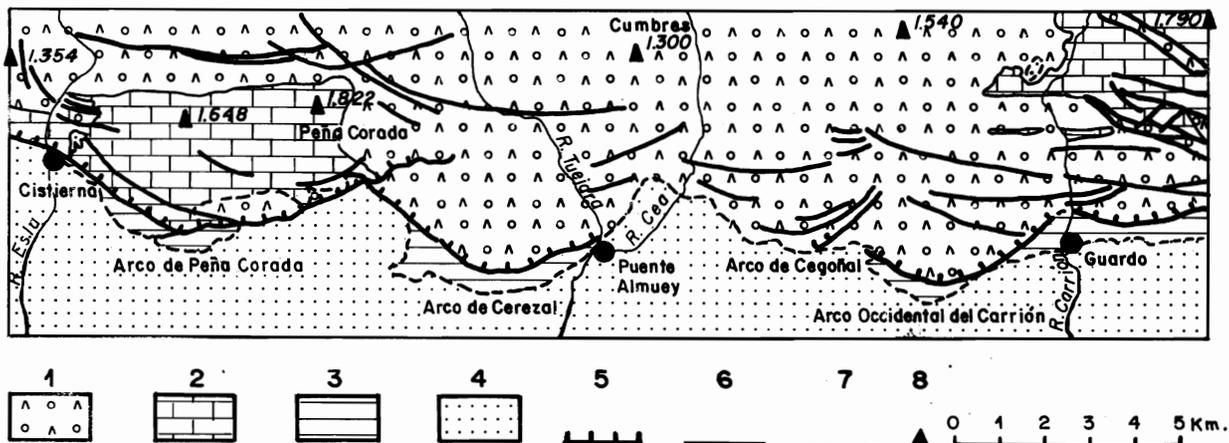


Fig 3. Esquema de los elementos estructurales del escarpe en el tramo Esla-Carrión. 1. Valles e interfluvios en pizarras, areniscas y pudingas devónicas o carboníferas. 2. Crestas en calizas carboníferas. 3. Crestas menores y surcos en la orla cretácica. 4. Llanuras en el terciario detrítico de la cuenca. 5. Falla *directriz*. 6. Fallas inversas W.-E. 7. Contacto Macizo-Cuenca. 8. Altitud de las máximas cumbres interfluviales.

todo al E. del Esla (peñas Corada, del Fraile o Redonda, desde 1.855 a 2.025 m.), y también al W. (Valdorria y Miezca, a 1.927 y 1.659 m.) (Fig. 2, Cortes 2, 3 y 4). Por ser duras, densas y compactas, y por el volumen de sus paquetes, juegan como topes rígidos en las fallas, fracturándose en bloques grandes y doblando a los aledaños (Fig. 3).

El Carbonífero remata con un potente complejo detrítico Westfaliense-Estefaniense (más de 1.500 m.) de conglomerados, areniscas, pizarras y capas de carbón (objeto de la minería en todo el borde). Sus cambios de facies y espesor, o el afloramiento parcial, le restan unidad, jugando como conjunto blando y afectado por fallas en marquetaría de bloques³.

El tegumento cretácico, en discordancia transgresiva sobre el zócalo, forma la segunda unidad, de potencia variable (300-750 m.) y creciente al E. Se inició en un medio continental al que sucedió otro marino somero y abundante en calizas. Sólo su base arenosa e incompetente (Albiense-Utrillas) es visible en todo el contacto y, con un tramo medio margoso-calizo poco competente (Cenomaniense) y un techo calizo competente (Turoniense-Garumniense), se reparte equilibradamente el espesor. El conjunto es competente, formando pliegues, o monoclinales, explotados en crestas, surcos y una depresión excavada en la base blanda, que acentúa el escarpe. Hacia el Pisuega se produce un rápido engrosamiento, dando paso a una cobertura mesozoica de espesor medio (2.000 m.), compleja y competente, con estratos triásicos y jurásicos, y un Cretá-

cico rico en margas y calizas⁴. La presencia de margas yesíferas (Keuper), combinada con deformaciones y arrasamientos, otorga un gran papel a la morfotectónica y diapirismo.

Detrítica y continental, la unidad del Terciario marginal de la Cuenca es dispar en facies y espesores, planteando problemas de sucesión y equivalencia. La ausencia de fósiles y dataciones acrecienta esa dificultad, crucial para la interpretación del escarpe. Atendiendo a las «peligrosas» semejanzas con otros bordes de la Cuenca y por argumentos geomorfológicos, se distinguen cuatro tramos (separados por discordancias y composición), vinculados a situaciones claves en el Macizo y abarcando cada uno varias facies locales⁵.

La base visible (50-400 m.), conocida como Facies Vegaquemada y adscrita al Paleógeno en los trabajos recientes, es arenosa, rojiza y blanda, con abundante grano calizo (gravillas a cantos como norma) y cementos de Cretácico, sobre el que monta en tenue discordancia. Sobre ella reposa un potente conglomerado (Facies Candanedo-Cuevas, 400-800 m.) brechoide, heterométrico y poligénico (grandes bloques calizos, silíceos, paleozoicos o cretácicos). Sus gruesos bancos (varios m.) muestran discordancia progresiva, observándose en el techo un mejor calibrado, mayor desgaste y abundancia de los fragmentos de origen paleozoico. Bien cementado y en monoclinales, da lugar a cejos o buenos cantiles, debiendo considerarse su edad miocena u oligo-miocena.

El Mioceno superior (150-400 m. en las Facies

³ Sobre el Paleozoico del Macizo son numerosísimos los estudios, realizados en buena parte por autores holandeses de la escuela de L. de SITTER y publicados en *LEIDSE GEOLOGISCHE MEDEDELINGEN* en los años 60. Como obra de interés para el objeto de este estudio vid. L. LOBATO ASTORGA (1977): *Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva* (...). Inst. Fray Bernardino de Sahagún. León, 192 pp.

⁴ Para la composición y estructura del Cretácico en la Cordillera Cantábrica es de gran utilidad la obra monumental de R.

CIRY (1939): *Etude d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León y Santander*. Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse. Toulouse. 528 pp. y mapas.

⁵ Sin que falten estudios geológicos sobre este terciario marginal y referencias en otros como el citado de R. Ciry, entre los más conocidos se halla el de J. M. MABESONE (1961): «La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la Cuenca del Duero (provincia de Palencia)». *Estudios Geológicos*. Vol. 17-2, pp. 101-130. Síntesis de tesis doctoral y publicada antes en *Leidse Geologische...*

Modino-Puente Almuey y Barrillos-Guardo) responde a una acumulación de abanicos arcillo-arenosos y rojizos con bloques silíceos dispersos (1 m.), y alguno calizo en los niveles inferiores. Sus tenues deformaciones (buzamiento menor de 89) se precisan mal por la incompetencia, los cambios laterales y por el desmantelamiento de su conexión con el Macizo.

El tramo final del Terciario es un manto de canturreal silíceo y matriz arcillosa rojiza, de tipo *raña* y con papel de recubrimiento. Finiolioceno y discordante, posee, pese a su espesor (5-20 m.), un notable valor morfológico: tapiza una orla que alcanza hasta 30 Km. al Sur del Macizo, y por su carácter permeable y resistente, da lugar a llanuras de las más perfectas y vastas de la Cuenca (los *páramos detríticos o páramos de raña*. También es una de las claves para conocer la evolución del escarpe, debido al carácter de techo del que arranca la formación de la red fluvial actual. Con todo, su delimitación resulta difícil por la semejanza con el substrato mioceno y por la reducción a retazos separados del Macizo.

II. LA DESNIVELACION EN EL Terciario: LA GRAN FALLA INVERSA DIRECTRIZ Y EL PAPEL DE LAS FRACTURAS PALEOZOICAS

Tras la invasión marina y formación del tegumento cretácico, la desnivelación terciaria, sólo en torno al contacto, se estima cercana a 3.000 m.; la suma del desnivel actual y el espesor del Terciario supera 2.000, a los que hay que añadir el rebajamiento en el techo del Macizo. El movimiento se polarizó en un borde estrecho y recto, acorde con la traza, anchura y sucesión del Cretácico y Terciario, y, sobre todo, del nivel de cumbres, que en 5-7 Km. alcanza 2.000 m., acercándose al de las más altas del centro del Macizo.

Tal efecto responde a un apretado haz de fallas inversas de salto acumulativo hacia el N. Su línea, recta a gran escala, es en detalle una sucesión de arcos (radio y cuerda de 4 a 6 Km.), (Fig. 3), muy similares del Esla al Carrión, junto con otros más abiertos al E. y W. A ese trazo, propio del tipo inverso, se añade la dispar entidad de los accidentes, destacando una falla *maestra o directriz* con salto medio de 500 m., de acuerdo con sondeos, estudios gravimétricos y tramos exhumados abundantes, por la situación entre el zócalo y la base cretácica blanda. Sin interrupción apenas en los 120 Km. del contacto, la falla sólo es visible en la mitad y está

recubierta en el resto por depósitos recientes.

Los rasgos de la *directriz* son clave de la continuidad de la orla cretácica, y la base albiense, en más de 100 Km. a un nivel regular de 1.100 m., pese a su poca anchura y potencia, su incompetencia, su buzamiento subvertical, gancheamiento y compresión (Fig. 2). Cobijado por el frente paleozoico duro, el Albiense sólo se oculta en breves tramos entre los arcos (menor actividad de la falla) y lejos de la disección de los ríos principales. Además, esta falla ha roto, gancheado y volcado gruesos paquetes del Terciario aledaño, logrando los efectos más violentos al E. del Carrión en los conglomerados miocenos, en consecuencia con la mayor energía y desnivel del escarpe (Fig. 2, Corte 4). Y también destaca el bajo ángulo del plano, inclinado al N., sorprendente para una falla de zócalo y pese a la poca rigidez de éste, con valores medidos de 51° (W. del Torío-Robledo de Fenar), 38° (W. del Porma-Boñar), 42° (sondeo Esla-Cistierna) y 65° (E. del Carrión-Santibáñez).

Se trata de un *gran accidente regional de margen*, un *cabalgamiento* por compresión, que es activo durante casi todo el Terciario. En otro macizo, la Cordillera Central, se interpretan los remontes del zócalo en el Mioceno Superior como efecto de una distensión tardía y expansión lateral, al hundirse dovelas internas. También en éste existen fosas que, conocidas como «colladas», se suceden desde el alto Orbigo al Carrión, y no habría que descartar algún efecto similar. Pero por magnitud, trazo o salto no son casos comparables; frente a la neotectónica de la Cordillera Central, la *directriz* se muestra estabilizada y jugó sobre todo en el Terciario medio, lo que tiende a confirmar el origen esencial de compresión⁶.

Paralelas a la *directriz*, del mismo tipo y en prieto haz, se suceden en el escarpe dos series claras:

En la masa poco rígida del Carbonífero superior (pizarras y carbón) predomina la marquetaría en escalera, con gradas y saltos de metros o menos, y planos subparalelos al buzamiento subvertical o septentrional (50-90°), lo que se completa con remontes de capas y alabeamientos. El rosario de calicatas, trincheras, desmontes o bocas de galería, en todo el escarpe, permite ver bien este obstáculo para la minería.

En los paquetes rígidos de calizas namurienses (montando en falla casi siempre) y devónicas, o cuarcitas cámbricas dominan gradas mayores (entre decenas y centenas de metros de salto y varios Hm. de anchura). Dan lugar a un relieve de peldaños en vertiente de cresta, formados por llambrias del des-

⁶ Las varias interpretaciones y trabajos para el N de la Cordillera Central se recogen, junto con la idea de una dinámica de distensión, en la extensa obra de C. SANZ HERRAIZ (1988): *El relieve del Guadarrama Oriental*. Consejería de Política Territorial. Comunidad Autónoma de Madrid. 547 pp. y anexo

de mapas pp. 35-48. Y, en línea similar está la obra de T. BULLON MATA (1988): *El sector occidental de la Sierra de Guadarrama*. Cons. de Política Territorial. Comunidad Autónoma de Madrid, 284 pp.

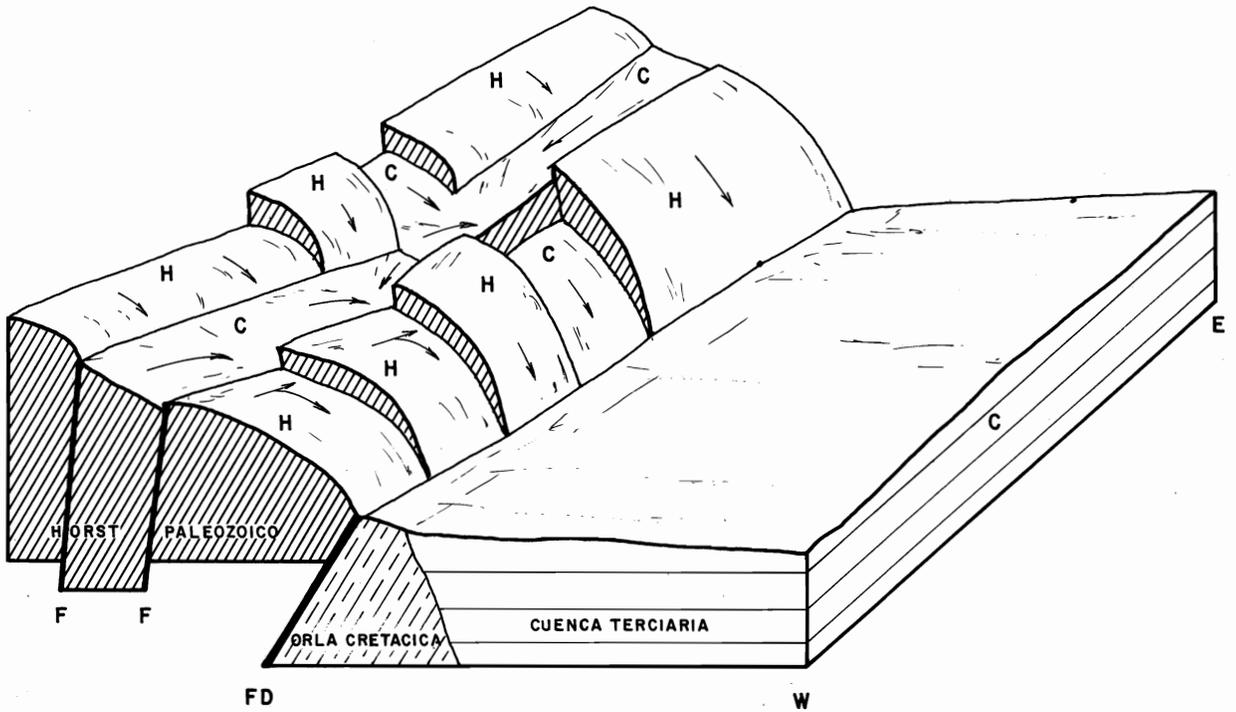


Fig. 4. Tipos de bloques teóricos y desnivelados del macizo, antes de la formación de la red *principal*. Las flechas indican la dirección de la escorrentía, según la inclinación en la superficie de los bloques. H: horst relativo; C: Cubeta relativa; F: Falla; FD: Falla *directriz*; D: Discordancia. 1: Red *principal* (1a. Sobre escarpes y líneas de falla; 1b. Sobre cubetas tectónicas). 2: Red *paralela* del pie de escarpe. 3: Red *consecuente* de arroyos. 4: Afluentes interiores sobre cubetas tectónicas.

lizamiento (o espejos en la estratificación) y rellanos, bien conservados por la dureza de la roca. En detalle se observa también remonte de capas, exigiendo un análisis minucioso su deslinde de los replegamientos paleozoicos, cuyos haces volcados o isoclinales, de 1 m. a decenas de longitud, dirección W.-E. y vergentes al N., muestran máxima densidad en las crestas de Peñacorada.

En suma (al menos 1.000 m.) las dos redes de fallas menores citadas resultan decisivas; superan 1/3 del salto global y bastantes muestran juego reciente y escarpe.

El grupo de fallas inversas W.-E. lo completa la sucesión, a veces en relevo, que afecta al Cretácico, el Terciario o el contacto de ambos. Unas, asociadas al vuelco, montan estratos del muro sobre

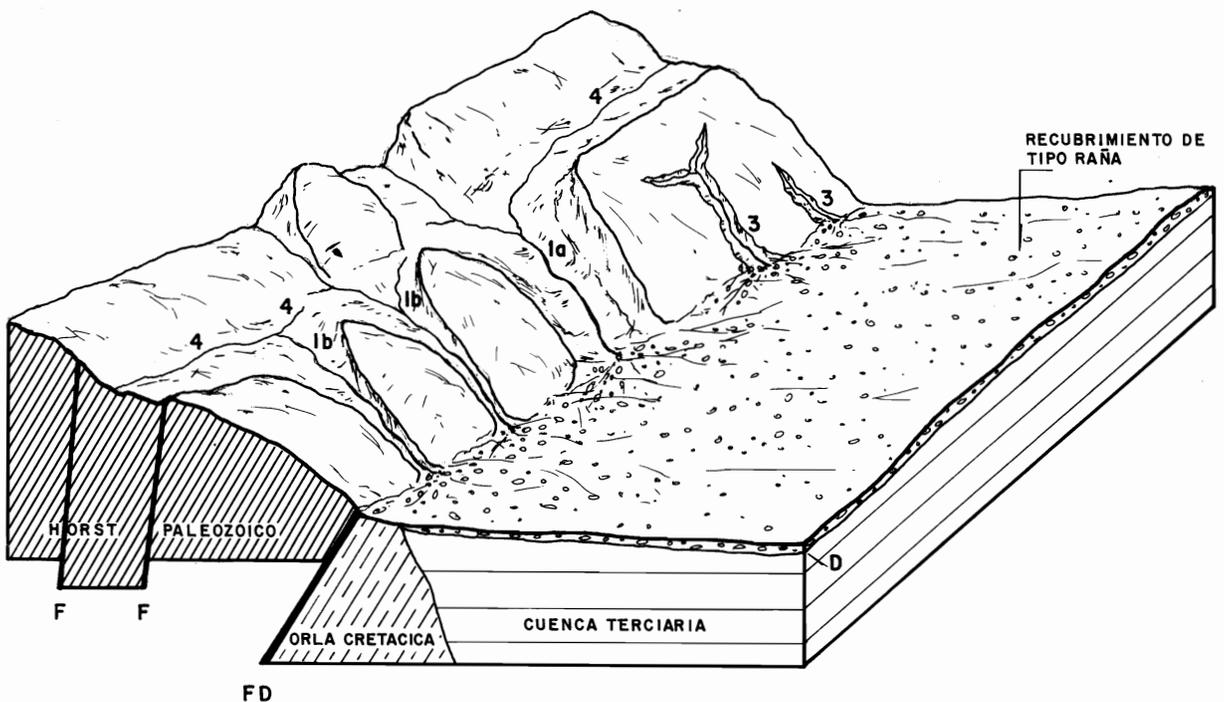


Fig. 5. Evolución del escarpe a finales del Plioceno: esbozo de la red *principal* en el Macizo (con algunos arroyos consecuentes) y depósito de *raña*. (Vid. leyenda en Fig. 3).

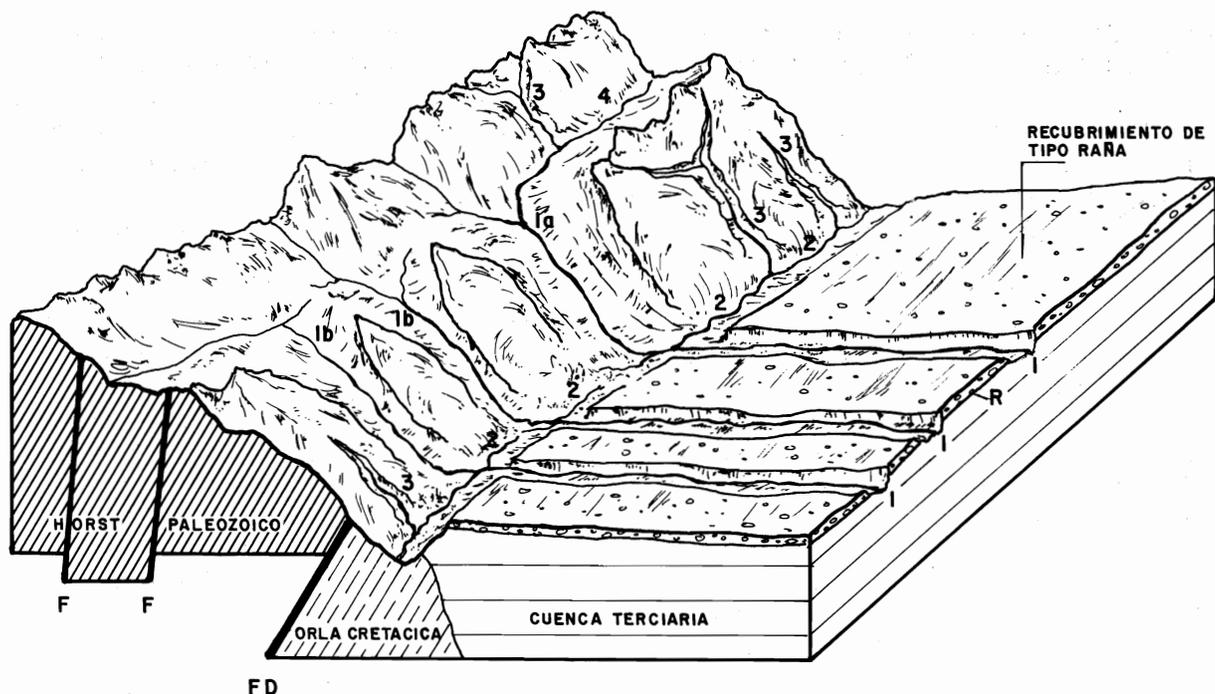


Fig. 6. Diseción cuaternaria y génesis de la red fluvial actual en el Macizo y la Cuenca. (Vid. leyenda en Fig. 3).

los superiores, dislocando y complicando el monoclinial cretácico invertido, y otras dan lugar a grandes cobijos del Mioceno inferior (conglomerados), cuyo espesor (hasta 700 m.), rigidez y ganchos invertidos, dan idea de la magnitud de los accidentes. Estos, nivelados o fosilizados, carecen de escarpe actual; adquieren su mayor desarrollo del Carrión al Pisuerga, donde la faja cretácica es más ancha y potente, frente a los robustos arcos de Peña del Fraile y Peña Redonda, avanzados hasta 6 Km. al Sur (Fig. 2, Corte 4).

Con dirección W.-E., viejos desgarres paleozoicos jugaron en el Terciario como fallas normales-contrarias, singularizando tramos. La principal es la de *Sabero-Gordón* (de 40 Km. y similar y paralela a la *Falla de León*, situada 15 Km. al N.), recta y de plano subvertical. Hunde su bloque interno del Macizo por el Sur, forzando un basculamiento y ascenso del extremo Norte. Otras fallas contrarias y terciarias desdoblan las crestas de Peña del Fraile, con giro similar (Fig. 2, Cortes 2 y 4).

Conjugada con la red principal W.-E., otra, N.-S., aprovecha contrastes de rigidez del roquedo; separa dovelas menos levantadas en el Macizo (cubetas relativas o teclas de piano, como la del Cea), adquiriendo gran valor morfológico al ser explotada por los ríos principales (Figs. 4-6).

No es fácil estimar las relaciones entre los grandes accidentes paleozoicos y los del ascenso terciario. Los primeros, de gran entidad (muchas

decenas de Km. de longitud y varios de salto) se distinguen por tener dos direcciones precisas (la E.-W., de las *fallas de León y Sabero-Gordón*, y la NW.-SE. de la *gran falla de Ventaniella*), y así como por su carácter de desgarres, acorde con su trazo recto, plano vertical y gran desplazamiento lateral. También importa su edad tardihercínica, que los sitúa más cercanos en el tiempo, durante el último gran reacomodo anterior a la tectónica terciaria⁷.

Al caso de la *Sabero-Gordón* (E.-W.), reactivada en modalidad distinta, cabe añadir dos desgarres NNW.-SSE., que como falla-desgarre desplazan al S. y elevan sus bloques orientales, afectando al Cretácico en el Esla y al E. del Carrión (aquí parece prolongar la *falla de Ventaniella*). La *falla directriz*, con su longitud, línea recta a gran escala, y su dirección fielmente paralela a las de *León y Sabero*, podría responder a la «explotación» de otro desgarre hercínico similar, conectando con otro largo accidente paleozoico E.-W., que se prolonga hacia el W. del Orbigo (en torno al pueblo de Garaño), pero hay argumentos suficientes para afirmarlo.

En contrapartida, como esencialmente terciaria hay que considerar casi toda la red N.-S. de los valles actuales, en una dirección que apenas se observa en el Paleozoico y, además, poseen escarpes directos, plasmados en diferencias de nivel de varios cientos de m. entre las cumbres de los interfluvios más y menos levantados del Macizo.

⁷ De las grandes fallas o desgarres hercynianos del Macizo se han realizado diversos estudios, mereciendo destacarse, pese a su brevedad y por el interés particular para este caso, el de M. JULLIVERT, J. RAMIREZ DEL POZO y J. TRUYOLS (1971): «Le réseau de failles et la couverture post hercynienne dans les Asturies». En *Histoire structurale du Golfe de*

Gascogne. Inst. Français du Pétrole. T.2. Compendio de 43 artículos breves sin paginado consecutivo, pp. 1-34. Se incluyen ahí otros trabajos de cierto interés del autor citado y otros. Los tres autores han realizado diversos trabajos para el Macizo, el Mesozoico y aspectos que atañen parcialmente al caso.

III. EL PAPEL SECUNDARIO DE LOS DESGARRES Y EL PLEGAMIENTO

El trazo de la *directriz*, o la continuidad y ausencia de zig-zag marcados en la faja albiense parecen mostrar cierta ausencia de grandes desgarres, pero abundan los pequeños. La mayoría afecta al Carbonífero superior y, con desplazamiento de metros a pocos decímetros o combinando con alabeamiento, articulan los arcos de la gran falla; pero pocos la rebasan al Sur, formando modestos esconces con el Albiense.

Bastante raros son otros desgarres mayores (salto hasta 200 m.), que dislocan la faja cretácica y el Terciario al E. del Esla y, más aún, del Carrión al Pisuerga, de acuerdo con la mayor anchura y, sobre todo, mayor espesor y papel de los estratos plásticos en la cobertera. Están asociados a fuertes disarmonías, alabeamiento de estratos y modesta inyección de los incompetentes del Cenomaniense; en tramos, el techo Cretácico o el Terciario han sido más volcados (50-40°) que la base (casi vertical). Pero el juego más frecuente es inverso, actuando la base cretácica como colchón amortiguador, que redujo la deformación hacia el Sur.

Al margen de los replegamientos de las calizas paleozoicas, que influyen a escala del modelado, interesan otros grandes pliegues hercínicos que, arrasados y sin deformación como tales en el Terciario, explican la sucesión litológica y son objeto de una erosión diferencial.

Del Orbigo al W. del Porma el gran Sinclinal de Alba, aunque roto y dislocado, tiene una cierta unidad en su papel morfológico (Fig. 2, Corte 1). Con dirección de eje W.-E. y pliegues menores internos paralelos, a modo de sinclinorio, es clave de alineaciones contrastadas; frente a las calizas carboníferas del núcleo o las del flanco meridional devónico, realizadas en crestas, las pizarras y areniscas intercaladas forman surcos, rellanos o algún cresterío menor. Al E. del Porma es la sucesión de cabalgamientos y mantos, la que marca las alineaciones, que carecen de disposición alterna y paralela, comportándose como paquetes monoclinales subverticales⁸.

En el Cretácico los pliegues son derivados, vinculados a fallas y desgarres, y que, además de pequeños, presentan tres modalidades distintas según sectores. En el Porma, se suceden de N. a S. el sinclinal de Las Bodas y el Anticlinal de Palazuelo de Boñar, como acomodo del fino tegumento cretácico a la estructura de bloques monoclinales de la falla *Sabero-Gordón*, en modalidad de pliegues, en rodilla, salvo su extremo occidental más simétrico (Fig. 2, Corte 2). Entre el Carrión y el Pisuerga hay otra sucesión sinclinal-anticlinal distinta; de estilo

apretado, volcados, vergentes al N. y cortos (2-3 Km.), tienen abundantes alabeamientos, desgarres internos y disarmonías. Se interpretan como efecto de los empujes al S. de la falla *directriz* en una cobertura que se va engrosando, así como del juego morfotectónico producido tras el biselamiento de los anticlinales. En torno al Pisuerga se levanta con dirección NW.-SE. el Anticlinal del Cadéramo (1.270 m.), relativamente simétrico, flanqueado por un profundo sinclinal con núcleo del Terciario (bastante deformado y algo roto en su «encierno») y relacionado con el rápido incremento de potencia del Mesozoico (no sólo el Cretácico), que se triplica.

A su vez, el Terciario marginal muestra algunos sinclinales laxos (10-25°) y locales, como efecto de la retracción al S. en el dorso y techo de los potentes monoclinales empujados desde el N., sobre todo, en torno al Porma y al Pisuerga⁹.

IV. EL ASCENSO DEL MACIZO EN EL Terciario: SUS ETAPAS Y EL PROBLEMA DE LAS SUPERFICIES DE EROSION

Entre el Paleoceno y el Eoceno ha de ubicarse el movimiento inicial, de ascenso gradual, mayor en torno al Porma y sus pliegues. El espesor de la *facies Vegaquemada* (varios Hm.), el carácter arenoso y la tenue discordancia con el Cretácico (7° máximo), muestran más una rampa que un escalón. El abundante grano calcáreo de origen cretácico en la base, frente al silíceo del techo (cuarzo del Albiense, y cantos del Paleozoico), hacen pensar en la rápida anulación de los pliegues incipientes y en fino tegumento, siendo alcanzado fácilmente el núcleo albiense y el paleozoico infrayacente. Los pliegues biselados resultaron luego fosilizados por el techo de la arenisca, como se observa al SW. de Boñar, donde el anticlinal de Palazuelo, arrasado en el Albiense-Cenomaniense, se hunde bajo más de 100 m. de la *F. Vegaquemada*. Al E. del Esla ésta aflora poco y es muy delgada (aún en sinclinales o bloques hundidos), lo que parece signo de movimientos más débiles e incipientes.

1. LA ENERGIA DE LA ETAPA PRINCIPAL: LAS DISCORDANCIAS Y CAMBIOS DE COMPOSICION DEL CONGLOMERADO

Entre el Oligoceno y el Mioceno inicial hay que situar la *etapa principal* de la desnivelación, de tipo brusco y general, buen salto (1.000 m.) y en violento escalón, jugando todas las grandes fallas

⁸ J. M. REDONDO VEGA y A. GARCIA DE CELIS (1989): *Op. cit.*, pp. 337-341.

⁹ El tenue sinclinal del W. del Porma se recoge en el Corte 2 y

el del S. del Cadéramo se halla en la comarca palentina de la Ojeda (el pueblo de Amayuelas de Ojeda es el más cercano a su núcleo).

inversas. Los 700 m. de potencia, en el borde, del conglomerado coetáneo-posterior (*Candanedo-Cuevas*), su heterometría (bloques de 1,7 m.), el carácter brechoide y transgresivo son argumentos de peso, junto con otros.

Hacia el E. del Esla el muro del conglomerado es en general un «montón» de bloques calizos del Cretácico, mientras que los procedentes de calizas, areniscas o cuarcitas paleozoicas, sólo abundan en los tramos inmediatos del escarpe donde éstas afloran, mostrando carácter local y corto transporte. Muestra una discordancia progresiva, cuyos valores (12-15°) prueban el origen sintectónico, aún deduciendo la pendiente de depósito algo mayor en la base. Pero más fuerte es la discordancia con el substrato cretácico y paleógeno (15-75°), cuyos máximos se observan con el primero desde el Esla al Cea, y los mínimos, con la *arenisca de Vegaquemada*, del Porma al Torío, en típico «relleno de caja» del techo del conglomerado. En éste se anula la mayoría de las fallas del Cretácico, lo que unido a la desconexión entre los pliegues de ambos (por tipo y situación) acaba de perfilar la *etapa principal*.

Parece iniciarse con un buen salto y talud, acentuando los pliegues cretácicos esbozados antes, por empujes desde el N., y desencadenando arrastres violentos de bloques del Cretácico, como área fuente inmediata y casi exclusiva. Sucedería una tectónica más gradual, manteniendo el borde enérgico: El desmoche de los anticlinales cretácicos (calizas competentes del Turoniense, aflorando el Albiense) introdujo la morfotectónica de vuelcos, disarmonías, alabeamientos y desgarres, al tiempo que el desmantelamiento alcanzó por el N. al Paleozoico, cuyos cantos (junto con los de cuarzo albienses), son dominantes a techo del conglomerado, bastante silíceo.

Para el tramo situado al W. del Esla, y sobre todo del Torío, esta sucesión ha de matizarse. El Cretácico, más delgado, más deformado antes, arrasado y, sobre todo, fosilizado, tiene un papel muy secundario, tanto como área fuente del conglomerado como en su juego en la deformación.

2. LA DESNIVELACION DEL MIOCENO SUPERIOR: EL GRADERÍO DEL MACIZO Y LOS MONOCLINALES DEL TERCIARIO

La potencia del relleno en esta etapa (300-400 m. y casi inferior a la mitad de la precedente), el arrastre desplazado al interior del Macizo, y el depósito en abanicos un tanto locales y solapados, son muestra de saltos menores y menos bruscos. Pero la alta y permanente competencia que muestran los grandes bloques (1 m. y hasta varios Km. en la Cuenca), requiere una energía sostenida del escarpe, aún en un transporte embarrado como éste. Los bloques mayores, de arenisca, rodados y desgasta-

dos, proceden de otro largo y complejo arrastre por el Macizo (sin áreas fuentes a menos de 10-15 Km.).

Los cambios en el relleno concuerdan con los rasgos de la fracturación más reciente; aunque jugaron la *directriz* y otras grandes fallas inversas, tuvo mayor importancia la suma del graderío en el Paleozoico, cuyos escarpes persisten en las llambrias y rellanos de las crestas en calizas o cuarcitas, añadiéndose los remontes de paquetillos y capas en las formaciones menos rígidas (Fig. 2). Si eso se aviene al traslado del área fuente principal hacia el N., hacia el S. la deformación también moderada del Cretácico condujo a merma y luego cese como provisor del Mioceno. Sólo en facies inferiores y locales (junto a los mayores asomos de la cobertera al E. del Esla, como la *Modino-Puente Almuey*), sus cantos llegan al 20%. Y la ausencia total en el techo mioceno, hace pensar que resultó fosilizado o reducido a breve rampa de transporte entre el Macizo y la Cuenca.

Al E. del Carrión, el Cretácico monta en falla sobre el Mioceno inferior, vertical o volcado, enlazando con los sinclinales terciarios; pero son efectos locales, acentuados por el gancho de la falla inversa, y por el grosor y rigidez del conglomerado (*Cuevas*), que se retrae mal. El relleno de los sinclinales en el Mioceno superior, además de modesto (200-300 m.), se muestra poco deformado (buzamientos de 10°). Al W. del Porma la deformación del conglomerado fue más sencilla. Se produjo un monoclinial de 18° en el techo (que se elevaría a 1.500 m. al enlazar con el Paleozoico del Macizo, donde ha sido desmantelado), matizado por algún leve frunce sinclinal, sobre el que reposa el Mioceno superior apenas inclinado (7° máximo). Tales rasgos son nítidos en el Porma (Corte 2), Curueño y Torío, donde el conglomerado se hunde regular y rápidamente bajo 400 m. del Mioceno superior; pero se matizan con una menor energía en el resto, pues los monoclinales del primero (10-15°) sólo alcanzan 1.100 m. en el contacto con el Macizo. Todo ello, añade al carácter más débil, gradual y escalonado de la desnivelación en el Mioceno superior, los rasgos de *decreciente* y *regresiva*. La escasa inclinación (4-8°, sin deducir la de transporte de bloques) y tenue deformación del techo de la Cuenca, aún en el margen, muestran que la tectónica postmiocena no pasó de modesta.

3. EL PROBLEMA DE LAS SUPERFICIES DE EROSION

Como punto de partida en la génesis del relieve montañoso que orla la Cuenca, como elemento de datación de situaciones, o por su pervivencia en aplanamientos de las formas actuales, se han señalado al menos tres superficies: premiocena, intra-

miocena y finimiocena, llamada también *fundamental*¹⁰. Si aquéllas implican la reducción extensa y general del escarpe, aún con algún resalte de matiz, no hay argumentos para sostener tales superficies en los 120 Km. del contacto.

Pero sí se observan biselamientos parciales y locales, que pueden asociarse a vastos arrasamientos de otros sectores montañosos. Los más antiguos y premiocenos son los visibles en los pliegues truncados del Porma, acaso coetáneos de la superficie premiocena en la montaña media desde el Pisuerga al Urbel¹¹. Los intramiocenos corresponden al término del depósito del conglomerado y, con mejor desarrollo en torno al Esla, se plasman en el enlace de aquél sin ruptura con el Cretácico en unos tramos, mientras que en otros lo fosiliza, llegando a reposar sobre el Paleozoico. Del Mioceno final parecen los biselamientos más extensos, sobre todo en torno al Orbigo y el Pisuerga. En el primero, el Precámbrico de las Omañas enlaza claramente y a lo largo de varios Km. con el relleno de la Cuenca, aunque luego fuera explotado por el río en depresión periférica¹². Hacia el Pisuerga el techo miocono fosiliza al Cretácico y al Paleozoico, o prolonga el plano subhorizontal (1-2°) que trunca al primero y a los conglomerados, subverticales o volcados, dando lugar a «crestas» de cima plana e isoaltitud en varios Km., pero no muerde apenas hacia el N. en el Macizo.

Salvo en el sector más occidental, no cabe, pues, hablar de verdaderas superficies de erosión sino de arrasamientos modestos y locales; en contra, hay argumentos para pensar en un desnivel y talud casi permanentes entre el Macizo y la Cuenca. Uno de ellos es el carácter nítido y recto del borde en 120 Km., así como la faja albiense que lo acompaña a nivel muy constante: ni el Terciario rebasa apenas por el Norte a la *directriz* ni el Paleozoico por el Sur; mientras que la anulación general y completa del escarpe debería introducir la interpenetración de ambos, con apófisis de bastantes Km. Los grandes bloques (más de 1 m.) en todo el Terciario del borde constituyen otro argumento más, por las exigencias de desnivel y pendiente de transporte que conllevan. Por último, la superficie finimiocena o *fundamental*, requiere también admitir un salto posterior del orden de 1.000 m., en algunos tramos, y los hechos lo que muestran es una esta-

bilización o una tectónica muy débil.

Si en sectores de montaña media de la misma Cordillera Cantábrica, o de la Ibérica, hubo arrasamientos extensos y nivelación general en el Terciario, éstos se produjeron sobre deformaciones modestas o incipientes, cortando anticlinales, grupos de pliegues, o horsts, y rellenando sinclinales o cubetas. Una ventaja añadida fue el carácter no muy duro ni muy contrastado de los estratos cretácicos —los más afectados—. Pero en bordes de robustos horsts paleozoicos, mucho más desnivelados, duros y en fuerte contraste con el roquedo aledaño, el trabajo de reducción de escarpes resultó mucho más difícil y largo en el tiempo. Por eso, sólo en tramos con poco salto, o con rocas blandas y homogéneas (como ocurriría con el Precámbrico al W. del Orbigo) pudo consumarse un enlace sin ruptura entre el Macizo y Cuenca, mientras en los más desnivelados, los efectos no pasaron de una simple atenuación.

V. EL RECORTE DEL ESCARPE EN EL PLIOCENO: EL REBAJAMIENTO INICIAL DE LA CUENCA Y EL DEPOSITO DE TIPO RAÑA

Desde el techo de la Cuenca, la primera fase de la evolución pliocena, con clara incidencia en el escarpe, rebajó aquél hasta 60-80 m. en una superficie muy plana, cuyos testigos son unas pocas muelas dispersas. Se disponen al margen de la red actual y separadas de los valles por rellanos, siendo las de Negrón, Corollas y Rucayo (1.322, 1.305 y 1.205 m.) algunas de las más notables del Orbigo al Esla¹³. El débil encajamiento y la gran capacidad de ensanche de la red coetánea, concuerdan con lo ocurrido en el E. de la Cuenca, al formarse los niveles altos de los páramos calizos, de los que destaca algún cerro. Estos rebajamientos sólo parecen funcionar con eficacia en rocas blandas y estructura favorable —horizontal— de la Cuenca, deteniéndose o atenuándose casi por completo en los sopiés duros y poco alterables de los bordes montañosos, donde apenas muerden. Por tanto, además de acentuar el escarpe, el desmantelamiento del bloque hundido produjo un recorte general de los perfiles¹⁴.

¹⁰ La dinámica en superficies de erosión ha sido propuesta para las Montañas castellano-leonesas por P. BIROT y L. SOLE SABARIS (1954): *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central española*. Ed. C.S.I.C. Madrid, 79 pp. Con matices y sin pronunciarse a fondo, hablan de diversas superficies, de las cuales, la más importante para el relieve actual, sería del Mioceno avanzado o finimiocena, según casos. Además de ampliar y matizar estas ideas, que mantienen, en otros trabajos, el segundo de los autores, señala una superficie premiocena en la vertiente Sur de la Cordillera Cantábrica. Vid. L. SOLE I SABARIS (1966): «Sobre el concepto de Meseta española y su descubrimiento». En *Homenaje a D. Amando de Melón y Ruiz de Gordejuela*. Zaragoza, pp. 15-45, p. 41.

¹¹ J. GARCIA FERNANDEZ (1980): *Introducción al estudio geomorfológico de Las Loras*. Depto. de Geografía, Valladolid, 82 pp., p. 13 y ss. Reconoce, por argumentación esencialmente geomorfológica una extensa superficie premiocena.

¹² Vid. A. GARCIA DE CELIS (1989): *Op. cit.*, p. 310 y ss

¹³ Para este sector, la existencia de un rebaje con cerros residuales sobre el que se asienta la *raña* ha sido mencionada por C. FERRERAS CHASCO (1981): *El Norte de la Meseta Leonesa*. Ed. Fray Bernardino de Sahagún. León, 455 pp., pp. 81 y ss.

¹⁴ En el SE. de la Cuenca, esos rasgos se recogen en la tesis doctoral del autor. C. CASCO MARAÑA (1987): *Estudio geomorfológico de la Serrezuela de Pradales*. Valladolid, 629 pp. y apéndice gráfico. In. litt.

1. EL DEPOSITO DE TIPO RAÑA Y SU ORIGEN FLUVIAL

A fines del Plioceno, la superficie erosiva precedente funcionó como asiento del último tapiz terciario: la *raña*. Su matriz rojiza se asocia a una alteración previa y sus cantos silíceos, situados frente a tramos del escarpe en calizas o pizarras, remontan el origen principal al interior del Macizo¹⁵. Su transporte largo y competente se vincula a ríos embarrados, lo que no sólo se advierte en la matriz abundante y mezclada con los cantos, sino en el «rebozado y empaste» arcilloso que muestran cuando aquélla escasea (aspecto que sirve para su identificación) y también en el bajo desgaste de algunos. Pero son abundantes los bloques y cantos redondeados, debido a su origen en las pudingas carboníferas.

Al acceder los ríos a la superficie erosiva muy abierta y plana de la Cuenca, el depósito de los ríos se produjo en conos muy desparramados, cuyos ápices arrancan de los valles actuales del Macizo, lo que es otra prueba del origen (Fig. 5). Esto, muy claro en el Carrión, cuya *raña* es la más alta, extensa y mejor conservada, se advierte peor en los valles restantes, cuyos vértices han sido muy desmantelados. Pero la orientación de los cantos y canales internos apunta claramente a la salida de los valles a la Cuenca.

Siendo un fino tapiz (20 m. como máximo) este recubrimiento forma un manto continuo hacia el Sur de hasta 30 Km., alcanzando hasta Saldaña en el Carrión, en una extensión sorprendente. Sin embargo, eso confirma la planitud de la superficie erosiva sobre la que se produjo y, sobre todo, la *estabilidad tectónica del borde, desde el Plioceno*. La perfecta llanura del canturreal conserva sin modificación sensible los rasgos de la pendiente de depósito, con valores bajos y sutilmente progresivos hacia el Macizo, desde 0,60° en lo que resta de los ápices a 0,22° en el exterior de los conos, y un promedio de 0,32°, lo que acaba de perfilar el trazo cóncavo imperceptible propio de estos depósitos.

Los valores mínimos, inferiores a los de lechos actuales de algunos ríos en la Cuenca, junto con la referida competencia, hacen pensar en un acusado equilibrio del transporte embarrado, cuya fracción arcillosa sería suficiente para mantener la competencia, pero no excesiva hasta el punto de reducir drásticamente la fluidez y la velocidad. De acuerdo con esto se observa orientación de cantos, aunque no general, y también cierta clasificación, de modo que hacia el borde S. los bloques no sólo escasean,

sino los presentes se hallan entre los más pequeños, redondos, ligeros (arenisca) y más fáciles de transportar. Asimismo, los mínimos de pendiente excluyen cualquier dinámica de glaciógenos eficaz sobre los conos (máxime si se considera la acusada permeabilidad y el calibre del canturreal), esbozada para otros sectores de la Cuenca con mayor pendiente¹⁶, y el único reajuste visible es un lavado somero y local de la matriz, tendente a asentar y hacer más resistente la superficie del depósito.

Estos rasgos, genuinos en el caso del Carrión, han de matizarse para otros grandes valles del Macizo, cuyas *rañas* plantean mayores problemas, por su grado de destrucción. Las plataformas más extensas corresponden al Esla, Cea y Bernesga, mientras en el Porma, Torío y Curueño sólo se observan posibles retazos, y avanzados hacia el Sur.

En las primeras, el nivel, 50-100 m. más bajo que en el Carrión, no cuestiona la continuidad de la superficie erosiva del asiento, considerando las distancias que las separan. Su extensión menor se atribuye al nivel más bajo de la cabecera (entre 100 y 200 m. inferior a la del Carrión, cuyas cimas superan 2.500 m.) y, sobre todo, a los vastos afloramientos silíceos de aquélla, óptimos para proveer un depósito de este tipo, como son las pudingas carboníferas del Curavacas.

Los retazos del Porma al Torío y su situación meridional han de relacionarse, además, con el carácter más levantado, duro y potente del conglomerado de *Candanedo*: El robusto monoclinial, cuyas crestas culminan a 1.300-1.350 m. y enlazaría a 1.500 con el Macizo. Este detuvo, sin duda, el retroceso de la superficie erosiva pliocena, con lo que a la *raña* le faltó el soporte llano e inmediato en el borde, resultando diseminada hacia el Sur.

Localmente, entre los conos de grandes ríos del interior del Macizo y con transporte de decenas de Km., se formarían otros menores, de arroyos cortos del escarpe y vinculados a cierto retroceso del pie de éste. Del Carrión al Pisuerga hay depósitos de tipo *raña* abundantes en cantos o gravas de cuarzo (seguramente del Albiense aldeaño) y más altos (1.225 m.) que el vértice del Carrión (1.171 m.). La prolongación ideal de los depósitos enlaza con retazos de rampas erosivas (3-4°) en pizarras y areniscas blandas del Macizo y colgadas 60-100 m. sobre los lechos de los arroyos actuales.

Sin embargo, este fenómeno, bien claro y reconocido en otros bordes de la Cuenca, se aprecia mal aquí, debido a la fuerte disección posterior del contacto que ha destruido las rampas, los depósitos o ambos¹⁷. Por los restos actuales, el retroceso del pie

¹⁵ El origen fluvial para los vastos recubrimientos de canturreal en las llanuras castellano-leonesas, es aceptado en todos los estudios recientes.

¹⁶ S. ORDOÑEZ y otros (1976): «Estudio geológico de las facies rojas plio-cuaternarias del borde SE de la Cuenca del

Duero». *Estudios Geológicos*. Vol. 32 pp., 215-220. Señalan en abanicos similares un retoque final en glaciógenos, aunque sin pronunciarse rotundamente.

¹⁷ C. CASCO MARAÑA (1987): *Op. cit.* pp. 436 y ss.

del escarpe en las rampas ha de considerarse modesto y, sobre todo, dispar. Sólo tuvo eficacia (fajas de 1-1,5 Km.) en la orla cretácica o en las pizarras, areniscas o pudingas blandas y alterables del Carbonífero Superior del Macizo, sin apenas incidencia en los duros paquetes verticales de caliza o cuarcita paleozoicas. Estas se levantan bruscamente, casi sin transición desde la Cuenca, cuando no las preceden las aureolas blandas cretácicas o paleozoicas, como ocurre, sobre todo, en el sector de Peñacorada.

2. EL SIGNIFICADO DE LA RAÑA: LA ENERGIA SOSTENIDA DEL ESCARPE Y LA EVOLUCION PLIOCENA

La trayectoria en el Plioceno interesa, tanto por los efectos presentes en el relieve actual, como porque permite conocer la evolución.

Los primeros consistieron en un recorte general de los perfiles, acentuando el diedro entre el talud del Macizo y las llanuras perfectas de la Cuenca, matizadas por cerros residuales. Y hay que añadir el esbozo de los valles y la red fluvial principal del Macizo, vehículo de transporte de la raña, así como retrocesos diferenciales en el pie, realizando los duros paquetes paleozoicos.

La acusada planitud y extensión de la superficie erosiva anterior a la *raña* y la disposición actual de ésta vienen a confirmar, más si cabe, la estabilización tectónica desde el Plioceno y la ausencia de una superficie de erosión *fundamental* finimiocena, sólo admisible para sectores marginales.

El rebajamiento uniforme y general del techo de la Cuenca y la gran extensión y continuidad de la raña, con tan poco espesor, así como la casi horizontalidad actual de ambos, sólo son posibles con una tectónica muy débil o casi nula. La existencia de desnivelaciones acusadas habría producido la disección de la superficie erosiva (Mioceno arcilloso), la concentración del canturreal rañoide en el borde y una inclinación apreciable, o todo ello.

La génesis de estas *rañas* en los bordes de la Cuenca se ha asociado a episodios previos de alteración, cuyas arcillas proveerían la matriz, y a la tectónica pliocena, que desencadenaría los arrastres¹⁸. Los primeros parecen indudables y necesarios, si se consideran los orígenes en el Macizo del canturreal a partir de formaciones coherentes (conglomerados, areniscas y cuarcitas paleozoicos), o la ausencia de arcillas y arenas capaces de aportar directamente la matriz.

Aunque algunos autores sugieren como una

posible procedencia de la matriz a las arcillas del Mioceno superior de la Cuenca, a costa de cierto rebaje de culminaciones previas, lo que se aviene al tipo de *épannage*¹⁹, como se han calificado, los hechos parecen mostrar que ni había tales culminaciones, ni las arcillas miocenas abundaron en la matriz: el bajo desgaste de los cantos es argumento a favor del transporte embarrado desde el Macizo, y la gran extensión continua del depósito, llamativa para su poca potencia (con suaves variaciones locales), prueba que se produjo en medios casi llanos. Finalmente, en otros bordes de la Cuenca, donde el Mioceno no es arcilloso, las rañas se han formado también y con no menos matriz²⁰. Parece que los ríos del Macizo accedían al límite de carga a la superficie muy llana de la Cuenca, donde carecían de cualquier capacidad de rebajamiento y se limitaron a depositar parte de la que transportaban, en gran extensión, lo que estuvo favorecido por la mínima pendiente de elaboración de la superficie erosiva anterior.

La posible tectónica pliocena, impulsora de los arrastres con su desnivelación, es cuestión lábil y sin demostrar. Los hechos muestran que si funcionó no afectó a la Cuenca, lo que hace remontar el juego posible al interior del Macizo, donde no hay tampoco muestras claras de sus efectos. Si se considera el carácter ya levantado del Macizo, y el volumen modesto de la *raña*, bastan los argumentos climáticos para explicar un arrastre y depósito de este tipo.

Los mantos de una alteración previa, aunque fuese somera y no correspondiese a una intensa biostasia (las pizarras devienen fácilmente arcillas, las areniscas, las arenas y el cemento de las pudingas carboníferas es localmente muy vulnerable) prepararon el arrastre posterior, con el advenimiento de climas con aridez, sea estacional o más duradera. Si los rasgos citados de la raña hacen pensar en una génesis de medio árido, a ellos se añaden otro como la rubefacción, o las pátinas de los cantos, que afectan también a las superficies «saltadas» o de roturas durante el transporte, y cuya colaboración rojiza hace pensar que es coetánea del depósito y la rubefacción²¹.

VI. LA DISECCION CUATERNARIA Y LA RED FLUVIAL: LOS CURSOS PRINCIPALES, PARALELOS Y CONSECUENTES

Esbozados algunos de sus trazos en el Macizo durante el Plioceno, la red fluvial que se encaja en

¹⁸ S. ORDOÑEZ y otros (1976): *Op. cit.* pp. 216-218.

¹⁹ Para este caso el carácter de *épannage* ha sido sugerido, entre otros por C. FERRERAS CHASCO (1981): *Op. cit.*, p. 81 y ss. Y para mayor abundancia en el concepto general de *épannage* vid. A. CAILLEUX y TRICART (1979): *Tome IV. Traité de Géomorphologie. Le modèle des régions sèches*. Ed. SEDES. París, 473 pp. Cf. pp. 228-230 y 267-268.

²⁰ Es el caso del Norte de la Serrezuela de Pradales, donde la raña reposa encima de las calizas de los páramos. Véase I. ARMENTEROS (1986): *Estratigrafía y Sedimentología del Neógeno del Sector Suroriental de la Depresión del Duero*. Ed. Ex. Diputación de Salamanca, Salamanca, 470 pp. 414 y ss. O CASCOS MARAÑA: *Op. cit.* pp. 424 y ss.

²¹ S. ORDOÑEZ y otros (1976): *Op. cit.* p. 220.

aquél y en la Cuenca durante el Cuaternario resulta variada, en consonancia con la variedad estructural y los contrastes del roquedo. Son ríos desiguales en longitud y tamaño de cuenca, situación, dirección, evolución y papel en el escarpe; pero también se agrupan en tres tipos homogéneos y bien singulares.

1. LA RED PRINCIPAL: SU LARGA GENESIS Y SU PAPEL DOMINANTE

Forman esta red 9 ríos muy encajados (400-800 m.) que, con dirección N.-S. y perpendicular al escarpe, penetran en el Macizo de 21 a 45 Km. y avenan al Duero su vertiente meridional. De W. a E. se suceden: el Orbigo (Luna en el N.), el Bernesga, el Torío, el Curueño, el Porma, el Esla, el Cea, el Carrión y el Pisuerga (Fig. 1). Salvo el Cea, de menor retroceso, los demás alcanzan la divisoria de aguas con la red cantábrica en el centro del Macizo. El Pisuerga constituye otro caso singular, pues no pasa a la Cuenca terciaria desde el Macizo, sino que se desvía hacia el E., circulando en un buen tramo por la montaña media en el Mesozoico de Aguilar de Campoo y el Oeste de las Loras.

En su trazado, recto a gran escala y paralelo, destaca la falta de equidistancia; en el tercio occidental se agrupa la mayoría de los ríos —cinco—, y las separaciones oscilan de 6-8 Km. (Torío-Curueño-Porma) hasta 16 (Porma-Esla) e incluso 30 Km. (Carrión-Pisuerga). Esta red, por cierta abundancia de afluentes W.-E., explotando pizarras y otras rocas blancas entre crestas de calizas o cuarcitas, se calificó de «típicamente apalachense», lo que sólo es admisible y con matices para el Bernesga, Torío y Curueño²². Los trazados de las restantes ni siquiera tienen disposición ortogonal; unos son dendríticos y en espiga —red del Cea—, y otros desarrollan ramales y afluentes en ángulos dispares con gran desequilibrio entre ambas márgenes, explotando fallas o alojados en cubetas tectónicas. Finalmente en los tramos altos de las cabeceras abunda la dirección NW.-SE., como ocurre en el Luna, alto Esla y Porma, entre otros.

Se insiste en esos rasgos porque, en el interior del Macizo y sobre todo en el borde Sur, la red explota, en sus líneas maestras, a las fallas. Dentro de éstas se ciñe, por encima de todas, a las que han tenido juego en el Terciario y más recientes, con independencia de que muchas correspondan a la reactivación de accidentes del Paleozoico.

En el escarpe meridional, con buen desnivel finiterciario, la dirección N.-S. y consecuente de estos grandes tajos de la *red principal* es la más lógica y la más favorecida por el relieve. Se esbozaron

así anchas facetas trapezoidales, tanto por la distancia interfluvial, como por la angostura de los valles; y la fuerte pendiente facilita un retroceso y trazado rectos a gran escala. Sin embargo, la muy acusada falta de equidistancia, lleva a considerar los factores estructural, litológico y ambiental, así como sus combinaciones, como claves de esta red.

Sin duda, las fallas de la red N.-S., característica del Terciario y de la cual sólo algunas han sido explotadas, constituyen el factor principal. Su juego produjo un ascenso desigual de los bloques del Macizo de W. a E.: Si todos fueron levantados desde la *directriz*, se produjo simultáneamente una sucesión de horsts y cubetas (o teclas de piano) relativos, e incluso estructuras de bloques monoclinales de W. a E. (Fig. 4). Estas fallas, secundarias por su magnitud, tienen valor triple en el control de la red.

En primer lugar, sus escarpes (más o menos atenuados) y la inclinación que otorgan a los bloques funcionan como rectores de la escorrentía por las pendientes que crean, conduciendo los flujos hacia su línea, en general. En segundo, aún siendo antiguas y niveladas, lo que rara vez es el caso de estas fallas, funcionan como largas y bastante rectas líneas de debilidad, hecho fundamental, al cortar alineaciones duras que abundan en el Macizo. Finalmente, las fallas explotadas coinciden con contactos de rocas contrastadas en dureza y comportamiento (calizas y pizarras, por ejemplo), sea porque ellas los hayan creado o acentuado, o porque las fracturas aprovecharon la menor resistencia entre los paquetes paleozoicos, al actuar en el Terciario. En general, se observa en los ríos principales esa triple convergencia.

El Bernesga, Curueño, Porma, el Esla y el Carrión cortan el escarpe sobre fallas y extremos de paquetes de calizas de montaña. El desnivel entre las cimas de interfluvios, a ambos lados de dichos ríos, oscila de más de 200 a 500 m. (recogido parcialmente en las figuras 1 y 3).

El efecto más espectacular corresponde al Carrión, donde las crestas orientales se elevan rápido a 1.800 m. y alcanzan 2.025 en Peña del Fraile, mientras que hacia el W. y el Cea apenas llegan a 1.500 m., y a distancia considerable. En el caso del Esla, las diferencias oscilan entre los 1.822 m. de Peñacorada, al E., y los 1.400 al W., a mayor distancia y más lejos de la Cuenca. En el resto los desniveles son menores pero bruscos y, en todos, los paquetes o alineaciones duros de calizas se interrumpen o muestran grandes cambios de anchura a ambos lados de los ríos (Fig. 3).

La combinación falla-caliza tuvo un gran papel en el inicio de los valles, resultando explotada por una vieja karstificación del Terciario con desarrollo subaéreo, e hipogeo sobre todo. El primero tuvo la

²² L. SOLE I SABARIS (1952): *Geografía de España y Portugal. Tomo I. El Relieve*. Bajo la dirección de M. de Terán. Ed. Montaner y Simon. Barcelona. 500 pp., p. 300 y ss.

mayor eficacia en paquetes calizos anchos con estructura favorable, dentro de la verticalidad general, como es la *escama de Correcillas*, donde las calizas carboníferas se apelmazan y unen con las calizas y dolomías devónicas en una especie de gran pinzamiento sinclinal o de cubeta (varios pliegues volcados, rotos y retorcidos). Ahí se formaron, y persisten, sendas depresiones kársticas cerradas y alargadas (de 1,5 y 2,5 Km. de longitud y 0,4 y 0,5 Km. de anchura respectivamente, alcanzando una profundidad de hasta 80 m.) y que no llegan a ser verdaderos poljés. Sus fondos llanos y lacerados por karstificación posterior, carecen de terra rossa, merced al amplio tiro hipogeo que los hace funcionar como gruesos coladores. A estas hoyas conocidas por el expresivo nombre de *Las Enrasadas*, al margen de la red actual, se añaden restos dispersos de antiguos valles, hoy secos y muy similares, en las crestas calizas del Macizo, así como próximos a los tajos de la *red principal*²³.

No obstante, mayor papel tuvo la disolución hipogea en el tajo inicial de las crestas. En parte por la anchura limitada de las alineaciones calizas y, sobre todo, por las fallas, que fomentan la progresión en profundidad, así como por el buzamiento subvertical dominante, el carácter poco soluble de algunos tipos de calizas o el contacto con otras rocas impermeables, se desarrolló todo un sistema de simas, galerías, cavidades y pequeñas salas, en torno a los «futuros» valles. Sus restos se conservan, a veces muy nítidos, en los tramos superiores de las vertientes actuales, en abundantes oquedades, nichos, machones o semimogotes robustos, adosados a las vertientes, y algún pináculo. El angosto tramo del Esla entre Riaño y Cistierna, o el del Curueño entre Tolibia de abajo y Nocedo, poseen los mejores muestrarios de tales restos.

La combinación de falla, caliza y disolución propició y preparó, de modo complejo y desde antiguo, el tajo «limpio», recto y perpendicular de las crestas, sin que la entidad y dureza de las alineaciones, forzara desviaciones acusadas del trazado. Iniciados y esbozados los tajos, en cuya formación fueron determinantes los procesos kársticos, en su encajamiento cuaternario progresó sobre todo por incisión lineal, hecho que muestra bien la base de las vertientes, que carece, o posee escasos restos, de disolución hipogea, sin que pueda argumentarse su destrucción, dada la angostura (pocos Dm.) de las cerradas.

Junto a las condiciones de desarrollo en la mayoría de la *red principal*, el resto muestra aspectos o matices singulares. Con cierto parecido a aquellas, el Torío explota una fractura o falla nivelada en las calizas de las Hoces de Vegacervera, angostísimo desfiladero (600 m.), con efectos de karstifi-

cación similares a los mencionados. El Cea, y su afluente el Valdetuéjar, se alojan en una cubeta ancha y de poco contraste de dureza. Una vieja cubeta paleozoica, en el Carbonífero superior blando, de la que se alzan por el W. las calizas de Peña Corada y por el E. las de Guardo y Peña del Fraile, debido a que en el Terciario jugó como tecla de piano, hundida hacia la cuenca, y todo ello explica el carácter casi dendrítico de su red. El Orbigo, que explota en valle periférico el contacto arrasado y discordante entre el Precámbrico de las Omañas y la Cuenca Terciaria, se desplaza en su cuenca alta hacia el NW., siguiendo una cubeta tectónica. Y el Pisuerga, acorde con el carácter marginal señalado, se amolda en su salida del Macizo al extremo oriental, y levantado por falla, de las calizas carboníferas que, en sucesión de escalera compleja y con desgarres remontan pronto por el W. hasta la cumbre de Peña Redonda (1.998 m.).

Con estos factores de desarrollo antiguo en el Macizo la *red principal* labró sus valles en la Cuenca, dominando la disección cuaternaria. El encajamiento y el nivel de acceso a aquella de los ríos se distingue por su dualidad.

Mientras que el Carrión, por una parte, accede a 1.100 m. y encajado apenas 120 en su raña, los ocho restantes, con comportamiento homogéneo, alcanzan niveles de 940 a 1.000 m., para una profundidad de 200-300. Pero, excluyendo la incidencia de las apófisis del contacto Macizo-Cuenca—los avances al N. de ésta incrementan, lógicamente, el nivel algunos Dm.— y sobre la recta de La Robla-Guardo, los valores oscilan entre 930-960 m. y en la misma medida se reducen los contrastes de encajamiento, a pocos Km. al Sur del contacto.

Junto a la homogeneidad de casi toda la red, sorprende la singularidad del Carrión, cuya pendiente de perfil duplica, en su tramo inferior, a la de los de la misma longitud en los restantes ríos (incluso la del Pisuerga con el que confluye). Esa mermada capacidad excavadora no puede atribuirse ni a una longitud mayor (el Pisuerga lo supera) ni a un roquedo duro (al contrario, es ventajoso, sobre arcillas en su mayor parte), ni a otras peculiaridades en el tipo de red, sino a los rasgos de su cabecera en el Macizo.

Esta tiene el nivel de cumbres más elevado, con algunas por encima de 2.500 m. (Peña Prieta a 2.536 m., compartida con el Esla, y Curavacas a 2.520) y una altitud media superior en más de un Hm. al resto; pero, junto a eso, la clave parece estar en el roquedo. Abundan en extensión y con buen espesor areniscas o cuarcitas devónicas y, sobre todo, las potentísimas (900 m.) pudingas carboníferas westfalienses del Curavacas, que da nombre a la facies. Ambas, no sólo producen carga abundante (al

²³ Efectos de una karstificación similar, datada como muy antigua y posiblemente de fines del Terciario, han sido señalados por J. GARCIA FERNANDEZ (1980): *Memoria del XI*

Curso de Trabajos de Campo. Depto. de Geografía de la Universidad de Valladolid. Valladolid. 203 pp., pp. 10 y ss. y 144 y ss.

disolverse el cemento, o por gelifración, que arranca cantos con facilidad, incluso en taludes actuales), sino gruesa, y difícil de reducir y transportar.

La originalidad del Carrión ha de atribuirse a una mayor carga, que consumió gran parte de su energía, limitando la excavación. En consonancia, su sistema de terrazas es el más numeroso y desarrollado en el margen de la Cuenca, cuyo canturreo silíceo forma amplios escalones y placas de buen grosor relativo: se inician desde el mismo borde en 4 niveles claros y repartidos en 65 m. sobre el lecho mayor (para todo el valle se han señalado más de 20 niveles, utilizándose este sistema como patrón de cotejo de la red del Duero). Por el contrario, en el Curueño y otros ríos, las primeras terrazas no se producen hasta 12-15 Km. dentro de la Cuenca, y en el Esla, de mayor cabecera, entidad y con nivel de cumbres más alto sólo se observan 2, a 15 y 45 m.

Si la longitud, cuenca, encajamiento complejo, o el esbozo finiterciario en el Macizo, que atestigua la karstificación y los conos de la *raña* desde sus valles, hacen notable a esta red, el carácter *principal* se debe al dominio sobre otras.

2. LA RED PARALELA: UNA COMBINACION DE VALLES PERIFERICOS ORTOCLINALES Y DE FALLA

Se trata de un grupo de arroyos, acodados a los ríos principales en dirección zonal estricta, que excavan desigualmente todo el pie del escarpe. Explotan tanto los estratos blandos cretácicos o terciarios, como las discordancias y contrastes de dureza o estructura respectivos del Paleozoico al Terciario, o las fallas W.-E. del borde, en combinación múltiple. Según tramos son ortoclinales, periféricos, de línea de falla, o varios de éstos a la vez. Todos excavan el pie, acentúan el desnivel, aumentan la energía y exageran algunos tramos del escarpe.

Los valles son muy dispares por su longitud de 1,5-8 Km., según la separación los ríos principales y el retroceso de estos arroyos, profundidad de 50-400 m., anchura de 0,3 a 2 Km. y niveles de 960 a 1.100 m., mostrando la contraposición entre amplias depresiones y meros surquillos o vallejos.

Al margen de la citada depresión periférica del Orbigo, excavada a costa del Albiense y el Terciario discordante, los arroyos paralelos alcanzan su máximo desarrollo del Bernesga al Porma, como colectores de todo el escarpe a la *red principal*. Al mayor encajamiento de ésta (casi 400 m.), las ventajas de nivel consiguientes y la escasa separación de los ríos (6-11 Km.), se añade el monoclinial del conglomerado mioceno.

Con su ascenso y buzamiento medio y regular (18-25), surgió también junto al Macizo la grosera y blanda *F. Vegaquemada*, y el Albiense. Añadiendo la nitidez y energía de la *falla directriz* se completa el cúmulo óptimo de hechos proclives al vaciamiento, en depresiones encajadas 400 m. hacia los valles principales y 200 en los umbrales menos excavados. A menor escala se distinguen el tramo Bernesga-Curueño, más vaciado al sumarse al Albiense la *F. Vegaquemada*, discordante sobre él y el W. del Porma, donde ésta monta y fosiliza los pliegues en calizas cretácicas duras, menos desmanteladas y generando una modesta combe y cresterío en el fondo (Fig. 2, Corte 2).

Hacia el E. del Porma los ríos paralelos se doblan en un tramo de 8 Km., cuyo ramal del N. corresponde al Sinclinal de Las Bodas-Grandoso, empotrado y formado por la falla de *Sabero-Gordón*. El ramal S. ha sido más eficaz, labrando una depresión de tipo periférico en la *F. Vegaquemada*, encajada 260 m. y con 2 Km. de anchura, cuyo frente de cresta en el monoclinial del conglomerado de *Candanedo* culmina a 1.233 m.; pero en el fondo resulta una depresión más compleja, al ser exhumado el Cretácico en monoclinial de 40° al S. y biselado. La disección diferencial ha producido dos crestecillas modestas (destacan 60 m. como máximo y se prolongan varios Km.) que se suceden en las calizas, y los respectivos pasillos ortoclinales en las margas y arenas cretácicas²⁴.

Hacia el Esla, y hasta el Cea, los arroyos paralelos del pie sólo han retrocedido 1 ó 2 Km. desde los ríos principales y sus vallejos poco encajados, 50-150 m., y estrechos, menos de 1 Km., son de disimetría variable, mirando al N. o al S. sus pequeños frentes de cresta, coronados por cejillos del orden de la decena de metros, más que por cantiles notables. Las causas de tan poca excavación son diversas:

Unas, estructurales, como la escasa energía y ascenso del monoclinial (12°) del conglomerado de *Candanedo*, que enlaza con el Macizo a 1.200 m. y sin continuidad (gancheado, volcado y roto). Asimismo, el trazo más ondulado y zigzagueante de la *directriz* y el resto de las fallas se asocia a un Cretácico en puzzle, destruyendo alineaciones, e impidiendo la génesis de depresiones y crestas largas. Otras son litológicas, como la ausencia de la potente y blanda *Facies Vegaquemada*, o su afloramiento raro y con espesor insignificante (50 m.) y clave de la depresión del Bernesga al E. del Porma. Finalmente, la gran separación (12-16 Km.) entre los ríos principales, casi el doble que en el tramo occidental, explica que resten bastantes tramos sin alcanzar por el retroceso de la *red paralela*.

Al E. del Carrión, poco encajado, y hasta casi

²⁴ Véase J. M. REDONDO y A. GARCIA DE CELIS (1989): *Op. cit.*, pp. 343-344.

el Pisuerga, alternan y se suceden tres tipos de valles, de los que el más ancho (350-500 m.) y hondo (60-120 m.) es una atípica depresión ortoclinal, excavada en el Albense-Cenomanense, dejando por el N. el Carbonífero Superior y la *directriz* y por el sur las calizas turonienses volcadas (Fig. 2, Corte 4). Otro, lo forman surquillos ortoclinales, cortos y discontinuos, en la alternancia de calizas y margas cenomanienses subverticales, cuya anchura y profundidad no superan las decenas de metros. Y el tercero explota en tramos la discordancia entre el Cretácico y el conglomerado de *Candanedo* (Cuevas aquí) y la falla que los une y ganchea subverticalmente, con los mejores exponentes en sendos afluentes cortos del río Valdavia.

Si la *red paralela* se muestra dispar en su excavación del pie del escarpe y muy tributaria de la *principal*, la variedad de formas que introduce ha de completarse con otras locales y del relieve plegado. Además de las citadas en el Porma, al E. del Carrión se esbozan tipos de *combes* modestas; dos de ellas forman alvéolos de 200-350 m. de longitud, en terminaciones perianticlinales de pliegues cretácicos, cortos y rotos, que sólo ahí conservan la bóveda y estructura, facilitando el vaciamiento del núcleo del Cenomaniense-Albiense.

La tercera corresponde al anticlinal mayor del Cadéramo en el extremo oriental del Pisuerga; bastante simétrico, con eje NW.-SE. y 3 Km. de ancho, lo forma una cobertera mesozoica cuya potencia triplica a la del resto del borde y es cualitativamente distinta, merced las margas del Keuper y la gruesa sucesión alterna en 4 tramos de margas y calizas cretácicas (Cenomaniense a Garumniense). Sin embargo, se considera como un pliegue derivado, comprimido y levantado entre la *directriz*, la *Falla de Ruesga* por el NW., y el duro estribo de los gruesos conglomerados miocenos de la Cuenca por el S. La simetría y el biselamiento del anticlinal facilitaron el vaciamiento en una *combe* compleja que, a varios niveles del Cretácico, se estrecha en una sucesión de crestas y rellanos hacia el SE. y hasta la terminación periclinal en calizas santonienses en la cota del Cadéramo (1.329 m.), desde donde se hunde hacia el SE. y hacia la Cuenca suavemente y en ancha loma.

3. LA RED CONSECUENTE: EL ROQUEDO Y LA DINAMICA SUBORDINADA COMO CLAVES DE SU DESARROLLO

Se trata del grupo más numeroso de arroyos y afluentes de la *red paralela* que, aprovechando la desnivelación entre 500-800 m. y del N. a S., avanan casi todo el escarpe (Gráficos 4-5). Sus valles son surcos rectos, cortos (menos de 5 Km.), angostos, de cabecera modesta y equidistantes (1 Km.) en los tramos de roquedo y fracturación transversal homogéneos, como el del *Sinclinal de Alba* al W.

del Bernesga. Con esos rasgos de red elemental, y frente a los grandes tajos de los ríos principales y las moles trapezoidales que separan, la labor de aquélla parece un mero retoque de arañazos.

Asimismo, en los tramos duros de calizas de montaña se reduce la equidistancia y aparecen diferencias. Del Carrión al Pisuerga las altas crestas apenas están cortadas en los extremos W. y E. (surcos de 0,5-2 Km. de separación y 100 m. de profundidad), mientras en el centro se agrupan 5 hondos tajos (300 m.) en las cabeceras del Valdavia y Bohedo, de los que 4 atraviesan las calizas, aunque sin penetrar 6 Km. en el Macizo. Todos explotan fracturas, que hunden y estrechan el paquete calcáreo, mostrando el papel decisivo de aquéllas.

La *red consecuyente* en calizas, además de la vinculación a fallas y de su carácter irregular, se distingue por la falta de funcionalidad desde antiguo, de modo que abundan y predominan los *valles secos* por karstificación. Tanto en torno al Curueño, como en Peñacorada, y con frecuencia del Carrión al Pisuerga (más de la mitad del escarpe), la ausencia de circulación y lechos actuales son norma, aunque en dos modalidades.

La más común es la sucesión de tubos verticales o modestos embudos a lo largo de los viejos lechos capaces de sumir con creces el aporte actual de agua. La restante, menos común, consiste en la pérdida de cabeceras, sustituidas por dolinas de tipo nival, cuyo fondo se halla algunos Dm. más abajo que el antiguo lecho y completamente lacerado por embudos y pozos menores. Esta karstificación reciente no se confunde, ni en el carácter nival ni en la relación con la red actual a la que se halla conectada, con las viejas formas del Terciario de Las Enrasadas, a las que se superpone. Sus dolinas menores de paredes enérgicas se encajan en el fondo de aquéllas y, a menor escala, los embudos y pozos (5-20 m. de diámetro y profundidad) acentúan la aspereza. Las crestas de Peñacorada tienen buenas muestras de bloqueo de cabecera por dolinas nivales en el pago de Campo del Arca, a 1.650 m., donde la depresión mayor, ovalada (450 x 300 m. de ejes) y debida a coalescencia de varias dolinas, alterna con otras circulares en cubeta. Por último conviene insistir en las ventajas de las fallas, el buzamiento subvertical, el frecuente carácter tableteado y la composición de las calizas, para la disolución vertical.

En los tramos restantes, sin la dureza de las calizas ni la homogeneidad del W. del Bernesga, esta red se muestra algo más encajada, aunque con diferencias, influida no sólo por las fallas sino por los contrastes de dureza en las rocas. En la tecla del Cea los arroyos, alojados en un bloque blando, dejan incluso de ser consecuentes, formando trama dendrítica. Los lomos interfluviales, convexos, culminan a 1.250-1.300 m. sin apenas ruptura con los del Terciario inmediato; aunque en los arroyos influye la abundancia de fallas y contrastes de dureza

(poco intensos), sólo explotan en tramos cortos algunas de las muchas ventajas de ambos.

Si la dureza y singularidad de las calizas explican en parte el modesto trabajo de disección de la *red consecuyente* en el escarpe, donde más que formar *facetas* las esboza, sin lograr el tajo de las primeras alineaciones, tales rasgos tampoco se deben a su juventud, sino al carácter dependiente. Desde fines del Plioceno, la *red principal* no sólo se hizo con el avenamiento de todo el interior del Macizo, sino que lo dominó de un modo casi irreversible, merced a la combinación de dos ventajas claves: la mayor, a nuestro juicio, fue la estructura de bloques y fallas grandes y marcadas (Figs. 4-5), y la otra, la existencia de anchas masas de pizarras poco resistentes. La conjunción falla-cubeta y roca blanda resultó decisiva para los afluentes de la *red principal*, que se ramificaron, se encajaron y retrocedieron fácilmente dentro del Macizo en una disección diferencial y muy enérgica. Ese vaciamiento tiende a frenar el desarrollo de los arroyos *consecuentes*, cuyo retroceso hacia cumbres estrechas apenas amplía su cuenca, radicando ahí una gran limitación (Figs. 5-6).

Por último, a los factores de la disección consecuyente se añade otro más de índole climática, general y común en las montañas de la red del Duero: la etapa más reciente de la disección (seguramente interglacial y no muy lluviosa) se distingue por ser selectiva. Sólo afectó a ríos de longitud y superficie de cuenca considerables, o a los que excavaban en rocas muy blandas, dejando colgados 40-60 m. a los arroyos afluentes, incluso en cascadas inmediatas a la confluencia si ésta coincide con alineaciones duras. Casi la totalidad de la *red consecuyente* pertenece al grupo de los arroyos colgados en similar proporción²⁵.

VII. LOS PROBLEMAS DE LA EROSION DIFERENCIAL Y LOS NIVELES DE CUMBRES

Los rasgos de la disección del escarpe y algunas correlaciones con el interior del Macizo, conducen a plantear un problema que está muy lejos de resolverse, como es el papel de la erosión diferencial. En conjunto la disección muy enérgica del Macizo es en gran medida diferencial; aprovecha los contrastes de calizas y cuarcitas, realizadas en crestas, y las pizarras o areniscas blandas, excavadas en valles. Así se destruyó casi todo resto de biselamiento antiguo y las cimas no son planas ni suavemente alomadas, sino vértices o aristas afilados de picos, pitones y crestas (*Las Peñas*), alter-

nando con cuerdas interfluviales más suaves y de perfil ojival (*Altos, Cerras y Lombas*). En los valles los contrastes también resultan acusados, desde el fondo amplio y bastante llano de *Vegas y Colladas*, a las cerradas angostas (*Hoces*).

La erosión diferencial del Macizo se corresponde con el tipo apalachense de la red, y ambos con la idea de las superficies de erosión y grandes movimientos pliocenos; unos hechos difíciles de reconocer en el escarpe. Admitiendo un papel clave para la disección diferencial, estimamos que la tectónica de fractura posee un control mayor, al menos en su borde Sur: la *red principal* muestra sobre todo el control de las fallas, aunque fueran niveladas; las *Vegas y Colladas* interiores, de anchura considerable, no responden al vaciamiento como valles, sino son fosas tectónicas; y por último las crestas y picos que las enmarcan no sólo destacan por su dureza, sino también por la disección de horsts aledaños.

Si se cuestionan las superficies de erosión como arrasamientos extensos y acusados en el borde Sur (creemos que también en casi todo el Macizo), cabe admitir como probable la idea de varias e imperfectas reducciones del relieve (coincidiendo con las superficies de otros bordes de la Cuenca, y no consumadas aquí por falta de tiempo, dureza y contraste de la roca, por la magnitud de los desniveles, o por todo ello). La sucesión y añadidos de estos episodios, en una especie de dinámica poligénica, conduciría a un *nivel de cumbres*, plasmado en el valor cercano a 2.000 m. de las actuales, que sorprenden por su homogeneidad. Sin embargo, es idea muy difícil de demostrar, y desborda con mucho el marco del borde meridional.

CONCLUSION

Restan muchos aspectos del escarpe sin aludir, y entre ellos destacan los modelados de influencia lítica, acordes con la extraordinaria riqueza del roquedo. A las referencias kársticas locales se añade una gran variedad de lapiaces, y las cuarcitas, conglomerados y tipos de pizarras, dan lugar a repertorios originales.

No tienen menor interés los procesos del periglaciario y sus formas (el escarpe carece de impronta glaciario neta), en una dinámica de vertientes eficaz, controlada por el binomio gelifracción-soliflucción y tendente a atenuar y regularizar la mayor aspereza precedente. A la ventaja de que el modelado periglaciario se conserva y responde al último episodio notable en el escarpe (aunque no pasara de un retoque de importancia), se añade cierta vigencia de una gelifracción tenue y propia de las calizas a par-

²⁵ J. GARCIA FERNANDEZ (1980): *Op. cit. Introducción al estudio...*, pp. 70 y ss. Señala fenómenos similares.

tir de 1.300 m. Esta, junto con los desgarrones de césped locales (casi exclusivos de pizarras) y los grupos de cárcavas en el Albiense (buen conjunto es el de Robledo de Fenar, cerca del Torío), constituyen los únicos procesos actuales. También cabría incluir los efectos de inducción antrópica vinculados a la minería (hundimientos, corrimientos de taludes y escombreras) y las explotaciones areneras en el Albiense, cuya casuística varia requeriría un estudio para todos ellos.

Nuestro objeto ha sido recoger y plantear los problemas generales de la génesis y evolución del

escarpe, y sus formas estructurales de gran tamaño, bajo sus tres factores decisivos: las *fallas* como clave y agente principal, las *rocas*, que inciden en la dinámica y conservación (destaca el papel de las calizas paleozoicas, como pantallas de resistencia), y las *acciones erosivas*, que conducen a los rasgos actuales. Otros problemas, que limitan y pueden cuestionar cualquier interpretación son la datación del Terciario y el Cuaternario y la trama estructural-erosiva en el interior del Macizo, desde el que han de resolverse en buena medida los problemas del borde.