

LA CUBETA DE NOCEDA, EJEMPLO DE TRANSICIÓN MORFOLÓGICA ENTRE LAS MONTAÑAS CANTÁBRICAS Y LAS CUENCAS DE SEDIMENTACIÓN TERCIARIAS

Amelia GÓMEZ VILLAR

Departamento de Geografía. Universidad de León

R. Blanca GONZÁLEZ GUTIÉRREZ

Departamento de Geografía. Universidad de León

J.M^a REDONDO VEGA

Departamento de Geografía. Universidad de León

1. INTRODUCCIÓN.

La cubeta de Noceda coincide aproximadamente con la cuenca alta del río del mismo nombre junto con dos sectores más: uno al W correspondiente a la cabecera del A^o de Velasco, afluente del Sil, y otro al E que comprende también la del A^o de Quintana, afluente del río Boeza. Ambos ríos principales, Sil a poniente y Boeza a oriente, marcan unos límites claros al valle.

Por el N el valle aparece cerrado por el enérgico relieve que constituye la vertiente más meridional de la Sierra de Gistredo. Este relieve forma un cordal continuo de forma arqueada que en su ápice más septentrional culmina en el alto Cornapinos a 1824 m.; el arco separa el valle de las cabeceras del Boeza (río Urdiales) y del Primout.

Por el S el valle está cerrado por un relieve más modesto pues sus culminaciones rondan solo el millar de metros: Picantar, 1073 m., situado al SSE, y Valdegalén 962 m., (continuación del anterior al W del escobio que el río Noceda talla en este relieve). El cierre meridional, además, no es un agudo cordal, como en el caso anterior, sino un relieve pando con una marcada isoaltitud entre los límites oriental y occidental antes mencionados.

La cubeta en sus cuatro quintas partes está drenada por el río Noceda que, desplazado sensiblemente hacia el W de la misma, sigue la dirección N-S, que es la de máxima pendiente entre los relieves que constituyen la cubeta; por su margen izquierda y antes de salir de la cubeta, recibe transversalmente al río San Justo, quien, a su vez, ha ido incorporando un conjunto de cursos menores (A^o del Fuego, A^o de Ballude, A^o Cantarranas y el propio San Justo) que siguen la misma trayectoria que el colector principal de la cubeta. Unos y otros forman una red toscamente ortogonal y lo suficientemente densa como para considerarla responsable, en un elevado grado, de las formas de encajamiento fluvial que modelan actualmente la cubeta.

El marco orográfico tan neto, la cuenca hidrográfica a la que se adapta, y los límites administrativos que también coinciden (si exceptuamos parte del borde S y el sector más oriental -Quintana Fuseros- y occidental -Villar de las Traviesas), hacen de la cubeta de Noceda un conjunto uniforme, tanto desde el punto de vista físico como humano, al tiempo que la singularizan dentro de lo que constituyen los bordes montañosos de la comarca del Bierzo.

2. LA ESTRUCTURA DE LA CUBETA.

2.1. Los materiales.

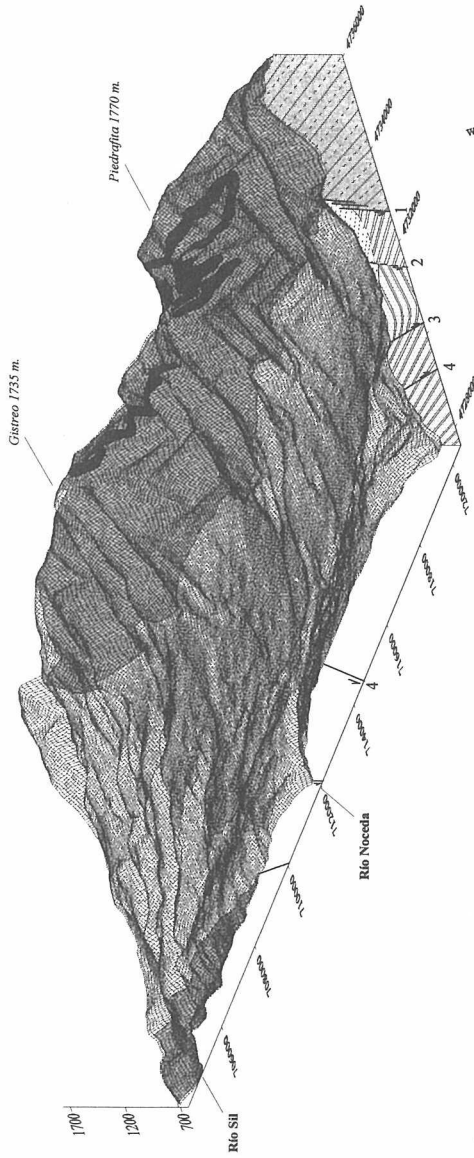
Desde el punto de vista litológico (FIG.1), en la cubeta de Noceda aparecen diferenciadas tres unidades. En primer lugar, y formando el macizo, que es su borde N, se localizan los materiales más antiguos: la litología predominante son las pizarras del Ordovícico superior (Form. Agüeira) así como estrechas bandas de cuarcitas del mismo periodo (Form. Cuarcitas de Vega) (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1982), las cuales, rodean a las pizarras esquistosas del Silúrico en el sector septentrional de la cubeta y en su contacto con las rocas carboníferas (Villar de las Traviesas). Los materiales del macizo se engloban dentro de la Zona Asturoccidental-Leonesa en el Dominio Navia-Alto Sil (PÉREZ ESTAÚN, 1978). Las estructuras que constituyen el macizo siguen una dirección preferente WNW-ESE, con buzamientos hacia el NNE de 45° a subverticales, incluso invertidos en su contacto noroccidental con la cubeta.

La segunda unidad litoestructural corresponde al Estefaniense que, discordante respecto al Paleozoico inferior¹, aflora en los bordes oriental, occidental y meridional de la cubeta; como, además, subyace a los materiales detríticos modernos en el centro de la misma, da lugar a una estructura de zócalo clara, puesta en evidencia por los sondeos mineros o por la parcial destrucción erosiva de la cobertera terciaria sobre el mismo zócalo estefaniense. Las rocas predominantes son pizarras, areniscas e, intercaladas, capas de antracita. La dirección de las capas es sensiblemente W-E, aunque su buzamiento es siempre mucho menor que en la unidad anterior al estar comprendido entre 20° y 40°.

La tercera unidad son los sedimentos terciarios y cuaternarios que cubren discordantemente el zócalo estefaniense y que ocupan el sector central y topográficamente deprimido de la cubeta. Se trata de sedimentos detríticos que comprenden cronológicamente desde el Paleógeno (Form. Toral, HERAIL,

¹ El Estefaniense se considera discordante sobre el Paleozoico inferior y medio. El Estefaniense en Noceda, "bloque" de Noceda (FERNÁNDEZ GARCÍA, 1984), se pone en contacto con el Paleozoico inferior mediante fallas lo que manifiesta una estructura en "fosa" de aquél.

Fig. 1.: UNIDADES MORFOESTRUCTURALES DE LA CUBETA DE NOCEDA



LEYENDA

En el bloque diagrama:

■	Cuarcitas	▨	Paleozoico inf.
▨	Pizarras	□	Neógeno
□		□	Estreñense

En el corte geomorfológico:

▨	Pizarras (Fm. Agueira)
▨	Arenas (Fm. Noceda)
▨	Pizarras, areniscas y capas de antracita (Estreñense)

Ejes X, Y: cuadrícula U.T.M. (Huso 29)
 Proyección Ortográfica
 Rotación: 311
 Inclinación: 12
 Con exageración vertical

Base cartográfica: Mapa Militar de España. 1/50.000. "Noceda" (127)
 Mapa Geológico de España. 1/50.000. "Noceda" (127)

1981), que aparece sólo en el borde septentrional de la cubeta (Quintana de Fuseros), al Neógeno con la singular sedimentación de la Form. Arenas de Noceda. Más recientes son los glacis que fosilizan las arenas en amplias zonas de la cubeta, las terrazas fluviales del río Noceda y los coluviones. Todos estos materiales se hallan topográficamente deprimidos respecto al macizo paleozoico que los delimita por el N y, en menor medida (puesto que, en el caso del Neógeno, llegan a aflorar discontinuamente sobre el Estefaniense), en relación con el zócalo que contornea la cubeta en su totalidad. El conjunto forma una depresión cerrada, perfectamente aislada de los dos colectores fluviales de la comarca (ríos Sil y Boeza), y sólo abierta mediante la corta, aunque entallada, garganta que labra el río Noceda hacia el Sur.

2.2. La disposición estructural.

Ya comentamos que la cubeta se articula entre el bloque levantado de materiales del Paleozoico inf. al N y los bloques semielevarados de rocas estefanienses al S. Entre estas dos grandes unidades que delimitan la cubeta, se extiende ésta constituyendo un sector claramente deprimido a favor de un conjunto de fallas de dirección sensiblemente W-E (FIG. 1):

- La falla más septentrional, denominada *falla de Tombrio-Igüeña* (FERNÁNDEZ GARCÍA, 1984), es un accidente de primera magnitud que no sólo delimita la cubeta en todo su borde N, sino que a otra escala conecta el gran horst de la Sierra de Gistredo (borde NE la fosa del Bierzo), con los relieves que forman la transición topográfica y morfológica entre las montañas circundantes y la mencionada fosa del Bierzo, hecho por el cual ocupan una cota altitudinal intermedia. Se trata de una falla directa de plano subvertical y mediante sondeos se le calcula un salto de 900 m. con hundimiento del bloque meridional. Otras interpretaciones más recientes hablan de un cabalgamiento continuo desde el extremo oriental (Quintana Fuseros) hasta más al W de Tombrio de Abajo, fuera ya de la cubeta (SANTANACH PRAT, 1994). En el Mapa Geológico de la Provincia 1:200.000 se cartografía como cabalgamiento desde el valle de San Justo hasta Robledo de las Traviesas; sin embargo no le asignan ese carácter en Villar de las Traviesas (a pesar de figurar una foto del cabalgamiento de esa zona en la Memoria del mapa), y tampoco en el sector de Tombrio, siendo éste uno de los mejores emplazamientos para ver como el zócalo, en este caso estefaniense, cobija los sedimentos terciarios.

La posición de la falla es difícil concretarla a pesar del neto escarpe que forma, pues unas veces la raíz del glacis, otras los coluviones, la enmascaran casi siempre. De todos modos se trata de un accidente muy complejo, no sólo porque tanto a occidente como a oriente de la cubeta se desdobra en un haz de fallas, sino porque en la parte occidental (a partir de Robledo de las Traviesas) tiene un carácter netamente cabalgante: las pizarras del Paleozoico inf. cobijan el Neógeno, por lo que en ese punto, los últimos movimientos han sido claramente compresivos de N a S. El escarpe, desde el punto de

vista morfológico es, sin embargo, muy homogéneo no pareciendo influir demasiado el comportamiento de la falla como directa o inversa según la zona.

La falla de Tombrio-Igüeña es una fractura muy antigua como lo demuestra que es el contacto mecánico neto entre el Paleozoico inf. y el Estefaniense, aunque sin duda ha vuelto a rejugarse durante la orogenia alpina al igual que las que comentaremos a continuación.

- Inmediatamente al S de la anterior y completamente fosilizada por los sedimentos terciarios y cuaternarios está la *falla de Noceda*. Sigue una dirección W-E desde el valle del río Sil (único punto en el que es perfectamente visible), pasa al S de Robledo de las Traviesas y al S de Quintana de Fuseros. La falla es directa, unos 50° al S, y disloca los materiales del zócalo estefaniense (las prospecciones mineras y sondeos han detectado un salto incluso algo superior a la anterior). También en este caso, la fractura ha vuelto a rejugarse desnivelando ligeramente los materiales neógenos (ver FIG. 1), e influir en la actual configuración morfoestructural de la cubeta².

- El bloque estefaniense meridional aparece semielevado (al menos si lo comparamos con el bloque septentrional) mediante las fallas de *Arlanza* (que es el contacto mecánico Paleozoico inf.-Estefaniense en la parte SW de la cubeta, aunque apenas tiene transcendencia morfológica) y la denominada *falla de Boeza-Ponjos*; esta última, en el sector de la cubeta fractura y desnivela los materiales carboníferos al tratarse de una falla directa de plano subvertical y hacia el N lo que coadyuva a formar la estructura en fosa de la cubeta de Noceda.

- Por último, la *falla de Cabanillas* tiene una dirección sensiblemente transversal a las anteriores. Su trazado arranca de la garganta epigénica del Noceda³, al N de la localidad de Arganza, y va en dirección a Cabanillas de San Justo, por tanto su dirección es SW-NE. Se trata de una falla directa con hundimiento del labio N, por lo que debido a su extensión y dirección, junto con la de Noceda antes mencionada, delimita el bloque más deprimido de la cubeta, su sector central entre el valle del río Noceda y Cabanillas (FIG. 1).

² La posición de la *falla de Noceda* coincide en el sustrato con el límite superficial de los dos niveles del glacis. ¿Es la responsable de la desnivelación de 40 m. que se da entre el glacis elevado y el inferior?. De ser así estaríamos ante la evidencia del juego de la neotectónica. Para algunos autores (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1982) parece evidente que el primer movimiento de basculamiento en el Cuaternario se produce entre la deposición de los glacis lo que explicaría su desnivelación actual.

³ Es probable que sea la misma falla de Cabanillas la que abre la garganta epigénica al desnivelar 100 metros las superficies culminantes chanas de Valdegalén respecto a Picantar.

3. EL RELIEVE DE LA CUBETA.

Las estructuras mencionadas anteriormente se traban espacialmente para constituir un conjunto morfológico singular, al menos comparándolo con los otros bordes del Bierzo, en el que aparecen tres unidades claramente diferenciadas:

3.1. El cierre septentrional.

Se trata de un conjunto montañoso morfológicamente uniforme, a lo que coadyuva sin duda la homogeneidad litoestructural ya mencionada para los materiales del Paleozoico inf. Constituye el ramal más meridional de la Sierra de Gistredo y su carácter montañoso se debe más a la profunda incisión de la red fluvial que lo disecta y que da lugar a profundos valles encajados en "uve" con fondos angostos y laderas muy inclinadas, que a las cotas altitudinales que alcanza, pues culmina sólo a algo más de 1.800 m. de altitud.

Morfoestructuralmente constituye un semihorst que ocupa un escalón intermedio entre los cordales culminantes de la Sierra (Catout, 2.117 m.), más al N, y el fondo de la cubeta de Noceda, situado al S, sobre el cual destaca nítidamente. La incisión de los ríos Quintana, San Justo y Noceda sobre el antiguo macizo recorta sensiblemente el borde meridional de esta unidad pero sin transformar lo que en conjunto es uno de los mejores ejemplos de todo el NO de escarpe de falla entre el macizo paleozoico y una cubeta sedimentaria, cual es el que forma la mencionada unidad en su contacto con los materiales terciarios de la cubeta; escarpe que se ajusta sensiblemente a una de las fallas, la de Tombrio-Igüeña, ya descritas.

El escarpe es un accidente relativamente reciente, como lo prueba el hecho de su perfecta conservación, además de otros datos litoestructurales: el movimiento principal, (el que eleva el macizo por el N y lo constituye en el área fuente del episodio sedimentario más moderno de la cubeta) ha de ser inmediatamente anterior a la deposición de los glaciares cuaternarios. Hasta ese momento, aunque se producen movimientos en el macizo, el área fuente de la sedimentación neógena es el Estefaniense que habría de contraponerse topográficamente al macizo septentrional. Esta inversión del área fuente de los sedimentos en la cubeta de Noceda ya se advierte en la memoria del mapa geológico 1:50.000 de la zona (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1982), y es un hecho común con otros sectores del Bierzo aunque atañe a las distintas formaciones sedimentarias cenozoicas (HERAIL, 1979, 1981, 1984a Y 1984b) y permite individualizar distintas etapas en la formación de la cuenca del Bierzo.

La fase más reciente de la evolución morfogenética de este sector septentrional se manifiesta por la aparición sobre las laderas y en las proximidades de la línea de cumbres de elementos de carácter periglacial. En torno a la zona culminante aparecen pequeños campos de piedra (similares a los que aparecen en Ancares, PÉREZ ALBERTI et al., 1993) y canchales formados a

expensas de las cuarcitas ordovícicas (Piedrafita 1770, Cornapinos 1824). En todo el cordal que cierra la cubeta por el N se da una marcada disimetría morfológica que atañe a otras montañas leonesas (Teleno, Aquilanos) y es que mientras en la vertiente meridional predominan los procesos periglaciares, al otro lado de la línea de cumbres la exposición septentrional facilitó durante la glaciación cuaternaria la aparición de formas glaciares: las cabezas de todos los arroyos que forman el río Urdiales son pequeños circos, aunque los sedimentos glaciares se encuentran totalmente removilizados, con carácter fluvio-glaciar y aparecen dispersos por el fondo del valle principal de Urdiales de Colinas. Esa disimetría en función de la exposición (señalada entre otros por SCHMITZ 1969, ALONSO OTERO 1982, LUENGO UGIDOS 1992, para las sierras del Teleno y Aquilanos) se hace patente también en la Sierra del Gistredo de cuyo borde meridional hablamos ⁴.

En el tramo basal de este sector, y formando un talud que enlaza el macizo con el arranque de los glaciares de la cubeta, aparecen unos potentes depósitos de ladera (coluviones, RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1982), que ocultan casi por completo el contacto mecánico que delimita la cubeta y genera el escarpe de falla. Estos depósitos, en ocasiones de más de una decena de metros de espesor (Quintana de Fuseros) manifiestan una activa acción de la soliflucción sobre esas laderas meridionales. Los depósitos están compuestos por fragmentos heterométricos de rocas resistentes del paleozoico inferior, envueltos en una matriz arcillo-arenosa de tonos rojizos, en los que fragmentos subangulosos se traban desordenadamente con otros perfectamente rodados. Hacia el techo del depósito desaparecen los cantos rodados predominando cada vez más la angulosidad.

El parecido con los depósitos pliocuaternarios próximos (Valdelín) es tal que fueron interpretados como formados a expensas de dichos materiales que, presentes en la cubeta en una etapa anterior han sido removilizados como coluviones recientemente (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1982). Sin embargo, su parecido con el material que constituye los glaciares también parece evidente. Es como si a partir de la deposición del glacis, que se formaría también a expensas de los materiales pliocuaternarios, las condiciones fluvio-torrancia-

⁴ La alternancia de formas glaciares sobre las laderas septentrionales y periglaciares en la meridional se puede generalizar para toda la Sierra de Gistredo, no sólo para su parte meridional. Los mismos cordales principales que arrancan desde el valle del Sil (Palacios) hasta la culminación de la Sierra (Catoute) alternan sobre la divisoria, campos de piedra y canchales de gelifractos ladera abajo hacia el S, con circos, cubetas de sobreexcavación, umbrales, rocas pulidas y alguna laguna de origen glaciar hacia el N. Sólo el valle principal del Boeza manifiesta restos de la acción glaciar hasta las proximidades de Colinas del Campo lo que implica el desarrollo de una verdadera lengua glaciar hacia el S, canalizada por el angosto valle preglaciar del Boeza, al igual que ocurre con otros valles principales de sierras próximas como Ancares (KOSSEL, 1996).

les hayan cambiado hacia un modelado de vertientes (soliflucción) predominante, en consonancia no sólo con un cambio en las condiciones morfoclimáticas, sino dirigido por la sobre elevación de todo el borde montañoso septentrional.

3.2. El cierre meridional.

Está constituido por las estructuras estefanienses. Desde el punto de vista morfoestructural se trata de una misma unidad que encuadra y delimita la cubeta por su lado meridional⁵.

Sólo la falla de dirección N-S, que aprovecha el río Noceda como exutorio de la cubeta, rompe esa contituidad, de tal forma que a ambos lados de aquella aparecen algunas diferencias: al E se trata de un bloque compacto enérgicamente erguido sobre la cubeta y cuyo contacto con ésta coincide a grandes rasgos con la falla de Cabanillas. Un escarpe de falla de unos 8 km de longitud a cuyo pie discurre el río San Justo delimita el bloque entre el Alto de los Monzones y la confluencia del río anterior en el Noceda. El bloque tiene una culminación panda y una marcada isoaltitud de E a O en torno a los 1000/1100 m.

A media ladera y hacia la cubeta, aparecen rellanos que a modo de retazos discontinuos marcan un nivel en torno a los 900/800 m. de E a O, que tiene su continuidad hacia el N en lo que ya es el fondo de la cubeta sobre la superficie de los glaciares. Esa conexión topográfica y la presencia de restos de sedimentos neógenos en toda la ladera septentrional del bloque⁶, ponen de manifiesto el levantamiento reciente del bloque con relación a la cubeta de tal forma que el encajamiento cuaternario de la red del río San Justo ha exhumado casi totalmente este sector de las estructuras estefanienses.

Al otro lado de la falla del Noceda los caracteres cambian sensiblemente.

⁵ Es el mismo bloque ya mencionado por nosotros en un trabajo anterior (REDONDO VEGA, 1996). Topográfica y estructuralmente separa las cubetas de Noceda y de Bembibre, la única diferencia es que hacia la cubeta de Noceda esta formado por materiales carboníferos, mientras que hacia la de Bembibre son materiales del Paleozoico inf.

⁶ En el geológico 1/50.000 se ha cartografiado alguna de estas manchas de sedimentos aunque su discontinuidad y escasa potencia los haga poco representativos desde el punto de vista geológico, geomorfológicamente tienen un indudable interés pues manifiestan la continua exhumación del bloque y el correlativo encajamiento de la red fluvial en los márgenes de la cubeta. En las minas a cielo abierto abandonadas situadas frente a San Justo Cabanillas (Formigueiros), esos restos de la sedimentación neógena (que allí formaron parte del recubrimiento de estéril que hubieron de desmontar) son perfectamente visibles, aunque no aparezcan cartografiados en el mencionado mapa geológico.

Hay una continuidad estructural pero morfológicamente las culminaciones pandas del bloque (Valdegalén 962 m., Postiriegas 937 m.) se amplían hasta enlazar con los glaciares y su basamento neógeno en esta parte occidental de la cubeta de Noceda. El Estefaniense queda, de esta forma, bajo esa cubierta neógena y cuaternaria en amplios sectores, dando lugar a una estructura de zócalo paradigmática.

Esta morfología se debe a que el sector de Valdegalén del bloque aparece hundido un centenar de metros respecto al anteriormente comentado, lo que ha permitido la conservación de la cobertera neógena que fosilizaba el Estefaniense, a pesar de la poderosa labor de erosión remontante que la red del río Velasco (tributario del Sil) ejerce sobre este sector occidental de la cubeta de Noceda. Gracias a ello se conserva una morfología culminante panda que es el testigo de la morfología que tuvo que tener la cubeta de Noceda antes de los últimos movimientos de los bloques y del encajamiento fluvial.

En contrapartida, este sector occidental del bloque meridional no delimita claramente la cubeta, no existe un escarpe de falla neto como el que la cierra al otro lado del río Noceda y sólo los valles de los arroyos de Valdegalén hacia el O, y Sorbera hacia el E, que recortan el zócalo en la misma dirección que el río San Justo, parecen delimitar de forma difusa la cubeta en este sector.

3.3. La cubeta de Noceda.

Delimitada por las dos unidades anteriores y por los valles del Boeza y Sil a E y O respectivamente, aparece este sector deprimido topográficamente con suaves pendientes que reproduce a pequeña escala los caracteres de planitud cercada por bordes montañosos escarpados que identifican a las cuencas intramontañosas de la vertiente S de la Cordillera Cantábrica, aunque desde el punto de vista morfoestructural está mucho más emparentada con el Bierzo, de la que es un anexo, y con otras cuencas terciarias gallegas (SANTANACH PRAT, 1994).

Una gran parte de las superficies de suaves pendientes que ocupan la cubeta están constituidas por un glacis que arranca del borde montañoso septentrional (fosilizando en algunos puntos el contacto de las dos unidades) y se extiende en dirección SE. El glacis se apoya sobre los restos de una superficie bastante homogénea labrada sobre los materiales neógenos.

La cubeta hubo de estar casi totalmente colmatada por el glacis constituyendo una superficie inicial de preencajamiento para la labor de la disección cuaternaria. Los arroyos de la red del Noceda se encajan siguiendo una dirección N-S en esa superficie del glacis, recortándola y confinándola a los interfluvios (FOT. 1). Dado que la inclinación de la superficie sobre la que se encajan (el glacis) es hacia el SE, los valles de los arroyos que la disectan tienen una acusada disimetría: la vertiente de la margen izquierda abrupta, deja ver los materiales neógenos a los que se superpone el glacis, mientras que la de la margen derecha es casi siempre una rampa suave que conserva

Foto 1: Vista parcial del núcleo de Noceda situado sobre la terraza inferior del río y dominado por dos niveles de glacis. Al fondo, a la derecha, vista parcial del bloque meridional (Picantar) que cierra la cubeta.

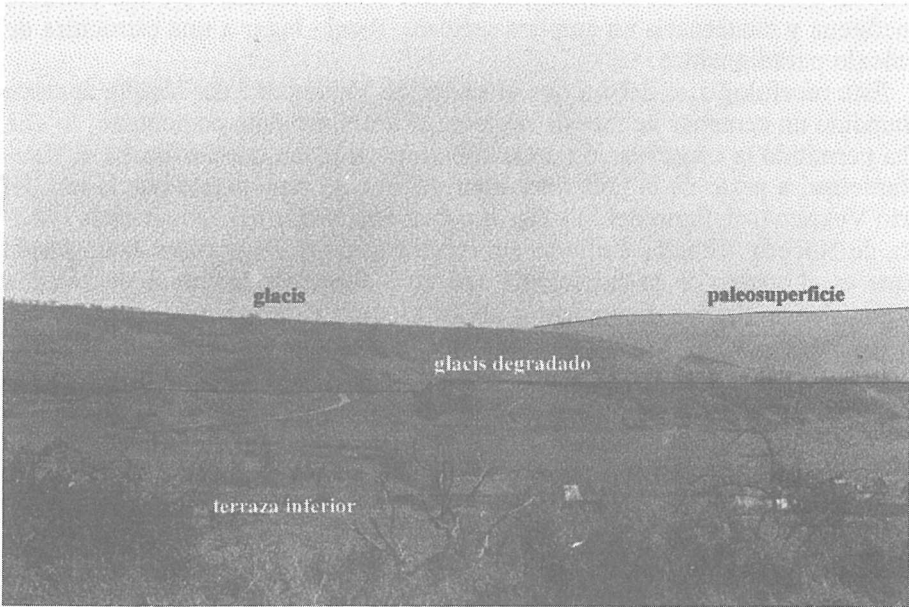
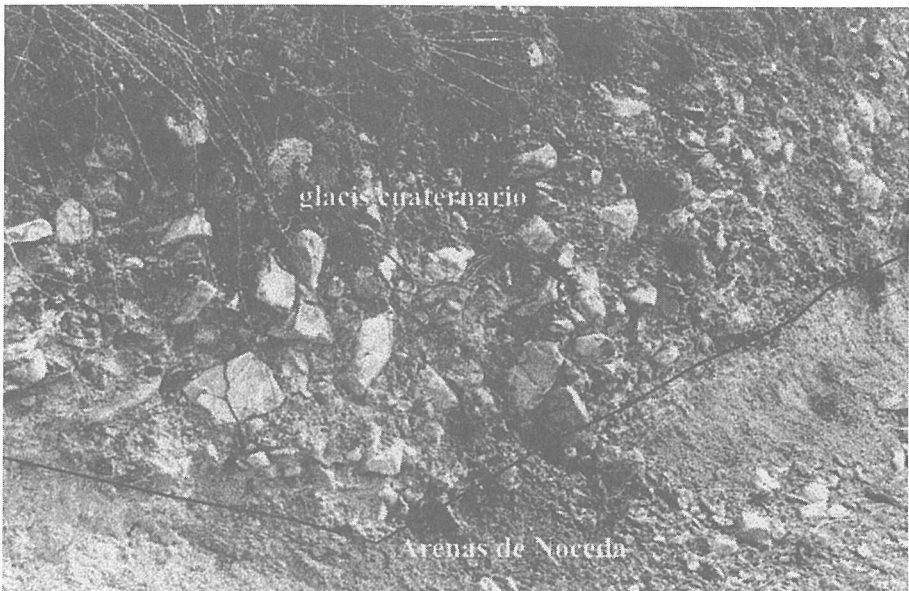


Foto 2: Glacis detrítico cuaternario recubriendo la Form. terciaria. Arenas de Noceda. San Justo Cabanillas.



la superficie del glacis original (el fondo aluvial del y el glacis es un continuo).

Del mismo modo, en el sector central de la cubeta, en torno a Noceda, el valle se ensancha y aparecen las terrazas (otro elemento común con el Bierzo), lo cual acentúa en ese sector los caracteres de planitud antes apuntados. Las terrazas, de las que se distinguen netamente cuatro niveles, se encuentran topográficamente situadas por debajo del glacis ⁷, manifestando sucesivas fases de aluvionamiento y excavación del río principal (FIG. 2).

4. LA HIPÓTESIS DEL BASCULAMIENTO DE LA CUBETA.

En la memoria del mapa 1/50.000 en el que se cartografía la cubeta se apoya la hipótesis de la neotectónica de la zona basándose en el basculamiento evidente de la cubeta con un sentido W-E (se elevaría el extremo occidental de la misma); como consecuencia de ello el curso principal sólo ha depositado terrazas en su margen derecha (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1982). De esta forma se cartografían hasta cuatro niveles en esa margen, el superior escalonado y los otros tres encajados.

Apoyaría esta hipótesis no sólo la marcada disimetría de algunos valles que escurren en dirección N-S (A^o Cantarrana) por la cubeta, sino que el valle principal una vez que sale del macizo en Noceda, describe una amplia curva hacia el SE hasta el barrio de La Vega, a partir del cual gira hacia el SW recobrando, a la entrada en su garganta sobre el Estefaniense, la dirección que tenía a la salida del macizo.

Sin embargo, en cartografías más recientes, aunque de menor detalle (FERNÁNDEZ GARCÍA, 1984) en lo que se refiere a la cobertera terciaria y cuaternaria, se considera como terraza todo el interfluvio comprendido entre el A^o Cantarrana y el valle del Noceda, con lo cual, al aparecer niveles de terraza a ambos lados del río principal se invalidaría el fundamento argumental en el que se apoyaba el referido basculamiento al E de la cubeta. No obstante, en el mencionado interfluvio los materiales que realmente aparecen son las Arenas de Noceda con cantos muy dispersos de cuarcita semejantes a los que aparecen en los glacis de toda la cubeta, y aunque la morfología del sector semeja topográficamente al glacis, está muy por debajo de los que tiene situados a E y W, por lo que no podemos considerarlo un glacis, como tampoco una terraza pues en los taludes de la carretera que va a Noceda desde San Justo se aprecia claramente las Arenas de Noceda no un aluvión. El sector tiene todo el aspecto de haber sido un glacis hoy completamente desmantelado.

Pero es que hay otros datos referentes a la evolución morfogenética que también entran en contradicción con el basculamiento de la cubeta. Por un

⁷ La terraza superior enlaza perfectamente con el glacis situado por encima al E de Noceda, por lo que le sucede genética y cronológicamente.

lado, si éste se produce y lo hace en el sentido mencionado, es evidente que la respuesta de los cursos fluviales ante el mismo sería diferente según su dirección. Así, por ejemplo, mientras que el curso principal no vería incrementado su potencial por ir en dirección N-S, el A^o de San Justo al discurrir en dirección E-W vería reducido su potencial morfogénético pues el basculamiento sería de sentido contrario al del escurrimiento.

Los arroyos de la margen derecha del Noceda (A^o de Sorbera) verían, por el contrario, incrementado su potencial al coincidir escurrimiento y basculamiento en el mismo sentido. Sin embargo, este hecho no se aviene con dos cuestiones fundamentales como son que por un lado es en ese sector, Valdegalén-Alto del Sardón, donde mejor se han conservado las Arenas de Noceda recubriendo el zócalo estefaniense, cobertera fácilmente erosionable de resultar cierto ese incremento del potencial morfogénético resultado de la basculación reciente.

Por otro lado, ya veremos los fenómenos de reajustes de la red fluvial en la divisoria occidental de la cubeta y como la red del A^o de Velasco manifiesta un intenso retroceso de sus cabeceras y erosión remontante hacia el E. Ese retroceso de cabeceras de la red del A^o Velasco, ¿no hubiera sido contrarrestado en buena medida de haberse producido un incremento de la capacidad erosiva en la red con la que compite?

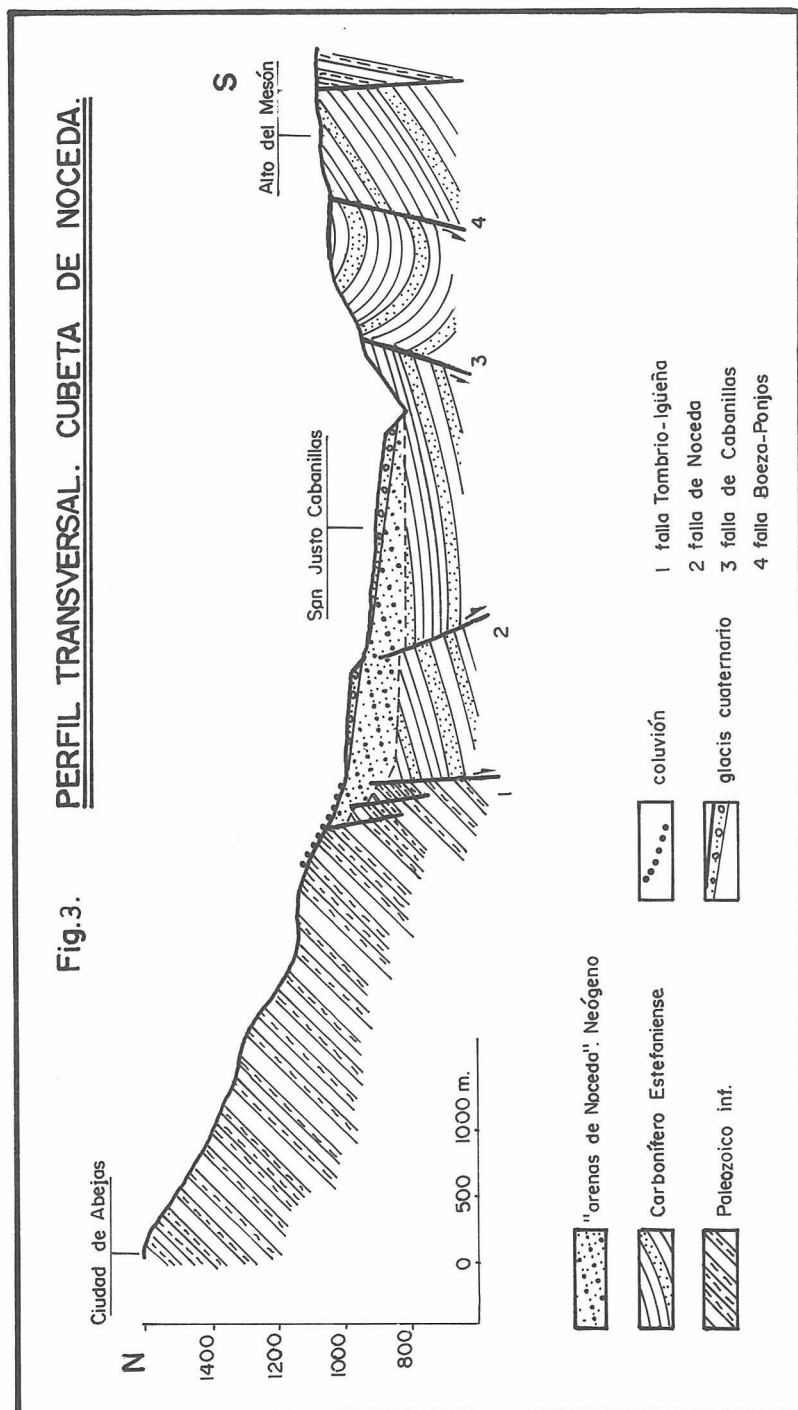
5. ESQUEMA DE LA EVOLUCIÓN MORFOGENÉTICA DE LA CUBETA.

5.1. Paleógeno.

Durante el *Paleógeno* se produce la sedimentación de la *F. Toral* (HERAIL, 1984a), cuyo área fuente se sitúa lejos, hacia el W. La similitud de la sedimentación con áreas próximas (Berlanga) implica una conexión entre ambas, por lo que la articulación de los relieves era muy diferente a la actual, con poca energía y sin los profundos valles que ahora las separa. Esta sedimentación no aparece más al N (Páramo) en donde el Neógeno reposa discordante sobre el zócalo paleozoico, lo que implica que aún siendo un relieve suave por el N había ya un límite neto a la sedimentación paleógena (FIG. 3)

5.2. Neógeno.

En el *Neógeno* se sedimentan las *Arenas de Noceda*. El área fuente es el Estefaniense que rodea la cubeta por el S el E y W (HERAIL, 1984b). Se trata de una sedimentación autóctona, y dado que las arenas aparecen buzando al N y al E (DELMAIRE-BRAY, 1977), no sólo es verosímil el levantamiento de los bordes occidentales y meridionales de la cubeta, sino un cierto carácter sinorogénico. El origen de las arenas parece indiscutible que está en las rocas estefanienses (aparición de yesos secundarios que proceden de los sulfuros de las rocas estefanienses -RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1994-). Sin em-



bargo, la existencia de arenas sobre el límite suroccidental de la cubeta en el contacto entre el Estefaniense y el Ordovícico (SSE de Valdegalén), plantea problemas a esta interpretación sobre su área fuente.

La edad de las arenas es Mioceno medio y superior (RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1994)⁸. Sea cual fuere el momento en el que termina su sedimentación, dada su deformación actual así como su cabalgamiento en determinados puntos por el zócalo paleozoico (Villar de las Traviesas), parece evidente que a finales del periodo se producen movimientos de elevación del macizo situado al N (hasta ese momento un relieve poco destacado y, por supuesto, menos enérgico que el que cerraba la cubeta por el S y por el W) al tiempo que comprime el borde septentrional de la cubeta (FOT. 3).

5.3. Plioceno/Cuaternario.

Elaboración de la *Sup. de Brañuelas* y sedimentación de la raña con su área fuente en el macizo septentrional. La cubeta aparece nivelada con el bloque meridional, mientras que la raña progresa el escarpe septentrional.

5.4. Cuaternario.

- Movimientos verticales sobreelevan el macizo septentrional creando un relieve enérgico respecto a la cubeta; el aumento del potencial supone la destrucción de la raña sólo conservada en el interfluvio Boeza/Tremor (al E de la cubeta) y en algún retazo aislado al N de Noceda. Se exhuman de esta forma rellanos correspondientes a la *Sup. de Brañuelas*.

- Se elaboran los *glacis* que colmatan totalmente la cubeta disponiéndose de N a S pero apareciendo ya confinados en la parte meridional por el movimiento vertical del bloque de materiales estefanienses que cierra la cubeta por ese lado (FIG. 2). La disimetría actual de los *glacis*, con basculamiento al E, y su confinamiento meridional (Cabanillas y San Justo) por el Estefaniense (Raposa) implican la actuación de la neotectónica. La génesis del *glacis* coincide con un periodo de estabilidad tectónica en el que predomina la evolución de las vertientes (NON, 1969) (FOT. 2).

- Esa elevación del bloque meridional de la cubeta manifiesta un juego diferencial que trasciende a la posterior evolución morfogenética. Por un lado, aquél no se eleva de forma uniforme pues actualmente los restos de la *Sup. de Brañuelas* en la parte oriental están algo más de 100 m. más altos que los correspondientes al sector occidental (Valdegalén). Por el medio, una falla de dirección N-S no sólo desnivela el cierre meridional de la cubeta, sino

⁸ Esa es la edad que le atribuyen en la memoria del Mapa Geológico de la Provincia de León; sin embargo en la leyenda del mencionado mapa, las Arenas de Noceda abarcan todo el Neógeno, siendo el equivalente local de las formaciones Santalla y Las Médulas para el resto del Bierzo.

Foto 3: Detalle del talud de una explotación romana en el extremo noroccidental de la cubeta (Villar de las Traviesas); se aprecian las pizarras paleozoicas cobijando a las “Arenas de Noceda” terciarias.

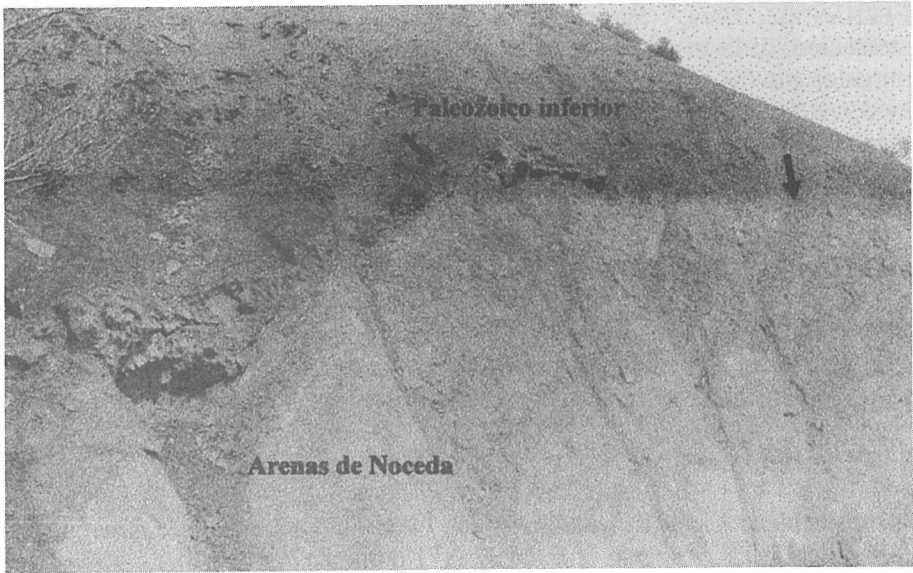
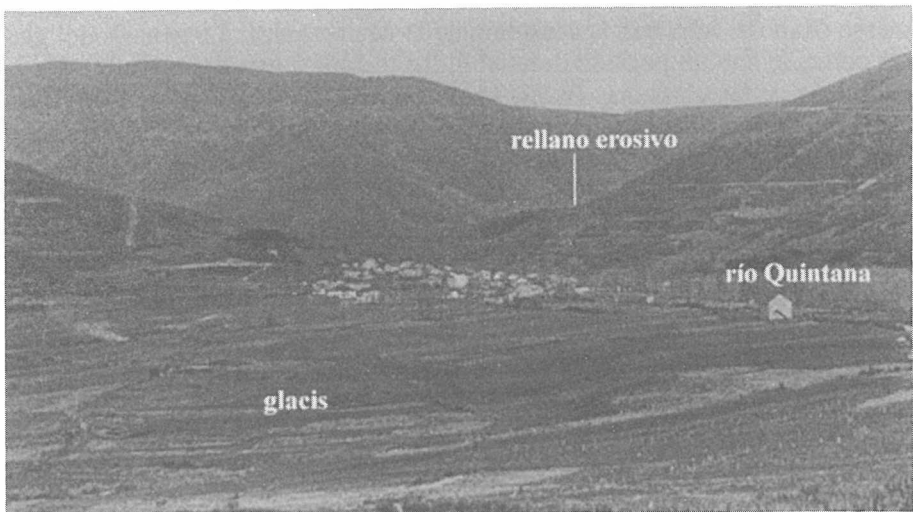


Foto 4: Vista del cierre oriental actual de la cubeta en Quintana de Fuseros. El río Quintana ha abierto el bloque septentrional de la cubeta siguiendo una activa erosión regresiva desde el río Boeza; a media ladera persisten rellanos que se continúan en la cubeta e indicarían un antiguo escurrimiento del río hacia la cubeta y red del río Noceda.



que sirve de exutorio para que el río Noceda, aprovechándolo, se abra al Bierzo a través de la cubeta interpuesta de Bembibre (REDONDO VEGA, 1996). Por otro lado la propia cubeta bascula hacia el E orientando los glacis al ESE, tendencia que se mantendría en la actualidad pues los niveles de terraza, encajados sobre las formas basales de los glacis, se desarrollan preferentemente sobre la margen derecha del río principal.

- La incorporación tardía de la cubeta a la cuenca del Sil (HERAIL, 1984b) y el hecho de que la comunicación se realice por el S en donde el potencial es menor (GARCÍA DE CELIS, 1993) que si la comunicación se hubiera hecho directamente al Sil por el W o al Boeza por la parte oriental de la cubeta, han permitido la preservación de los glacis como fase morfogenética que enlaza el Cuaternario antiguo con el desarrollo de las terrazas posteriores. Sin duda es en la cubeta de Noceda donde estas morfoestructuras alcanzan mayor desarrollo o están mejor conservadas de todo el Bierzo.

- A pesar de lo anteriormente expuesto, la fase de encajamiento de la red fluvial ha supuesto el dismantelamiento, aunque parcial, del glacis; ese dismantelamiento ha sido mucho más intenso en la parte occidental de la cubeta en donde el río Velasco, afluente del Sil, ha desarrollado una intensa labor erosiva remontante cortando transversalmente la dirección del glacis del que sólo persisten pequeños testigos de su zona apical (Castro III, 1.024 m). El propio movimiento en báscula de la cubeta, que supone la elevación del sector occidental de la misma, ha favorecido el encajamiento epigénico del río Velasco sobre los materiales estefanienses en su curso bajo (entre los chanos culminantes de Cornaencina y el talweg del río Velasco hay un desnivel de 250 m.).

- La última etapa en la evolución morfogenética de la cubeta está dominada por el avance de la disección tanto desde los colectores Sil y Boeza que afectan a los flancos de la cubeta como también de la propia red del Noceda. Se forman las terrazas del Noceda con cuatro niveles: el superior, que enlaza suavemente con los restos de un glacis muy disectado y con respecto al cual aparece escalonado, los dos intermedios (claramente preceptibles a lo largo del poblamiento de Noceda), y el inferior (que forma una angosta llanura de inundación), que aparecen encajados. Por otro lado los desniveles creados con anterioridad son rellenados por extensos coluviones asistidos que sellan el contacto septentrional de la cubeta con el macizo enmascarando, al tiempo que regularizando, las vertientes que forman el piedemonte hacia la cubeta. Corresponden a la última fase morfogenética y su carácter periglaciario⁹ parece fuera de toda duda.

⁹ Al menos el nivel superior de dichos coluviones.

6. EL PAPEL DE LOS CURSOS PRINCIPALES EN LA CONFIGURACIÓN ACTUAL DE LA CUBETA.

Del análisis topográfico de la actual cubeta y de su entorno más inmediato referido a los flancos oriental y occidental, se deduce que la apertura de los valles de los ríos Sil y Boeza ha costreñido la cubeta a un espacio mucho más reducido del que tuvo que tener con anterioridad a la organización de la red fluvial fundamental que enlaza el macizo paleozoico con la fosa del Bierzo. De esta forma el nivel en torno a los 1050 m. que marca la zona apical de los glaciares de la cubeta, es decir, donde aparece una ruptura de pendiente neta entre cubeta y macizo, tiene su prolongación hacia el E (valle del Boeza) en el collado de Rodrigatos (1063 m) y en el rellano situado al SW de Igüeña (Raposera, 1067 m.).

Por encima de ese nivel, unos 200 m., aparece otro perfectamente conservado en el caso de la raña que ocupa el interfluvio Boeza-Tremor (alto de LLeras 1257 m.), relieve que tendría su prolongación hacia el N en las cotas de Torca (1266 m.) y Teso Fanales, 1303 m.¹⁰. A media ladera y sobre el arranque de los glaciares de la cubeta, persisten retazos de rellanos que enlazarían con ese nivel previo de la raña: al N de Villar de las Traviesas, Escrita; al NE de Noceda, La Campa; al N de Cabanillas de San Justo, Monte Grande; al NE de Quintana de Fuseros, Collado y Borrilla. Todos estos lugares son rellanos, a veces estrechos, que rompen la fuerte y uniforme pendiente que forma el escarpe meridional del macizo que domina la cubeta e indicarían una morfología previa a la deposición de los glaciares y que nosotros asociamos con el episodio raña¹¹ (FIG. 2).

Del mismo modo, por el W la cubeta se prolongaría más allá del valle del Sil en forma de corredor complejo desde Toreno hasta el interfluvio Cúa-Ancares (Valle de Finolledo), en el cual el Neógeno (y aún el Paleógeno en el sector de Berlanga) aflora discontinuamente fosilizando unas veces el Paleozoico inferior, otras los materiales carboníferos de la cuenca de Fabero. Las culminaciones del zócalo que dominan ese corredor aparecen perfectamente niveladas con las que forman el piedemonte basculado al S y que dominan el corredor desde ese lado: al N de Berlanga las culminaciones chanas

¹⁰ Ya nos referimos en un trabajo reciente sobre la evolución de la cubeta de Bembibre, al enraizamiento de la raña del interfluvio Boeza Tremor en el macizo paleozoico, y a como su disposición hasta el borde de la cubeta de Bembibre y su pendiente hacia el SSW señala ya el camino a la organización fluvial cuaternaria de los ríos Boeza y Tremor. Vid. REDONDO VEGA, 1996. op. cit.

¹¹ Más concretamente al momento inmediatamente anterior a la deposición de la raña que es cuando se alabora la *Superficie de Brañuelas* (BIROT y SOLÉ, 1954). En este sentido, esos rellanos tienen la misma significación que los que ya reconocimos en la inmediata cubeta de Bembibre.

del Estefaniense (Forcada 1037 m.) están niveladas con los materiales terciarios (Campo Retumbo 1036.); en el extremo occidental y colgados sobre la garganta del Cúa, el Paleozoico de Sufreiral 1069 m., enlazan con las culminaciones de Picón 1073 m. y Arbedal 1076 m., relieves exhumados de la sedimentación terciaria que ya sólo aparece en manchas discontinuas a media ladera en su vertiente.

Sobre esos rellanos culminantes, que podemos considerar como restos de una paleosuperficie, los ríos principales aparecen encajados unos 450 m. tal es el vigor de la disección cuaternaria, encajonamiento que, por otro lado, es difícil explicar con el sólo concurso de una activa erosión remontante del Sil fruto de un nivel de base regional muy bajo; ya comentamos que la mayoría de las gargantas y escobios que la red fluvial ha labrado tienen además un carácter epigenético (REDONDO VEGA, 1996), y que sólo la acción conjunta de la erosión remontante y de la epigénesis y el beneficio de líneas de debilidad, puede explicar semejante disección cuaternaria sobre los materiales del zócalo en ocasiones muy resistentes. Respecto a ese nivel hipotético de los 1050 m., los principales cursos se sitúan a la salida del corredor, a unos 600 m. el Cúa y el Ancares, y a 640 m. el Sil. El Boeza circula en torno a Boeza, extremo oriental de la cubeta, sólo a 820 m. pero respecto a su culminación de la margen izquierda (LLeras, 1257 m.), mantiene los desniveles de los colectores principales que de N a S escurren hacia el Bierzo.

Todo lo anterior sugiere un proceso de encajamiento fluvial semejante, al menos para el borde septentrional del Bierzo y las diferencias locales cabría atribuir las más que a rejuegos recientes del zócalo a una paleosuperficie inicial de preencajamiento bastante irregular fruto por un lado de la diferenciación litoestructural y, por otro, del juego diferencial de bloques de la tectónica finiterciaria.

La excepción en cuanto a la magnitud del encajamiento la constituye, precisamente el río Noceda que al salir de la cuenca discurre a 750 m., es decir, está encajado sólo 300 m. sobre su culminación de la margen izquierda (Picantar 1073 m.). ¿se debe ello a la más tardía apertura de su cuenca al Bierzo, (HERAIL, 1984b), o a su menor capacidad de encajamiento como corresponde a un curso con una modesta cuenca vertiente, dada la posición meridional de la Sierra de Gistredo que es el límite natural de su cuenca?.

Con independencia de las consecuencias que el caso particular del Noceda haya tenido en la mejor conservación de las paleoformas en relación con otras zonas del piedemonte septentrional del Bierzo, el río Noceda aparece perfectamente engarzado en la secuencia general de encajamiento de todo el Bierzo. Si trazamos una línea recta desde Vega de Espinareda al W hasta Rodrigatos de las Regueras por el E, los cursos fluviales aparecen escalonadamente encajados: Cúa 600 m., el Sil a 640 m., el Noceda a 750 m., el Boeza a 840 m., y el Tremor a 900 m. ¿indica ello un basculamiento del zócalo hacia el WSW?. Todos los datos parecen indicar que el proceso de encajamiento seguido por los principales cursos fluviales ha sido semejante y que las diferencias que se observan en la actualidad obedecen más a las

diferencias de cota iniciales de la superficie a partir de la cual se inicia el encajamiento que a la tardanza con la que se inicia éste en determinadas zonas.

Aún así, hay un hecho evidente y es que la actual cubeta de Noceda queda delimitada una vez que el escurrimiento fluvial del Bierzo se organiza hacia el WSW y los ríos Sil y Boeza comienzan a encajarse sobre el zócalo. En ese encajamiento no sólo van a influir causas de carácter regional como la apertura de la red del Sil hacia Galicia y la consecución de un nivel de base muy bajo, sino la inestabilidad reciente del zócalo en un doble sentido: elevando diferencialmente bloques del macizo herciniano favoreciendo el encajonamiento epigénico de los cursos, y hundiendo y basculando hacia el S, SW, u W sectores donde, debido a su carácter subsidente, se habían ido acumulando los sedimentos neógenos como lo prueba la intensa deformación que el Neógeno presenta al S de Toreno.

Este hecho ya fue advertido hace tiempo por algún autor que señala una discordancia entre el Mioceno y los más modernos aluviones pliocenos-cuaternarios en el sector de Fresnedo (VIDAL BOX, 1941)¹². En estudios más recientes (SLUITER y PANNEKOEK, 1964; DELMAIRE-BRAY, 1977) se mencionan los materiales neógenos intensamente deformados sobre todo en los bordes septentrionales del Bierzo. La interpretación tradicional sobre el carácter de esos movimientos era que se trataba de movimientos distensivos, mientras que los últimos estudios (SANTANACHAT PRAT, 1995; REDONDO VEGA, 1996), se habla también de movimientos de compresión en los contactos macizo/cuenca por los que el Paleozoico cabalga, puntualmente, el Neógeno. Con independencia del carácter de la tectónica sufrida por los bordes montañosos del Bierzo, es evidente que juego y rejuego de bloques, además relativamente reciente, han tenido unas consecuencias directas en la poderosa incisión de la red fluvial tanto sobre los materiales antiguos como sobre los recientes.

En este sentido los dos ríos principales, Sil y Boeza, primero delimitan la cubeta de Noceda aislándola de otros sectores (Berlanga); después, progresando a través de sus afluentes (río Velasco por el W y río Quintana por el E) la recortan hasta llegar a sus dimensiones actuales. Este hecho ya fue advertido por algunos autores (GARCÍA DE CELIS, 1993), para quien es evidente la distinta dinámica que sigue el encajamiento cuaternario en lo que se refiere a la propia cuenca del río Noceda por un lado y, por otro a los cur-

¹² En determinados puntos del sector Fresnedo-Valdelaloba al S de Toreno no sólo los materiales neógenos están fuertemente deformados, 50°, sino que la propia sedimentación fluvial que se le superpone aparecen ostensiblemente adaptados al basculamiento hacia el SSW, ello implicaría no sólo una intensidad tectónica finiterciaria muy importante y que singularizaría al Bierzo respecto a otras zonas del piedemonte leonés (en donde los materiales miocenos o pliocenos reposan subhorizontalmente), sino evidencias neotectónicas.

sos Velasco y Quintana.

7. CONCLUSIONES.

Desde un punto de vista morfológico, la cubeta de Noceda constituye un eslabón entre las formas de encajamiento propias de las montañas que circundan el Bierzo y las formas planas que caracterizan al sector central de la propia fosa del Bierzo, participando de ambas morfologías. De la primera conserva todo el borde septentrional más los valles epigenéticos del Sil y Boeza que la delimitan al O y E. De las segundas, los glaciares y las terrazas que constituyen la cubeta propiamente dicha y que reproducen, a pequeña escala, las morfoestructuras del Bierzo Bajo o del sector de Bembibre.

La cubeta de Noceda presenta la particularidad, respecto a otros sectores del Bierzo, de haber seguido unas pautas de evolución relativamente autóctonas durante la sedimentación neógena. Así, el hecho de que el área fuente de las Arenas de Noceda se sitúe en los materiales estefanienses y la posición de éstos respecto a la cubeta, indican que hasta el Plioceno sup. la cubeta ha estado desconectada del resto del Bierzo. Los sedimentos pliocenos equivalentes para el resto del Bierzo (formación Las Médulas) se sitúan al pie de relieves enérgicos que rodean el Bierzo (Redondal, Aquilanos, Ancares) orientándose de acuerdo a la actual configuración de la fosa berciana.

Sin embargo, en el sector de Noceda, es a partir de la sedimentación de la raña (y del glaciar que procede del desmantelamiento de ésta) cuando se invierte el área fuente de la sedimentación: ahora es el macizo sobreelevado al N el que aporta los sedimentos. Desde ese momento la cubeta queda incorporada a la organización morfoestructural de los bordes del Bierzo.

La posición de la cubeta, relativamente alejada de los colectores principales (Sil y Boeza), su tardía incorporación al avenamiento general y la escasa capacidad erosiva de la red del Noceda (por su reducida cuenca vertiente), son factores que han permitido una mejor conservación de las formas cuaternarias (glaciares), y ello a pesar de la enérgica sobreelevación cuaternaria del cierre septentrional.

8. BIBLIOGRAFÍA.

- ALONSO OTERO, F. (1982). "Observaciones sobre morfología glaciar del la Sierra del Teleno (Montes de León)". *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, 2: 85-97. Madrid.
- BIROT, P Y SOLÉ SABARÍS, L. (1954). Recherches morphologiques de la Péninsule Iberique. *Mem. et Doc. du Centre de Rech. Cartogr. et Géogr. du C.N.R.S.* IV: 7-61.
- DELMAIRE-BRAY, M.M. (1977). "Les grandes etapes de l'individualisation du bassin du Bierzo (León-Espagne) a partir du Néogène". *Méditerranée*, 28, 1: 19-34.
- FERNÁNDEZ GARCÍA, L. (dir). (1984). *Revisión y síntesis geológico-mine-*

ra de la cuenca carbonífera de "El Bierzo" (León). I.G.M.E. Madrid.

- HERAIL, G. (1979). "La sedimentación terciaria en la parte occidental del Bierzo (León, España) y sus implicaciones geomorfológicas". *I Reunión sobre Geología de la Cuenca del Duero*. Vol.I. IGME, Salamanca; 323-337.

- HERAIL, G. (1981). "Le Bierzo: geomorphogenese fini-tertiaire d'un bassin intramontagneuse (Espagne)". *Revue Géographique des Pyrenees et du Sud-Ouest*, 52, 2: 217-231.

- (1984a). "Dynamique géomorphologique et sédimentologique des piémonts et bassins intramontagneux du Nord-ouest de l'Espagne et géologie de l'or détritique" *Chron. Rech. Min.* 474.

- (1984b). *Géomorphologie et géologie de l'or détritique. Piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne*. C.N.R.S. Paris; 456 pp.

- KOSSEL, U. (1996): "Problemas geomorfológicos acerca de la determinación del máximo avance glaciar en la sierra de Ancares (León, Lugo, Asturias)." *En: Pérez Alberti, A.; Martini, P.; Chesworth, W.; Martínez Cortizas, A. (eds). Dinámica y evolución de medios cuaternarios*. Xunta de Galicia. pp. 131-141.

- GARCÍA DE CELIS, A. (1993). *Geomorfología de la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica: La Montaña Occidental de León y su piedemonte*. Universidad de León. Tesis Doctoral. (inédito.).

- LUENGO UGIDOS, M.A. (1992). *Estudio del relieve del sector oriental de Los Montes de León*. Universidad de Salamanca. Tesis Doctoral. (inédito).

- NONN, H. (1969). "Évolution géomorphologique et types de relief en Galice occidentale et septentrionale". *Rev. de Géographie Physique et de Géol. Dynam.* XI, 1: 31-50.

- PÉREZ ALBERTI, A. y RODRÍGUEZ GUTIÁN, M. (1993): "Formas de depósitos de macroclastos y manifestaciones actuales de periglaciario en las Sierras Septentrionales y Nororientales de Galicia." *En: Pérez Alberti, A., Guitián Rivera, L., Ramil Rego, P. (eds). Evolución del paisaje en las montañas del entorno de los caminos Jacobeos*. Xunta de Galicia. p. 91-105.

- PEREZ ESTAÚN, (1978). *Estratigrafía y estructura de la rama S. de la Zona Asturoccidental-Leonesa*. Madrid, IGME. T.92.

- REDONDO VEGA, J.M^a. (1996) "Significación morfoestructural del sector oriental de la cuenca intramontañosa del Bierzo: génesis y evolución de los componentes morfológicos de la cubeta de Bembibre". *Ería*. (en prensa).

- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. (dir.) (1982) Mapa Geológico de España. E. 1/50.000, 127; *Noceda*.

- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, LR. & HEREDIA, N. (Dir y Coord.), (1994): *Mapa Geológico de la provincia de León*. Instituto Tecnológico Geominero de España. Diputación de León. 166 p.

- SANTANACH PRAT, P. (1994). "Las Cuencas Terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos". *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 19: 57-71.

- SCHMITZ, H. (1969). Glazialmorphologische Untersuchungen im Bergland Nordwestspaniens (Galizien/León). *Kölner Geographische Arbei-*

len. 23. 157 pp.

- SLUITER, W.J. & PANNEKOEK, A.JJ. (1964). "El Bierzo. Étude sédimentologique et géomorphologique d'un bassin intramontagneux dans le NW de l'Espagne". *Leidse Geologische Mededelingen*, 30: 141-182. Leiden.

- VIDAL BOX, C. (1941). "Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño". *Bol.R.S.E.H.N.* XXXIX, 3-4: 121-161. Madrid.

RESUMEN: La cubeta de Noceda es un área de transición morfológica entre la Montaña Cantábrica y El Bierzo. La conservación de algunas formas cuaternarias (glacis) dentro de la cubeta de Noceda se debe a la posición de la cubeta en relación a los ríos principales, a su tardía incorporación al avenamiento general y a la escasa capacidad erosiva de la red del Noceda.

PALABRAS CLAVE: cubeta de Noceda, Montaña Cantábrica, Bierzo, glacis.

SUMMARY: The Noceda fosse is a transitional morphological area between Cantabrian Mountain and Bierzo. The conservation of some quaternary landforms (glacis) inside this Fosse is due to: fosse position in relation to Sil and Boeza rivers, its later incorporation to main network and the smallest erosive capacity of Noceda system.

KEYWORDS: Fosse Noceda, Cantabrian Mountain, Bierzo, Glacis.

RÉSUMÉ: La bassin de Noceda est un espace de transition morphologique entre la Montaña Cantábrica et le Bierzo. La conservation de quelques formes du relief quaternaire (glacis) à l'intérieur du bassin de Noceda c'est possible pour la position du bassin en relation avec les rivières principales, à sa tardive incorporation au drainage générale et à la mince capacité d'éroder du sésseau fluvial du Noceda.

MOTS CLÉS: bassin de Noceda, Montaña Cantábrica, Bierzo, glacis.