

CARMEN RODRÍGUEZ PÉREZ

Departamento de Geografía. Universidad de Oviedo

La evolución antigua del relieve en el área central de la Cordillera Cantábrica

RESUMEN

Algunas plataformas calcáreas elevadas en el sector centro-occidental de la Cordillera Cantábrica han permanecido al margen de la erosión fluvial y glaciaria. Debido a este aislamiento, se han conservado en ellas formas de relieve y depósitos correlativos muy antiguos, que proporcionan una valiosa información desde el punto de vista geomorfológico, tanto en lo concerniente a los procesos de modelado que dominaron durante el Terciario como al papel que los empujes tectónicos de la orogenia alpina han tenido en su disposición definitiva.

RÉSUMÉ

L'évolution ancienne du relief dans l'aire centrale de la Cordillère Cantabrique.- Quelques plateaux calcaires placés dans l'aire centre-occidentale de la Cordillère Cantabrique ont été épargnés par l'érosion fluviale et glaciaire. Les formes du relief et les sédiments correlatifs très anciens qui se sont préservés à cause de cet isolement, fournissent des renseignements très utiles, concernant tant les processus morphogénétiques qui ont régné pendant le Tertiaire, que le rôle joué par les poussées tectoniques de l'orogénèse alpine sur son placement définitif.

El modelado de la Cordillera Cantábrica en su área central es el resultado de la actuación, sobre el basamento paleozoico y a lo largo de una dilatada secuencia temporal, de diversos sistemas morfogénéticos cuyo conocimiento, en especial el relativo a los acontecimientos previos a la glaciación würmiense, es aún incompleto.

Sin el afán de reconstruir de modo pormenorizado la historia del conocimiento geomorfológico del relieve cantábrico en sus etapas más pretéritas, conviene recordar, con el objetivo de buscar apoyos que sustenten las hipótesis que aquí se formulan, cuáles han sido las

ABSTRACT

The ancient evolution of the landforms in the central area of the Cantabrian Mountains.- Some calcareous plateaux elevated on the center-west area of the Cantabrian Mountains have remained out of the fluvial and glacial erosion. The very ancient landforms and the correlated deposits which are preserved owing to this reason provide very useful information about the geomorphological processes working during the Tertiary as much as on the role which has been played by the alpine tectonics in their last placement.

PALABRAS CLAVE/MOTS CLÉ/KEYWORDS

Cordillera Cantábrica, evolución geomorfológica, formaciones superficiales, Terciario, Cuaternario, karst.

Cordillère Cantabrique, évolution géomorphologique, formations superficielles, Tertiaire, Quaternaire, karst.

Cantabrian Mountains, geomorphological evolution, superficial formations, Tertiary, Quaternary, Karst.

principales aportaciones que se han efectuado hasta el momento a partir del estudio de aquellas áreas donde sí se han conservado registros sedimentarios bastante completos y cuyo análisis ha permitido establecer de manera más fiable las fases paleoclimáticas del Terciario y su tránsito al Cuaternario.

En este sentido, cabe destacar la síntesis efectuada en su momento por Frochoso (1990), quien establece de una forma precisa el estado de la cuestión en lo relativo a las fases de modelado más antiguas, dando cuenta de las conclusiones establecidas respectivamente por Ma-

FIG. 1. Culminación de Peña Gradura desde el pico El Oubio (1.363 metros), donde se aprecia el perfil transversal en U que ofrece el valle seco que la recorre y el encajamiento en él de dolinas alargadas y poco profundas, alineadas de manera acorde con la estructura interna. En la imagen destaca, además, la perfecta regularidad que ofrece la vertiente occidental, situada a la derecha de la imagen, tapizada en su base por la misma formación superficial alóctona que rellena el fondo de la concavidad.



besoone (1961), para un sector de la cuenca del Duero, por Hazera (1962), para la montaña vasco-cantábrica, por Nonn (1966), para Galicia, y por Herail (1981, 1982 y 1984) y Delmaire-Bray (1977), para la cuenca del Bierzo y la montaña noroccidental leonesa, cuestiones a las que se hará referencia más en detalle en los apartados que a continuación se desarrollan.

Por su proximidad geográfica, tiene también especial interés la información proporcionada por los trabajos geológicos centrados en el estudio de la secuencia estratigráfica reconocida en las cuencas terciarias del área central de Asturias (Grado y Oviedo). A partir de las revisiones que se han ido sucediendo desde principios del XX hasta la actualidad, se ha constatado la existencia en la base de dichas depresiones de un paleorrelieve cretácico, afectado por un proceso importante de carstificación y relleno de sedimentos continentales fluvio-lacustres, que se ha podido datar, gracias al hallazgo de restos de fauna en los tramos inferiores de la serie, en el Eoceno superior (Truyols y otros, 1991). En este sentido y tal como se desarrolla más adelante, no parece descabellado considerar, por su similitud y por la posición que ocupan, este relleno sedimentario como coetáneo de los depósitos antiguos que fosilizan la culminación de algunas de las plataformas calcáreas de nuestra área de estudio.

Además de las aportaciones anteriores, merece destacarse igualmente la tesis doctoral defendida en el año 1991 por Peón acerca de la evolución morfogenética del relieve de Asturias en la que, siguiendo las ideas previa-

mente expuestas por Flor (1983), realiza una reconstrucción de las diferentes fases que han acaecido desde el Terciario y que habrían dado lugar a la diferenciación en la vertiente septentrional de la Cordillera Cantábrica de una serie de pedimentos escalonados, de los que se conservan, de acuerdo con la propuesta de este autor, restos aún reconocibles en la divisoria cantábrica y en algunas de las sierras de mediana altitud que la prolongan hacia el norte (Aramo, Sobia...), a los que atribuye asimismo una edad paleógena.

En el presente artículo se ha procurado, más que establecer una secuencia lineal en la evolución del relieve en sus etapas más antiguas, para la que aún no se dispone de suficiente información, hacer hincapié en los principales problemas de interpretación que se han suscitado en el desarrollo de esta investigación, como son, entre otros, el origen de las vertientes regularizadas por erosión, la presencia en las sierras calizas de mediana altitud de relieves que recuerdan por su aspecto al carst tropical o la existencia de testimonios sedimentarios previos a las fases frías pleistocenas, intentando avanzar en su resolución por medio de explicaciones y planteamientos más o menos novedosos o confirmando los ya adelantados por otros investigadores.

Con el objetivo de facilitar la comprensión de los apartados que a continuación se desarrollan conviene recordar, a modo de síntesis y apoyándose en la lectura del esquema morfoestructural que acompaña este texto (Fig. 4), la disposición general del relieve en este sector

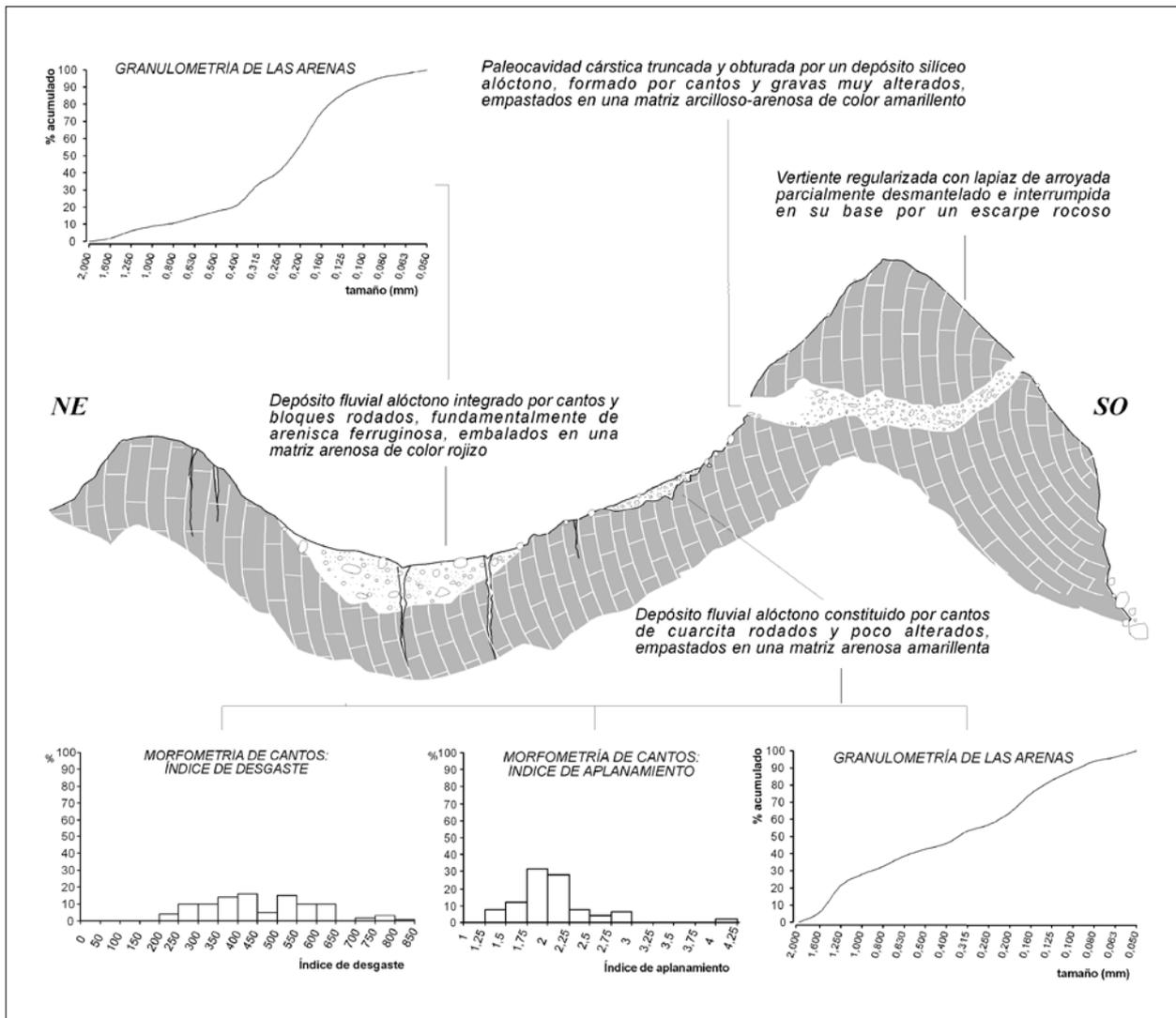


Fig. 2. Esquema idealizado de la culminación de la sierra calcárea de Peña Gradura y características granulométricas y morfométricas del relleno que la fosiliza.

de la Cordillera Cantábrica, resultado de la yuxtaposición de una serie de conjuntos menores de desigual desarrollo espacial y que, a menor escala, reproducen el trazado cartográfico del «arco astúrico»: a saber, los relieves organizados por el sinclinal de Saliencia, la depresión pizarrosa de Teverga, el macizo calcáreo de Ubiña y su continuación por las sierras de Sobía y Peña Gradura, la depresión de Quirós y la elevación caliza del Aramo. Ahora bien, a pesar de la continuidad tectónica y litológica que se reconoce en todos ellos, se observa de igual modo, atendiendo a criterios fisiográficos, una clara diferenciación entre la mitad septentrional, conformada por una sucesión de alineaciones montañosas de mediana entidad, dis-

puestas en el sentido de los meridianos e individualizadas por angostos y encajados valles, y la meridional o de alta montaña, definida por una sucesión de elevadas culminaciones que en diversos puntos llegan a sobrepasar los dos mil metros de altitud (El Cornón, 2.188; Peña Orniz, 2.191; Peña Ubiña, 2.417; Peña Cerreos, 2.104...).

I. LA CONFIGURACIÓN DE UN RELIEVE DE TIPO PSEUDOAPALACHENSE

La reconstrucción de las sucesivas etapas en el modelado del relieve de este espacio se ha efectuado tomando

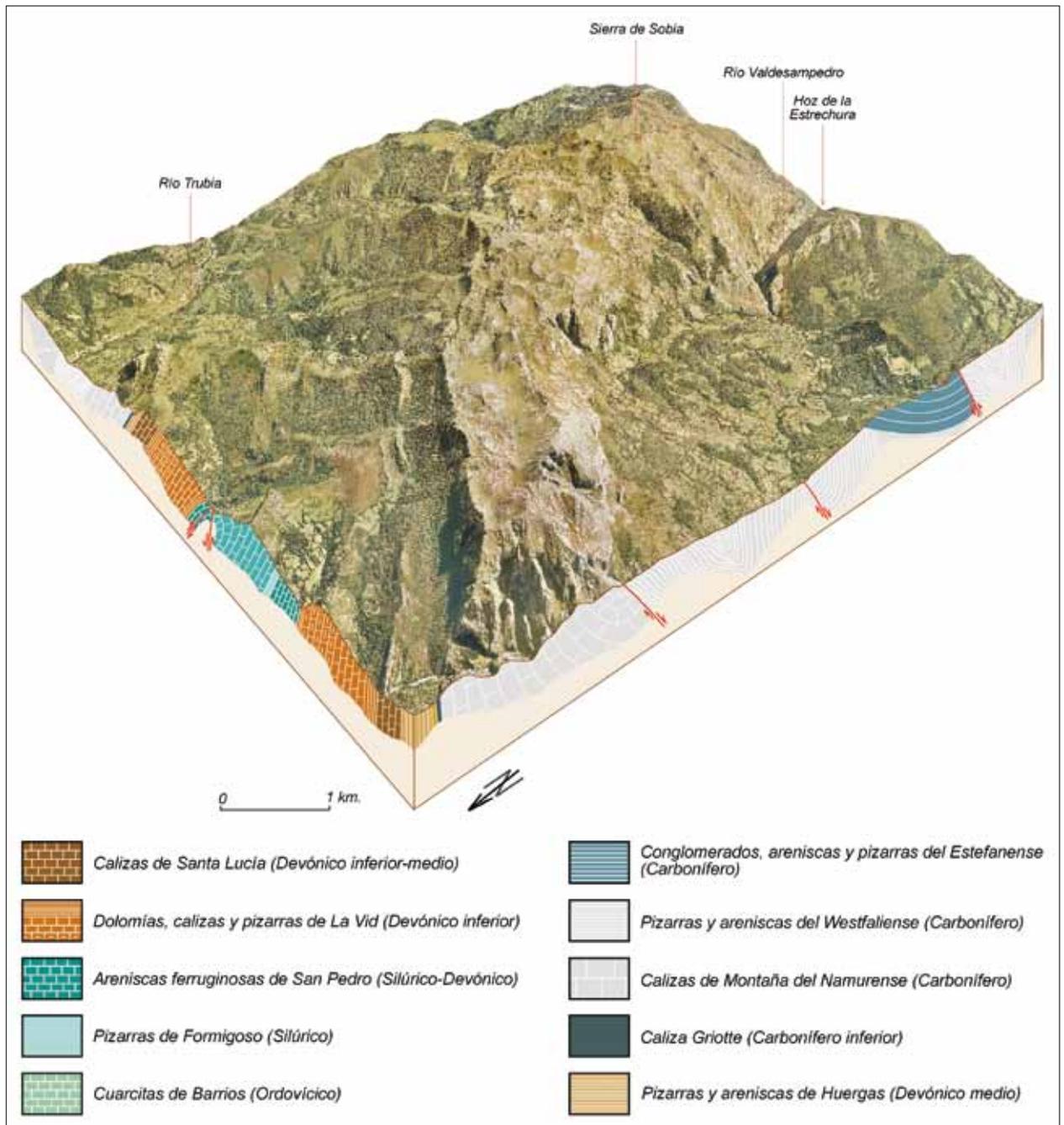


FIG. 3. Bloque-diagrama de la plataforma calcárea de Sobia.

como punto de partida un prolongado período de edafogénesis, acaecido en un contexto morfoclimático de tipo tropical, durante el cual se produjo, como condición previa a los procesos de arrasamiento posteriores, una amplia y profunda meteorización química del roquedo

silíceo, de la que únicamente se libraron los núcleos de roca más resistentes (Rodríguez Pérez, 2011).

Seguidamente, el inicio de los movimientos compresivos a comienzos del Paleoceno, motivado por el acercamiento de las placas euroasiática y africana, dio lugar

al inicio del levantamiento de la Cordillera Cantábrica, conformándose como resultado de ello un paleorrelieve (por lo demás poco contrastado) en el que algunas de las áreas calcáreas debieron de actuar, a tenor de los indicios de los que se dispone, como peanas o piedemontes de las cabeceras silíceas circundantes, siendo esas primitivas rampas de erosión progresivamente fosilizadas por potentes formaciones alóctonas transportadas por una arroyada de tipo laminar (ver figura 5).

Esta cubierta sedimentaria desempeñó, además, un papel fundamental en la evolución general de este espacio, ya que con su superposición al sustrato calcáreo propició, al colmar e impermeabilizar los conductos subterráneos, la instalación sobre el mismo de un sistema de drenaje de carácter superficial, canalizado a través de amplias artesas (Fig. 1) y por las que discurrían, tal como demuestra la presencia de grandes bloques provenientes de afloramientos muy distantes, corrientes de agua con una gran competencia de transporte.

El proceso de reactivación tectónica acontecido durante la primera parte del Terciario continuaría en el Oligoceno y en el Mioceno inferior, períodos en los que se asiste a una intensificación de las tensiones compresivas que condujeron a la compartimentación definitiva de la estructura precedente y la consiguiente aceleración de la erosión diferencial, de manera que los afloramientos calcáreos que se correspondían hasta entonces con las áreas deprimidas se transforman en plataformas elevadas quedando a raíz de este suceso los valles fluviales y los depósitos que los fosilizaban aislados de su fuente de alimentación. Esta circunstancia afectaría de igual modo a las cavidades cársticas por las que se canalizaban en ese momento las corrientes subterráneas y que, truncadas por encima de las depresiones calcáreas culminantes, aparecen hoy totalmente obturadas por aluviones silíceos (Figs. 2 y 8).

De esta manera, se puede concluir que la tectónica alpina, responsable del levantamiento, al menos en dos tiempos, de las antiguas escamas cabalgantes hercinianas y, como consecuencia del mismo, de la excavación y evacuación de los materiales más deleznable, determinó en último término la configuración de un relieve de tipo pseudoapalachense, en el cual los afloramientos cuarcíticos y calcáreos pasaron a constituir las alineaciones orográficas más importantes (macizo del sinclinal de Saliencia, cordales de Porcabezas y de Santa Cristina, sierras de Sobia y Peña Gradura y su prolongación por el conjunto del Caldoveiro...), al tiempo que el desmantelamiento de los niveles de pizarras namurenses-westfalienses favoreció la formación de amplias cuencas deprimidas (valles recorridos por los ríos Valle-Orio, Saliencia, Teverga,

Trubia...), tal como se puede apreciar tanto en la imagen tridimensional de la plataforma calcárea de Sobia (Fig. 3) como en el esquema morfoestructural del macizo asturiano entre los valles del Narcea y del Caudal (Fig. 4).

Sin embargo, y aunque el término «apalachismo» puede servir para describir, a grandes rasgos, la organización morfoestructural de este sector de la montaña astur-leonesa, no debe ser entendido en su sentido más literal, ya que no llegan a cumplirse todos los requisitos necesarios para poder aplicar, de manera estricta, esta denominación. Así, conviene recordar a este respecto las matizaciones que en su momento hizo Muñoz (1982) en el sentido de que «no se trata de un apalachismo perfecto», debido a que

[...] en el conjunto asturiano la acción erosiva diferencial que lo llevó a cabo no partió de una superficie de erosión general —cuya existencia, que habría de manifestarse en una práctica igualdad de altura de las hiladas de rocas duras culminantes, es para algunos una condición fundamental—, sino de un relieve quizá poco vigoroso pero significativamente complejo, en el que, junto con arrasamientos sectoriales o locales, debían hallarse desniveles apreciables debidos al movimiento de las fracturas y a la diversa naturaleza del roquedo.

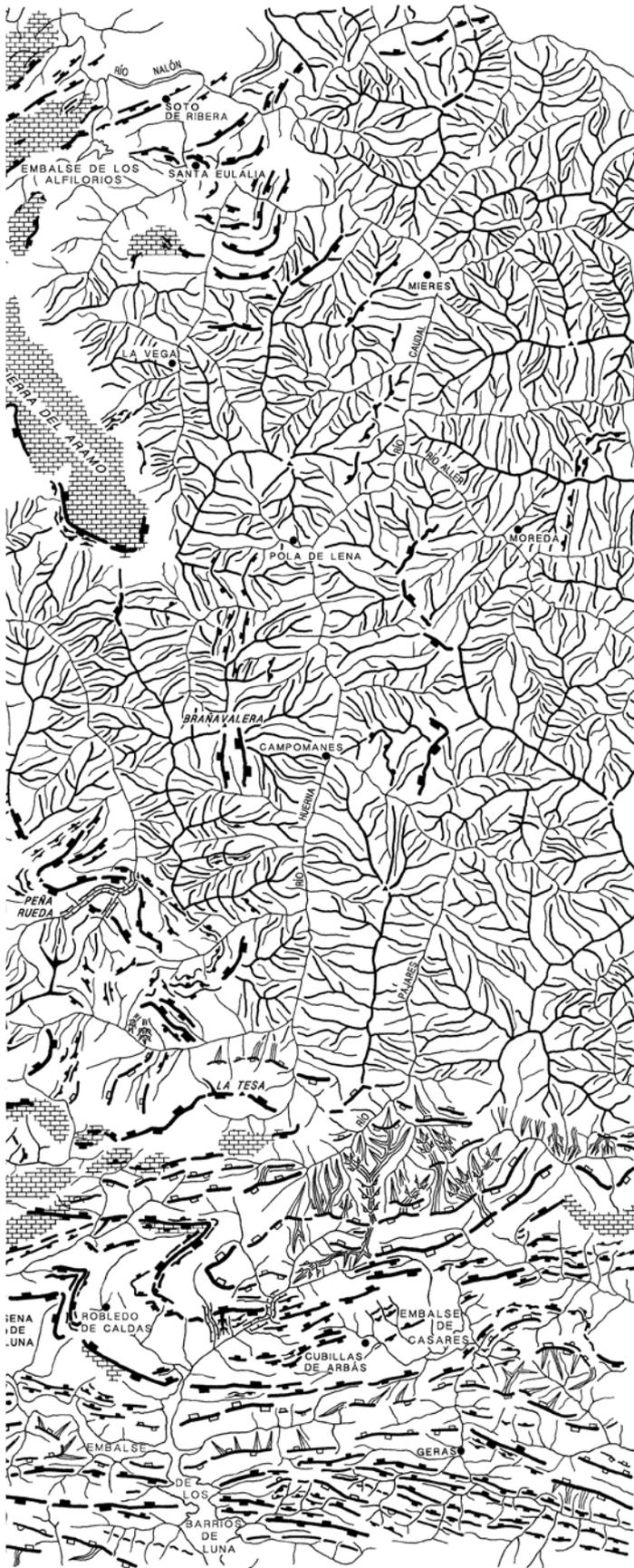
Junto a esto, también es necesario tener en cuenta (como igualmente recoge el mencionado autor) el papel desempeñado por la disección erosiva, dirigida mayoritariamente por la tectónica en escamas cabalgantes propia de la región de Pliegues y Mantos, con frecuentes repeticiones en la serie litológica, y de la que resultó una topografía muy accidentada, con marcados desniveles, cuya alternancia entre crestas y surcos no se corresponde, de manera exacta, con lo que se entiende por una morfología plegada de tipo apalachense.

Este planteamiento, que apunta por tanto hacia una organización del relieve en el pasado totalmente distinta de la actual, parece estar avalado por la conservación de depósitos alógenos, no sólo en las plataformas calcáreas del macizo del sinclinal de Saliencia y de las sierras de Sobia y Peña Gradura, sino también en otros muchos lugares del área centro-occidental de la Cordillera Cantábrica, como sucede con los ejemplos del paleovalle de Los Veneros en la sierra del Aramo, los retazos de diferentes niveles de erosión reconocidos en el flanco suroccidental de la depresión que recorre el río Valle o el surco de Lago de Babia y las hombreras sobre roquedo calizo que lo enmarcan¹. Se trata, en todos los casos, de

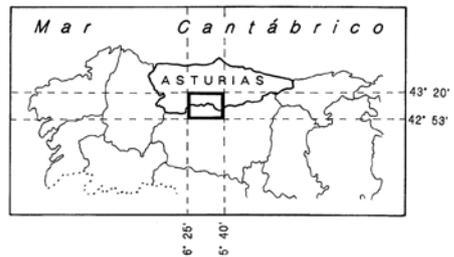
¹ Llopis (1958) también menciona la existencia en la culminación de la sierra del Cuera de un relleno compuesto «por cantos de cuarcita de hasta tres



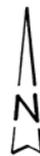
FIG. 4. Esquema morfoestructural del macizo asturiano entre los valles del Narcea y del Caudal.



-  *PLATAFORMA CÁRSTICA*
-  *CRESTA CALCÁREA EN RESALTE*
-  *CRESTA CALCÁREA PARCIALMENTE DESGASTADA*
-  *CAPA CALCÁREA DESGASTADA*
-  *OJIVAS SOBRE CALIZAS*
-  *CRESTA SILÍCEA EN RESALTE*
-  *CRESTA SILÍCEA PARCIALMENTE DESGASTADA*
-  *CAPA SILÍCEA DESGASTADA*
-  *OJIVAS SOBRE ROCAS SILÍCEAS*
-  *INTERFLUVIO DE DISECCIÓN SOBRE CALIZAS*
-  *INTERFLUVIO DE DISECCIÓN SOBRE ROCAS SILÍCEAS RESISTENTES*
-  *INTERFLUVIO DE DISECCIÓN SOBRE ROCAS SILÍCEAS DELEZNABLES*
-  *INCISIÓN LINEAL*
-  *GARGANTA O CURSO FLUVIAL ENCAJADO*



0 5 10Km.



rellenos conformados por cantos y bloques de naturaleza silíceo y contornos redondeados o subredondeados, frecuentemente asociados a una matriz arcillosa de abigarrada coloración rojiza, y que por su localización, en la culminación de estos conjuntos montañosos, aparecen completamente desconectados de sus posibles cabeceras de abastecimiento, circunstancia ésta que, unida a la morfología en artesa que caracteriza en numerosas ocasiones a los sectores que los acogen, lleva a interpretarlos como sedimentos correlativos de un sistema fluvial de origen muy antiguo y clara adaptación estructural, del que únicamente se conservan algunos restos dispersos.

Con el fin de facilitar la comprensión de la hipótesis que se plantea acerca de la historia geomorfológica de este conjunto montañoso en sus etapas más antiguas, se incluye a continuación un esquema ilustrativo de las diferentes fases que se podrían establecer en su secuencia evolutiva (Fig. 5).

Por lo demás, aparte de las herencias anteriormente enumeradas, cuyo origen podría ser incluso previo a los últimos movimientos tectónicos de la orogenia alpina, es decir, del Paleógeno², en toda el área de estudio escasean las superficies de erosión, circunstancia que dificulta el intento de aproximarse a la reconstrucción de aquella morfología primigenia.

Así, en el conjunto montañoso formado por los cordales cuarcíticos de Porcabezas y de Santa Cristina, los contados vestigios que se han podido identificar como deudores de las secuencias de modelado más primitivas se corresponden con los restos de superficies subhorizontales de dimensiones reducidas que se conservan, entre los 900 y los 1.400 metros de altitud, en las culminaciones de dichas sierras y que enlazarían hacia el sur con la plataforma calcárea constituida por las vegas de Cueiro, El Prao y Vicenturo, donde se ha detectado también la presencia de materiales de litología alóctona, asociados a núcleos de carst en torrecillas (*Rundkarren*).

Los distintos datos de los que se dispone apuntan a que en el pasado estos niveles de erosión sobre cuarcita se dispondrían con una mayor continuidad, configurándose como amplias áreas fosilizadas por una espesa cubierta sedimentaria y en condiciones ambientales más cálidas y

húmedas que las actuales. De acuerdo con este planteamiento, su punto de partida, tal como ya se ha avanzado con anterioridad, parece ligado a un prolongado período de estabilidad climática en el que tuvo lugar una profunda meteorización química del sustrato rocoso y, de modo más concreto, una activa arenización de las cuarcitas. Con todo, dicho proceso, dirigido por los planos de estratificación y por la densa red de diaclasas que recorre este roquedo, respetó, en cualquier caso, los núcleos de roca menos expuestos a la alteración, cuyas cabezas emergen en la actualidad en forma de pequeños «porrones», mostrando contornos más o menos redondeados dependiendo del tiempo transcurrido desde su afloramiento.

Por debajo ya de esta topografía culminante, en la unidad delimitada por los cordales cuarcíticos de Porcabezas, el oeste, y de Santa Cristina, al este, la existencia de una serie de sierras paralelas de disposición meridiana, que registran altitudes bastante similares (en torno a los 900 metros) y suavemente decrecientes hacia el norte, junto con la verificación en alguna de sus cumbres de sectores más o menos extensos en los que las capas rocosas se encuentran seccionadas al mismo nivel, son datos que conducen a pensar en su pertenencia a un sistema de rampas de erosión que se entendería encajado entre las alineaciones anteriormente reseñadas.

Por lo que hace referencia a la génesis de este tipo de formas, resulta difícil de situar, debido a la ausencia de depósitos correlativos, con la salvedad del hallazgo de algunos cantos rodados de cuarcita muy dispersos; sin embargo, teniendo en cuenta su morfología y su nítida adaptación a la estructura interna, estos relieves pueden interpretarse como los retazos diseminados de una antigua artesa fluvial, interpuesta entre los cordales cuarcíticos de Porcabezas y de Santa Cristina y resultado del reaprovechamiento por la erosión diferencial de las antiguas directrices hercinianas, planteamiento que viene a recoger, por tanto, la propuesta efectuada en su momento por Llopis (1954a), para el que la unidad denominada «nivel de cordales» (penillanura parcial en la que se encuadrarían por su altitud las sierras de Porcabezas y de Santa Cristina) debe entenderse no como una superficie rígida inclinada hacia el mar, sino más bien como un sistema de valles seniles, de gran amplitud transversal y tendido perfil longitudinal (Rodríguez Pérez, 2011).

Por debajo de los testimonios precedentes aún es posible reconocer dentro de este mismo conjunto montañoso un tercer escalón erosivo, integrado por un conjunto de valles muertos, alargados también de sur a norte, entre los que destaca por su amplitud el denominado valle de Santarbás, emplazado a unos 700 metros de altitud y

centímetros de lado, cementado por arcilla roja y abigarrada, [...] fuertemente rubefactado».

² Peón (1992), en su interpretación de la secuencia evolutiva de la Cordillera Cantábrica, asigna también una edad paleógena a los relieves residuales planos de la divisoria cantábrica y de las (por él denominadas) sierras mayores (Picos de Europa, Aramo, Sobia...), que quedarían como testigos, de acuerdo con la hipótesis defendida por este autor, de la ruptura en bloques por la orogenia alpina «de un relieve finicretácico suavizado».

donde quizá se hallen los únicos sedimentos reconocibles inmediatamente anteriores al encajamiento de la red hidrográfica, en este sector, con su configuración actual.

Junto a las superficies que se acaban de mencionar, también merecen especial atención los restos de la rampa de erosión pizarrosa que se interpone entre la sierra calcárea de Peña Gradura y la cuarcítica de Santa Cristina, así como los conservados en la ladera nororiental de la sierra de Sobia y donde se han localizado, apoyados sobre algunos de los rellanos que las interrumpen, depósitos de naturaleza fluvial, comparables en su composición, aspecto y posición topográfica a los que fosilizan la collada de Aguino, en las proximidades de Pola de Somiedo, y cuyo análisis plantea también no pocos problemas de interpretación; en efecto, dicha superficie culminante (el collado Cuñero o collada de Aguino) aparece fosilizada por un voluminoso depósito en el que predominan los materiales finos, de naturaleza exclusivamente silíceo, con cantos y grandes bloques de arenisca ferruginosa medianamente desgastados, embalados en una matriz arcillosa y depositados, tal como se puede comprobar en el corte visible en la carretera, sobre una perfecta superficie de erosión, rasgos todos ellos que parecen ratificar un origen antiguo, vinculado probablemente a una dinámica de tipo fluvial o fluviotorrencial. Por debajo de este relleno sedimentario y apoyado en la ladera, se localiza otro depósito, en este caso de composición litológica variada, que por el aspecto que ofrecen los elementos que lo integran (cantos pulidos con estrías y frecuentes melladuras, disposición caótica y tamaño heterométrico) bien podría haber sido aportado, por el contrario, por una esorrentía de tipo glaciar.

Estas formaciones superficiales han sido citadas por Menéndez Duarte (1994) y por Menéndez Duarte y Marquín (1996), quienes vinculan la primera de ellas con una etapa glaciar antigua, argumentando en este sentido su extraña localización (tapizando un collado que tiene una altura de 250 metros sobre el fondo del valle), que la sitúa en total desconexión con el resto de las huellas glaciares existentes en este sector, y el hecho de que presente, en ocasiones, una intensa rubefacción, que contrasta con los depósitos morrénicos reconocidos en el entorno. Todas estas características los llevan a considerar este recubrimiento detrítico como «una de las escasas evidencias válidas encontradas hasta el momento, de una actividad glaciar previa al máximo descrito y posiblemente asociado a una glaciación más antigua»³.

Sin embargo, el planteamiento defendido por estos autores se contradice con la asociación de elementos que se observa en esta ladera y que, tal como ya se ha indicado, parece apuntar más bien a la conservación de dos generaciones de sedimentos, depositados en períodos muy alejados en el tiempo y en condiciones climáticas muy diferentes. Así, mientras que el tramo inferior, de aspecto inequívocamente glaciar, debió de ser aportado por la lengua que, proveniente del lago del Valle, accedía en este punto al valle de Somiedo, el superior, de origen más antiguo, parece deudor de un transporte de tipo fluvial, recordando, tanto por su localización, sobre un nivel de erosión, como por su composición litológica y el color abigarrado de sus materiales, a los rellenos aluviales observados en otras áreas de la Cordillera Cantábrica, caso de la vertiente nororiental de las sierras calcáreas de Sobia y Peña Gradura, que, debido a su escasa altitud, han permanecido necesariamente al margen de la glaciación pleistocena.

Con la información de la que se dispone hasta el momento resulta muy aventurado adscribir una cronología concreta a cada una de las manifestaciones anteriormente indicadas; no obstante esta circunstancia, la constatación de la existencia de bloques, cantos y gravas de cuarcita y de arenisca junto a abundantes nódulos de hierro, todos ellos de contornos subredondeados o redondeados (y, por tanto, de origen inequívocamente fluvial), apoyados sobre estratos calizos del Carbonífero en las áreas culminantes de las sierras del Aramo, Sobia, Peña Gradura y en el macizo del sinclinal de Saliencia en su tramo no glaciado, lleva a pensar en la configuración, en el pasado, de un relieve menos contrastado y vigoroso que el actual, cuyo punto de arranque podemos situar en el Paleógeno y en el que dichas superficies, situadas por entonces sin duda a una menor altitud y con una morfología más o menos aplanada, debieron de funcionar como peanas o piedemontes de los cordales cuarcíticos adyacentes, que en ese momento constituían las áreas topográficamente más destacadas.

En lo que hace referencia a los niveles y rampas de erosión situados en cotas por debajo de los anteriores, su consideración como restos escalonados de antiguas arsas fluviales que habrían reaprovechado, con posterioridad a los principales movimientos tectónicos, las directrices estructurales primitivas, lleva a atribuirles de

³ Tal como ya han comentado con anterioridad otros investigadores (Castañón, 1989; Frochoso, 1990), el desconocimiento que aún se tiene de la morfología

ajena al glaciario cuaternario y la disparidad de criterios empleada para reconocer las huellas de modelado debidas al paso del hielo han llevado a importantes confusiones, interpretándose como pertenecientes a este sistema elementos, en realidad, heredados de una morfogénesis más antigua.

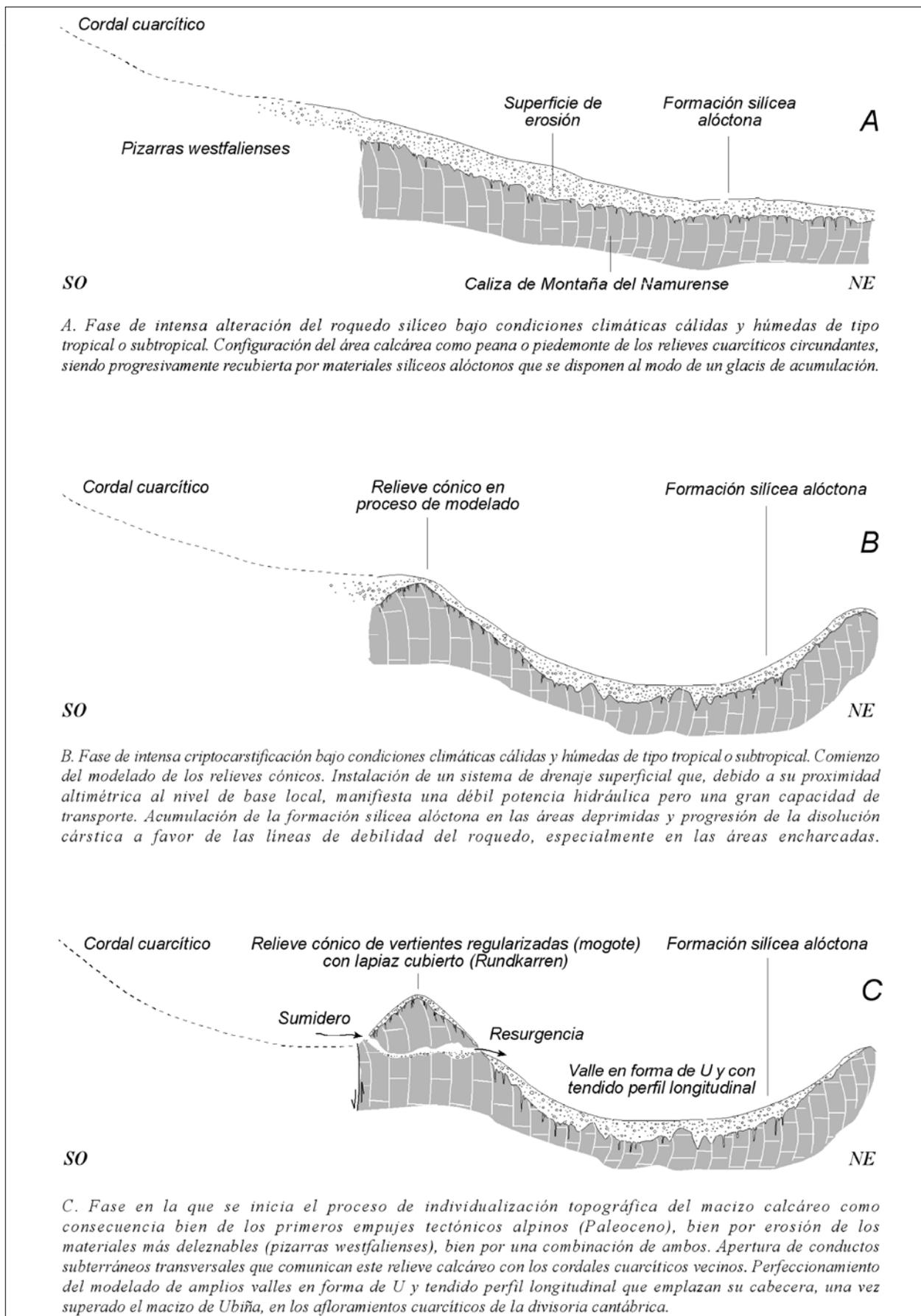
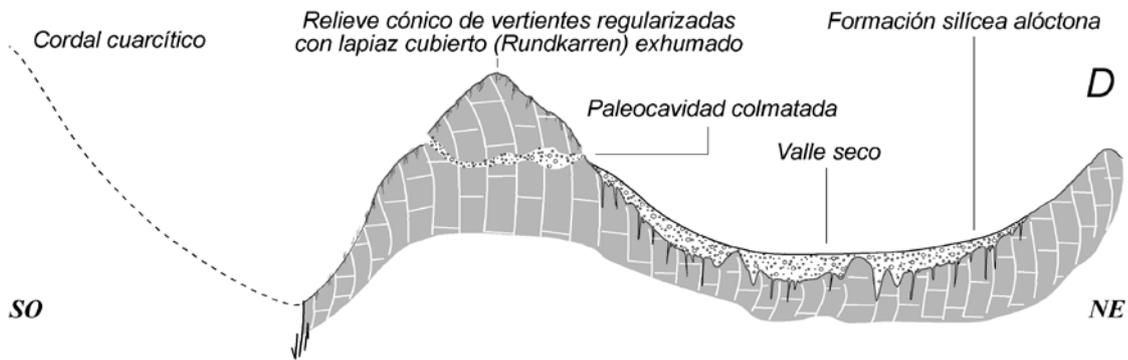
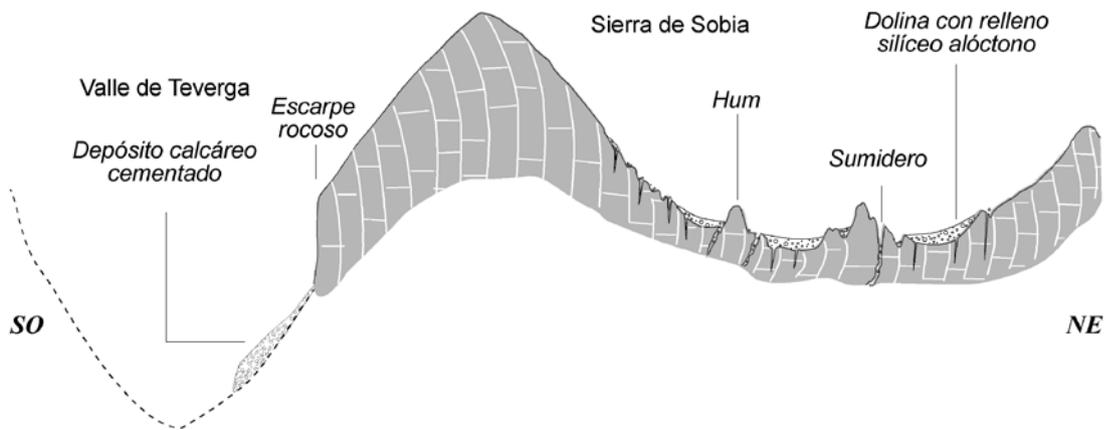
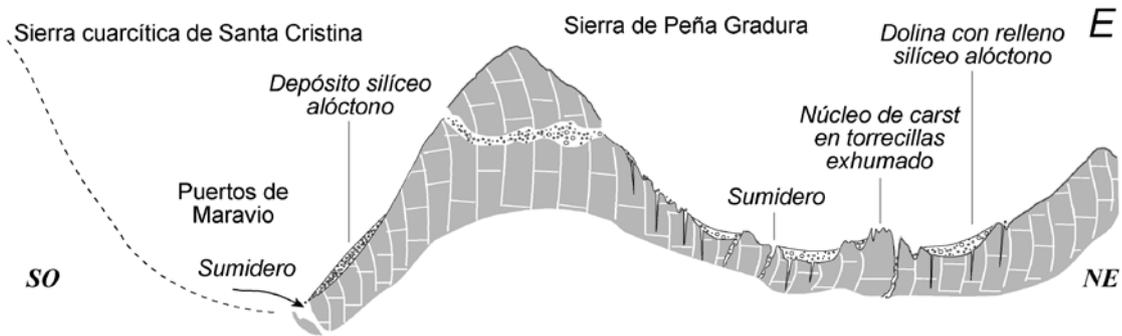


FIG. 5. Hipótesis de la evolución geomorfológica de las sierras de Sobia y Peña Gradura y del macizo del Caldoveiro en sus etapas más antiguas, inspirada en los esquemas propuestos por Maire (1990) y Maire y Pomel (1992) para los relieves calcáreos de los Levka Ori (Creta, Grecia) y por Delannoy (1998) para las serranías de Grazalema y de Ronda (Málaga).



D. Segunda fase en el proceso de individualización del macizo calcáreo (Oligoceno Mioceno), como consecuencia de la cual se produce, primero, el abandono de los conductos transversales por la escorrentía subterránea, transformándose en cavidades fósiles y; segundo, la desconexión definitiva de los valles longitudinales de sus cabeceras, convirtiéndose en valles secos. Aceleración del proceso de desmantelamiento de la cubierta de aliterita, que es arrastrada hacia la parte inferior de las vertientes y hacia el fondo de las depresiones, siendo evacuada en parte a través de las redes interiores. Progresión de la carstificación subterránea, continuándose el modelado de criptolapiaces de forma cameoide y contornos subredondeados. Afloramiento en las áreas culminantes de lapiaz cubierto, iniciándose su degradación por los procesos de disolución que actúan al aire libre.



E. Fase de encajamiento de la red hidrográfica -posterior a la elevación tectónica de los relieves calcáreos-, que deja colgadas varios cientos de metros por encima del fondo de los valles adyacentes las antiguas artesas fluviales, sometidas a partir de ese momento, a una evolución dirigida preferentemente por la disolución cársica. Profundización de los valles secos culminantes, transformándose en valles-dolina, con afloramiento en superficie de formas residuales (hums), modeladas bajo condiciones subaéreas. Sustitución de la escorrentía superficial por un drenaje de tipo subterráneo, que se canaliza en la plataforma culminante a través de numerosos sumideros.

En la vertiente suroccidental de Peña Gradura, apertura de sumideros (puertos de Maravio) y acumulación de materiales silíceos de tipo fluvio-torrential que fosilizan la base de la superficie regularizada calcárea.

En la vertiente suroccidental de Sobia, superficies regularizadas interrumpidas en su base por escarpes rocosos subverticales. A su pie, depósitos calcáreos cementados conformados por bloques y cantos angulosos, asociados a niveles arcillosos de coloración rojiza.

forma provisional, al menos a algunos de ellos, una edad miocena o miopliocena, aunque, en este caso, su carácter fragmentario y la ausencia de depósitos correlativos impide progresar más en esta reconstrucción paleogeográfica.

II. LA PERVIVENCIA DE FORMAS DE RELIEVE CÁRSTICAS DE AFINIDAD TROPICAL

De acuerdo con el esquema precedente y aunque nos resulta imposible precisar las diferentes etapas morfogenéticas que pudieron haber acontecido durante el Terciario, así como detallar las condiciones paleoclimáticas reinantes en cada una de ellas, parece más que probable que con anterioridad a la compartimentación de los macizos calcáreos que aquí se analizan (sierras de Sobía y Peña Gradura y su prolongación por el Caldoveiro y macizo del sinclinal de Saliencia) y quizá también con posterioridad, y a lo largo de un período de tiempo incierto, tuviese lugar la configuración, en unas circunstancias climáticas cálidas y húmedas, de las formas cársticas de apariencia tropical que hoy pueden reconocerse en ellos, como sucede con los interfluvios residuales de morfología cónica y vertientes regularizadas (mogotes)⁴, y las amplias depresiones de fondo plano que se interponen entre éstos y en las que debió de concentrarse una intensa carstogénesis, como se desprende de la presencia de *hums* de varios metros de altura e importantes conjuntos de carst en pequeñas torrecillas (*Rundkarren*) y en pináculos (*Zahnrundkarren*) en el interior de alguna de las dolinas y uvalas (Figs. 6 y 7). En este sentido, es necesario tener en cuenta que la ya comentada fosilización del basamento calcáreo por el relleno silíceo aportado desde los afloramientos cuarcíticos debió de desempeñar sin duda un papel relevante en el proceso de corrosión de aquél, ya que, como es sabido, este tipo de recubrimiento, cuando está embebido en agua y en permanente contacto con el roquedo subyacente, acelera la descomposición de ese substrato calizo, contribuyendo a generar ejemplos de contornos redondeados como los que se han mencionado (*Rundkarren* y *Zahnrundkarren*).



Fig. 6. Núcleo de carst en pináculos (*Zahnrundkarren*), de perfiles subredondeados, asociado a un espeso relleno silíceo alóctono de abigarrada coloración rojiza, en la plataforma de Veiga Cerréu (mitad septentrional de la plataforma calcárea central del conjunto montañoso de Saliencia).

Junto a estas formas de modelado, que evocan por su apariencia a los mogotes del carst tropical, el estudio de las paleocavidades y de los depósitos asociados a las mismas también viene a avalar esta interpretación, al igual que la comparación con paisajes de características similares a los que aquí nos ocupan y cuyo origen se ha ligado a las condiciones de intensa alteración que parecen haber dominado durante gran parte del Terciario en Europa occidental (Nicod y Salomon, 1990; Nicod, 2002).

Así, por ejemplo, Delannoy, Guendon y Quinif (1988) en su descripción del área somital del macizo de los Coulmes (Vercors, Alpes), definida por la yuxtaposición de relieves cónicos (*buttes*) y depresiones, defienden un planteamiento similar, indicando que su génesis parece haber tenido lugar durante el Mioceno, bajo una cubierta alterítica y en un contexto climático de tipo tropical.

Maire (1990), por su lado, considera que la presencia sobre la alta superficie del macizo calcáreo de los Levka Ori (Creta, Grecia) de un campo de relieves cónicos (interfluvios residuales) de varios centenares de metros de altura, separados por una red de paleovalles desorganizados por la posterior carstificación, debe entenderse como el testimonio de un carst modelado a menor altura en unas condiciones asimismo tropicales y posteriormente elevado por la tectónica de fallas.

En esta misma dirección apuntan las conclusiones establecidas por Salomon y Astruc (1992) en relación con el conjunto cárstico que se puede reconocer en la región francesa de Sarlat (Périgord), en las que afirman que a partir del Eoceno inferior este lugar estuvo sometido a una alteración ferralítica-caolinizante y a una erosión

⁴ Nicod y Salomon (1990) afirman en relación con este término que «[il] est appliqué plus précisément aux buttes karstiques de la zone intertropicale, mais des modelés semblables se retrouvent fréquemment dans la zone tempérée», indicando, en este mismo sentido, que «un grand nombre de géomorphologues ont décrit sur les plateaux et massifs calcaires et dolomitiques des régions tempérées de nombreux reliefs résiduels que l'on peut regrouper sous le terme général de mogotes (Kuppen)».

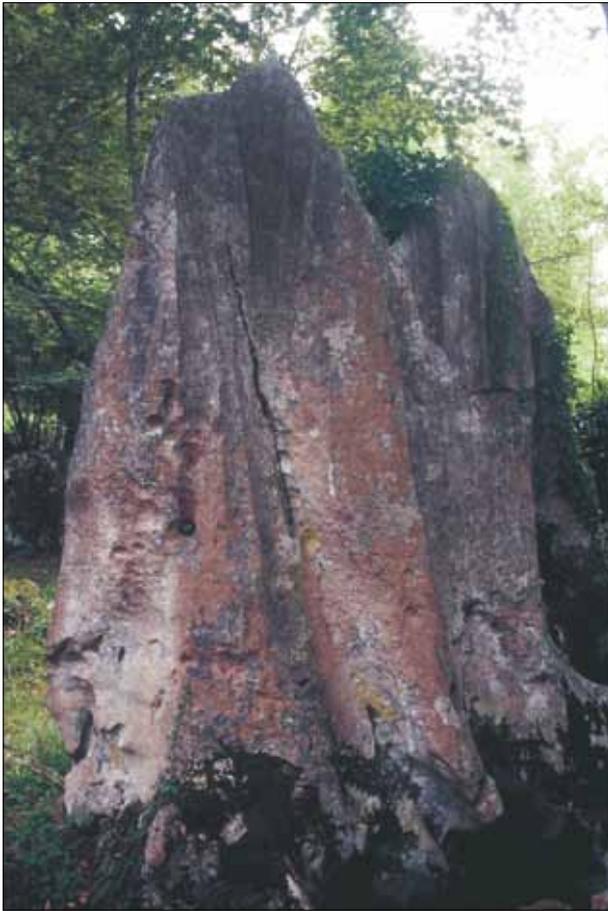


FIG. 7. Carst en pináculos (*Zahnrundkarren*) de varios metros de altura en el camino que desde el núcleo de Fresnedo conduce a la braña de Los Fuexos, en la vertiente suroccidental de la sierra de Sobia.

intensa bajo la influencia de un clima cálido y húmedo, conformándose un relieve que se manifiesta, por tanto, como un paradigma de paleocriptocarst tropical exhumado dentro de la zona templada.

Por último, en esta serie de ejemplos correspondientes a ámbitos geomorfológicamente equiparables, hay que hacer mención a Vanara (2000), quien, a la hora de explicar la configuración de la plataforma culminante con relieves cónicos residuales del macizo de los Arbailles (Pirineos occidentales franceses), baraja también como primera idea la de una morfología heredada de fases más cálidas, en un ambiente de tipo subtropical, posteriormente retocada por los ciclos climáticos cuaternarios.

Tomando en consideración estos estudios, se puede pensar que la carstificación de las superficies calcáreas somitales analizadas en la presente investigación tuvo su inicio en un período muy antiguo, que antecede incluso al levantamiento tectónico y a la consecuente reactiva-

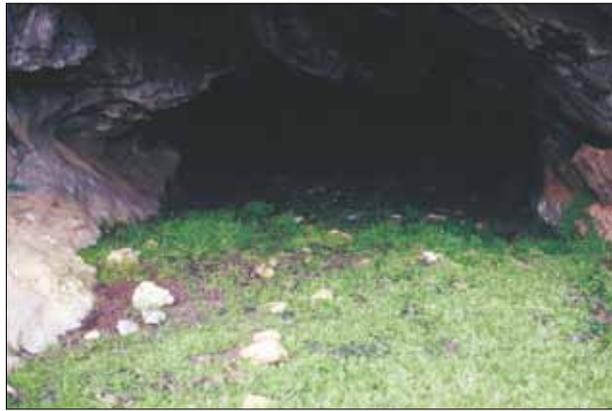


FIG. 8. Entrada a la paleocavidad colgada que se abre en la vertiente suroccidental de la plataforma calcárea de Peña Gradura, donde puede comprobarse, además de sus importantes dimensiones, la morfología rodada que muestran los cantos de cuarcita desparramados ladera abajo.

ción de los procesos erosivos durante el Oligoceno y el Mioceno, hipótesis que viene a estar avalada por la existencia de paleoconductos cársticos rellenos de materiales alóctonos y totalmente desconectados en la actualidad de su área de alimentación, así como también por la conservación de las formas anteriormente indicadas (relieves cónicos de vertientes regularizadas, *hums*, núcleos de carsts en torrecillas y en pináculos...) y de sus depósitos correlativos (bloques y cantos de litología silíceo empaquetados en una matriz arcillosa de coloración rojiza) únicamente en aquellos tramos que han permanecido al margen de la glaciación pleistocena (áreas cimeras de Sobia, Peña Gradura y extremo septentrional de la de Saliencia), mientras que, por el contrario, allí por donde discurrieron masas de hielo más o menos potentes (extremo meridional de la plataforma de Saliencia), no se encuentran, en ningún caso, testimonios de esta naturaleza.

La hipótesis que se plantea acerca de la evolución geomorfológica de estas sierras calcáreas de mediana altitud, que toma como punto de partida su funcionalidad como peanas o piedemontes de la divisoria cantábrica, se apoya también, además de en las referencias anteriores, en los argumentos defendidos por otros autores en áreas de características comparables a las que aquí nos ocupan. Así, tanto Llopis (1955b) como Julivert (1960, 1963), en sus respectivos estudios sobre los valles muertos que modelan la culminación de la vecina sierra del Aramo, asocian (sin llegar a establecer una edad concreta) el relleno silíceo alóctono allí presente, integrado por cantos ferruginosos y cuarcíticos empaquetados en una matriz arcillosa o arenosa de color rojizo, a un carst de origen muy antiguo formado en condiciones favorables a la alteración.



FIG. 9. La apertura de una cantera en las proximidades del pueblo de Andayón, en el concejo de Las Regueras, ha puesto al descubierto la existencia en este sector de un carst en torrecillas, de grandes dimensiones, decapitado y fosilizado por una cubierta arcillosa de coloración rojiza en la que aparecen de manera dispersa nódulos de hierro y cantos rodados de cuarcita.

En este mismo sentido, Hoyos (1979), refiriéndose también a la sierra del Aramo, afirma que dicho cordal debió de sufrir, durante la amplia época de erosión que medió entre finales del Cretácico y el Ludiense, una intensa carstificación de la que hoy en día únicamente se conservan algunos vestigios en su vertiente suroeste, concretamente en el relleno que fosiliza el fondo de algunas de las amplias dolinas allí asentadas y que aparece compuesto por arcillas rojas con abundantes nódulos de óxidos de hierro y cantos de cuarcita rubefactados. Asimismo, equipara este tipo de elementos con los que se pueden observar en las minas de Buferrera (Picos de Europa) o en el entorno de El Escamplero (noroeste de Oviedo), donde, sobre un afloramiento de calizas carboníferas, se constata el desarrollo de un profundo lapiaz (que por su apariencia recuerda al carst en torrecillas típico del clima tropical), posteriormente decapitado y recubierto por una formación conglomerática, correlativa en el último de los ejemplos citados de los materiales margoso-calcáreos presentes en la base de la Cuenca de Oviedo y a los que se les ha asignado una edad anterior al Eoceno superior⁵.

III. VERTIENTES REGULARIZADAS POR EROSIÓN SOBRE SUSTRATO CALCÁREO

En esta reconstrucción geomorfológica, una de las cuestiones que plantea más problemas de interpretación,

⁵ Ésta es la datación proporcionada por los fósiles encontrados en la base de la serie continental terciaria de Oviedo (García-Ramos y Gutiérrez Claverol, 1995).

tanto en lo que hace referencia a su edad como a la dinámica o dinámicas que las pudieron haber originado, es el de las vertientes regularizadas por erosión sobre materiales calcáreos, que, de acuerdo con una concepción clásica (Tricart, 1967), tienden a adscribirse al sistema morfogenético periglaciario.

No obstante, el amplio desarrollo que alcanzan este tipo de formas en las sierras calcáreas de mediana altitud objeto de la presente investigación, su asociación a los ya reseñados relieves residuales de morfología cónica (Fig. 11) y la circunstancia de que frecuentemente se encuentren interrumpidas en su base por escarpes rocosos que interpretamos como de origen tectónico (Fig. 10) parecen asignar a estas vertientes una génesis muy antigua, en todo caso anterior a los movimientos verticales que las dislocaron⁶ y, por tanto, desligada, al menos en un principio, de las fases frías cuaternarias⁷, cuestión que, por otro lado, también viene a corroborar el hecho de que en ocasiones aparezcan mordidas por nichos gla-

⁶ En estos escarpes se pueden observar con facilidad las huellas dejadas por reajustes tectónicos recientes, de los que son buen ejemplo los espejos de falla con estrías verticales o las cicatrices de desprendimientos.

⁷ La hipótesis que aquí se sostiene acerca de las vertientes regularizadas (mayor antigüedad y desvinculación de los procesos de modelado periglaciario) ha sido defendida con anterioridad por numerosos autores (André, 1993; Nicod, 1997). A este respecto, resulta muy ilustrativa la interpretación que realiza Maire (1990) de las vertientes regularizadas que aparecen en Creta, indicando que «ces versants sont hérités de la grande phase de karstification miocène pendant laquelle un système de vallées fluvio-karstiques s'est développé à plus basse altitude et sous un climat tropical humide. Les puissantes formations rouges de piémont, attribuées au Miocène supérieur, résultent du décapage de la couverture d'altérites. L'évolution des interfluves et talwegs karstiques s'est donc effectuée par le processus de crypto-corrosion qui est capable de produire un abaissement homogène des versants. De tels reliefs à versants karstiques régularisés existent dans les karsts tropicaux actuels».



Fig. 10. Imagen de la parte superior de la vertiente suroccidental de la sierra de Sobía, donde se aprecia la alternancia existente entre nichos nivocársticos y vertientes regularizadas limpias de derrubios e interrumpidas de manera brusca en su base por un escarpe rocoso de pendiente acusada.

ciaras incipientes y por cabeceras torrenciales (Rodríguez Pérez, 1998).

Tal como indica Beaudet (1985a), uno de los asuntos de más difícil resolución en relación con estas superficies es determinar qué tipo de procesos han podido desmenuzar el roquedo calcáreo en fragmentos susceptibles de ser posteriormente evacuados ladera abajo. Hablando en términos generales, bien podría pensarse en la gelifracción como mecanismo inductor, pero, en ese caso, las regularizaciones deberían limitarse únicamente a aquellas áreas geográficas que han padecido períodos de frío intenso, hipótesis que deja al margen lugares como, por ejemplo, las regiones mediterráneas de poca altitud, donde precisamente esta clase de manifestaciones tienen su mayor representación. También podría recurrirse a la disolución como fenómeno causal, ya que está comprobada su capacidad para reducir la caliza más resistente a gravas y arcillas residuales, aunque, en el caso de admitirse este supuesto, no podría tratarse de una corrosión potente y profunda, contraria en sí misma a cualquier forma aplanada o regularizada. Por último y teniendo en cuenta la morfología de estos relieves, comparable a los glaciares de erosión sobre material deleznable, podría considerarse la arroyada superficial como la dinámica responsable de su creación; sin embargo, a diferencia de lo que sucede con aquéllos, no parece fácil imaginar que el simple paso del agua, aunque ésta discorra provista de una carga importante de derrubios, sea suficiente para aplanar un roquedo de marcada resistencia como es la caliza.

Circunscribiéndonos a nuestro ámbito de estudio, quizá la respuesta más verosímil a los interrogantes planteados en el párrafo precedente pase por admitir la más que probable continuidad en el tiempo de la labor de modelado de estas vertientes, acontecida además bajo el influjo de contextos climáticos muy diferentes y con la implicación en mayor o menor grado de los diferentes factores apuntados. En todo caso, si se asume, como todo parece indicar, que el proceso de regularización pudo haberse iniciado durante el Terciario, en el seno de un ambiente cálido y húmedo de tipo tropical o subtropical, es posible que el reconocimiento de este tipo de formas en áreas donde se dan en la actualidad unas condiciones climáticas semejantes a aquellas (y donde, por tanto, continúan activos los mecanismos que las pudieron haber originado) pueda contribuir a clarificar las anteriores cuestiones.

En este sentido, entre los estudios que se pueden consultar, uno de los que resulta más sugerente es el desarrollado por Oliva (1985) en la plataforma de los Akhsass (Anti-Atlas occidental, Marruecos), en el que lleva a cabo, valiéndose de una observación detenida de los cortes, una descripción de la estructura interna de estas vertientes, constatando la superposición de tres bandas claramente diferenciadas: una cubierta edafológica superior de color rojo o rosado y textura limo-arcillosa, totalmente descalcificada; una franja rocosa subyacente atacada por la corrosión, tal como demuestra la extensión generalizada del lapiaz cubierto (*Rundkarren*) y, final-



FIG. 11. Relieve cónico con vertientes regularizadas al norte de los puertos de Maravio, en las proximidades del lugar conocido con el nombre de El Sumidorio, al pie de la ladera occidental del pico Caldoveiro.

mente, una capa inferior, de encostramiento, resultado de la precipitación del carbonato cálcico y que impermeabiliza parcialmente el roquedo calcáreo impidiendo la progresión de la disolución de la caliza en profundidad. La existencia de estos tres niveles permitiría explicar, de acuerdo con el planteamiento defendido por dicho autor, la morfología uniforme que manifiestan estos relieves y que evoca por su aspecto los procesos de arroyada superficial de tipo areolar, algo absolutamente contrapuesto a la especificidad del substrato calcáreo. Así, por un lado, el carácter permeable de la caliza se vería en gran medida contrarrestado por el reseñado encostramiento interno, mientras que la resistencia mecánica inherente a este tipo de roquedo sería socavada por los fenómenos de corrosión que inciden sobre el mismo, favorecidos, en este caso, por la saturación en agua de la formación superficial limo-arcillosa. El perfil rectilíneo de estas superficies regularizadas resultaría, así pues, de la actuación conjunta de mecanismos de descomposición de la caliza (con un lapiaz desarrollado en concordancia con las líneas de debilidad marcadas por la malla de diaclasas) y de mecanismos de transporte, que se limitarían a evacuar lentamente los materiales previamente liberados (fundamentalmente arcillas, limos y arenas) siempre y cuando no se produzca la modificación de una variable importante (ruptura bioclimática o alteración del nivel de base).

Teniendo en cuenta las cuestiones que se acaban de exponer y retomando la interpretación de las vertientes regularizadas en el sector centro-occidental de la Cordillera Cantábrica, todo parece apuntar a su formación en una época muy antigua, que podemos situar en el Terciario, en un tiempo en el que las condiciones cálidas y húmedas de tipo subtropical por entonces dominantes,



FIG. 12. Detalle de la irregular morfología que ofrece la superficie del relieve cónico con vertientes regularizadas de la figura anterior, erizada en una multitud de pequeñas torrecillas (*Rundkarren*) puestas al descubierto por la progresiva desaparición del manto superficial que las fosilizaba y cuyos restos se conservan, permitiendo así conocer su composición (arcillas de descalcificación y pequeñas gravas y cantos rodados de naturaleza silíceo), en los espacios intersticiales.

juntamente con el recubrimiento de los afloramientos calcáreos por una cubierta arcillosa, permanentemente embebida en agua, debieron de desencadenar eficaces procesos de corrosión y, como consecuencia de ello, la eliminación progresiva de las irregularidades que más resaltaban, modelándose criptolapiaces (*Rundkarren*) del tipo de los que hoy se pueden reconocer en las áreas que se han visto desprovistas recientemente de la capa silíceo que las protegía. En todo caso, en consonancia con el ejemplo antes comentado, la propia disolución debió de verse frenada en profundidad de alguna manera, quizá por la interposición (como afirma Oliva, 1985) de una banda de encostramiento o bien por la impermeabilización de los niveles inferiores de la caliza por el manto de alteración que la fosilizaba, aunque para poder llegar a confirmar alguna de estas hipótesis sería necesario llevar a cabo un rastreo más pormenorizado que el que se ha podido efectuar en la presente investigación.

Estas vertientes, con posterioridad, fueron desniveladas por los movimientos tectónicos asociados a la orogenia alpina, viendo de este modo incrementada su pendiente, lo que facilitó el desmantelamiento del relleno alóctono que las recubría, en primer término, y la actuación, a renglón seguido, de la arroyada superficial y de la disolución, que de manera conjunta intervendrían sobre las líneas de debilidad del roquedo propiciando el cepillado de los resaltes que pudieran subsistir; en este sentido, es posible que las circunstancias climáticas imperantes durante la segunda mitad del Terciario, marcadas, en términos generales, por una mayor aridez y preci-

pitaciones de carácter torrencial (Frochoso, 1990), hayan contribuido a acelerar la desaparición de la vegetación y, consiguientemente, la evacuación de los materiales de alteración que aislaban estas superficies de la erosión subaérea.

Por último y ya durante las fases frías del Cuaternario, la actuación de un nuevo proceso, la gelifracción, vendría a perfeccionar, pero únicamente en detalle, la morfología precedente, tal como atestigua la presencia sobre algunas de estas laderas de fragmentos rocosos aportados por el descabezamiento del lapiaz recientemente descubierto. De acuerdo con este enfoque, el modelado definitivo de esta clase de formas encaja dentro de la interpretación clásica establecida en su momento por Tricart (1967) y posteriormente seguida por numerosos autores, para quienes parece evidente que existe una estrecha relación entre el fenómeno de regularización de vertientes propiamente dicho y una dinámica de tipo periglacial⁸.

Una problemática en términos parecidos se plantea con respecto a los conos rocosos, formas de relieve con un desnivel más atenuado que las anteriores pero cuya morfología también regular parece evocar mecanismos de modelado similares. En relación con este punto resultan de gran interés los planteamientos sostenidos por Nicod (1985), para quien la antigüedad que él atribuye a los conos rocosos no excluye en modo alguno la existencia de reactivaciones ulteriores, afirmando, al igual que en el caso de las vertientes regularizadas, que los procesos de tipo periglacial permiten justificar la remodelación de ciertos conos pero que ésta no tiene por qué ser la única razón, al menos allí donde formas de este tipo se desarrollan sobre rocas escasamente gelivables como las dolomías o en regiones que no han soportado situaciones de frío intenso. Teniendo en cuenta estas circunstancias, dicho autor concluye que estos relieves deben ser entendidos en realidad como una modalidad particular de las superficies de corrosión, donde a la disolución, favorecida por la cobertura de *terra rossa* y por los materiales detríticos (que actúan como una esponja húmeda), se unirían breves crisis episódicas de erosión lineal.

⁸ Esta idea vendría a coincidir a grandes rasgos con la expuesta por Maire (1990) a la hora de explicar la morfología regular que ofrecen las vertientes de los relieves cónicos presentes en la plataforma culminante del macizo de los Levka Ori (Creta, Grecia), ya que dicho autor considera que se trata «d'anciens versants karstiques régularisés de type tropicaux qui ont évolué en versants réglés au cours des phases froides plio-quatennaires», apuntando en concreto, en relación con el flanco norte del monte Ida, que algunas de estas superficies aparecen recortadas por nichos de nivación y pequeños circos glaciares.

IV. TESTIMONIOS SEDIMENTARIOS PREVIOS A LAS FASES FRÍAS PLEISTOCENAS

A la hora de reconstruir el ambiente morfoclimático que antecede a las fases frías del Cuaternario nos encontramos ante la limitación que supone la precariedad de las herencias disponibles a este respecto en los macizos montañosos objeto de la presente investigación.

En cualquier caso, y obviando esta dificultad, las áreas que quizá puedan aportar una información más interesante se encuentran en la vertiente suroccidental de la sierra de Sobia y en la occidental de la sierra de Peña Gradura, donde se conservan dos depósitos (uno de naturaleza calcárea, al pie de Sobia, y otro silíceo, en la base de Peña Gradura), cuyo aspecto y disposición permiten establecer su génesis en un momento previo al periglacialismo cuaternario; esta afirmación se sustenta en la superposición que puede apreciarse, sobre ambas formaciones, de gelifractos calcáreos cementados de origen inequívocamente periglacial, hecho que lleva a interpretar los niveles subyacentes como testigos del tránsito desde unas condiciones de dominio edafogenético hasta entonces imperantes a otras que, con un carácter marcadamente favorable a la morfogénesis, parecen instalarse durante el Pleistoceno.

Con respecto al primero de los testimonios sedimentarios mencionados, es decir, el reconocido en la ladera tevergana de la sierra de Sobia, se ha estimado conveniente, al reunir en principio unas condiciones adecuadas para ello, ensayar como método de datación el del uranio-torio⁹. En concreto, la formación detrítica de la que se han recogido las muestras, localizada en torno a los novecientos metros de altitud, en las inmediaciones de la majada de La Garba, se corresponde con una facies heterométrica, compuesta principalmente por bloques y cantos angulosos asociados a acumulaciones arcillosas de coloración rojiza, entre los que se intercalan ocasionalmente lechos de gravas de poco espesor¹⁰. Sobre ella se superpone un segundo nivel, igualmente cementado,

⁹ Este estudio radioisotópico se inscribe dentro del proyecto de investigación que lleva por título La Evolución Geomorfológica Cuaternaria de la Vertiente Asturiana de la Cordillera Cantábrica: Dataciones Uranio-Torio, aprobado en la convocatoria de Proyectos de Interés Regional de la Universidad de Oviedo (referencia: IR-99-504-20). Las dataciones absolutas de las muestras de calcita han sido obtenidas en los laboratorios del Centre d'Études et de Recherches Appliquées au Karst (CERAK), perteneciente a la Facultad Politécnica de Mons (Bélgica), siendo responsable de su tratamiento el profesor Y. Quinif.

¹⁰ La existencia de estos delgados niveles de gravas intercalados entre los tramos de cantos y bloques se puede explicar a partir de pequeñas pulsaciones frías acontecidas dentro del período interglacial en el que, en primera instancia, tuvo lugar la sedimentación de estos materiales.

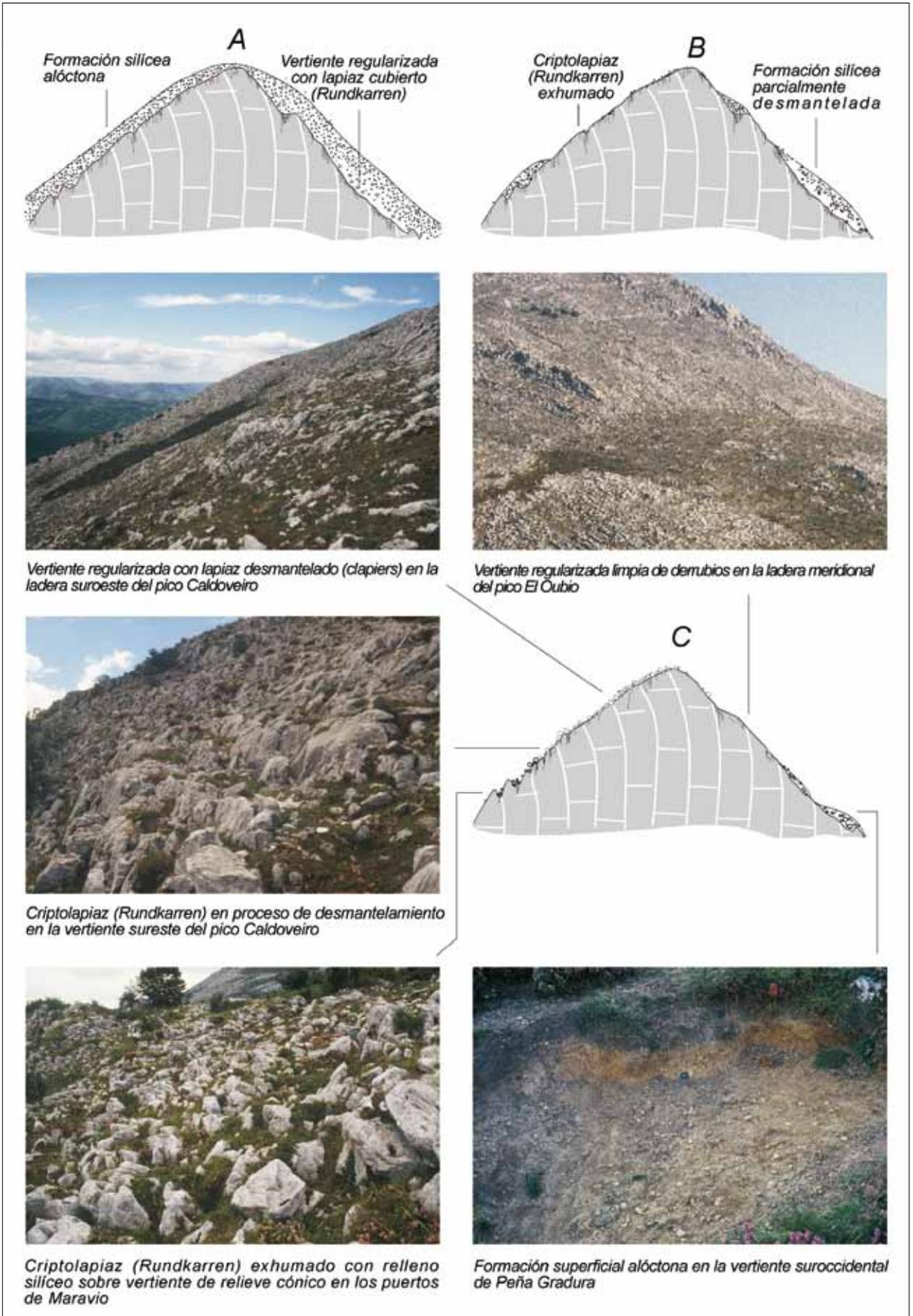


FIG. 13. Evolución de los relieves cónicos con vertientes regularizadas, inspirada en Delannoy (1998) y Vanara (2000), e imágenes de los diferentes estadios que pueden reconocerse en la actualidad.

CUADRO I. *Dataciones uranio-torio a partir de las muestras obtenidas de los conos de deyección cementados localizados en la vertiente suroccidental de la sierra de Sobia.*

Muestra	[U] _{ppm}	²³⁴ U/ ²³⁸ U	²³⁰ Th/ ²³⁴ U	²³⁰ Th/ ²³² Th	[²³⁴ U/ ²³⁸ U] _{t=0}	Edad (miles de años)
Garba I-3	0,143±0,001	1,073±0,014	0,607±0,029	17±3	1,096	99,9[+8,4/-7,7]
Garba I-2B	0,163±0,002	1,043±0,015	0,500±0,180	7,2±9,5	1,053	74,7[+48/-33]
Garba I-2A	0,127±0,002	0,999±0,023	0,739±0,200	4,1±2,6	0,998	145,7[+171/-62]
Garba I-1	0,220±0,002	0,998±0,014	1,029±0,061	2,6±0,3	—	Más de 362
Garba II	0,203±0,002	1,056±0,011	0,922±0,064	16±5	1,115	259[+124/-56]

Laboratorio del Centre d'Études et de Recherches Appliquées au Karst (CERAK), Facultad Politécnica de Mons (Bélgica).

reconocible en el tramo culminante de casi todos los cortes observados, consistente en una serie estratificada de pequeños cantos y, sobre todo, gravas angulosas, que por su composición granulométrica y ordenada disposición sugiere un origen inequívocamente periglacial.

Los resultados de las dataciones absolutas llevadas a cabo revelan que los niveles inferiores (Garba II y Garba I-1) a los que se ha podido acceder¹¹ se formaron en el Pleistoceno medio (interglacial Mindel-Riss), en tanto que la parte superior (Garba I-3), con una edad deducida de 99,9[+8,4/-7,7] miles de años, se encuadra en el Pleistoceno superior (interglacial Riss-Würm), anunciando, con el tamaño algo menor de las partículas que lo componen, el tránsito desde unas condiciones climáticas templadas dominantes en toda la serie a un ambiente térmico algo más riguroso.

Tal y como ya se ha adelantado, por encima de la formación que se acaba de describir, alimentada desde la pared suprayacente por procesos de gravedad simple, se asientan, con una disposición discordante, gravas angulosas parcialmente cementadas, estratificadas en capas homométricas, equivalentes por su aspecto a las que se están formando hoy en día en la Cordillera Cantábrica por encima de los 2.300 metros de altitud, es decir, en unas circunstancias ya claramente periglaciares. En este caso, aunque no aparecen precipitaciones de calcita que puedan proporcionarnos su edad, su posición estratigráfica hace que no quepa ninguna duda acerca de su per-

tenencia al período glacial würmiense, presentándose, por tanto, como el primer testimonio constatable en este sector montañoso de la ruptura del roquedo por la intervención de eficaces mecanismos de gelificación.

Si se cotejan los resultados obtenidos en la vertiente suroccidental de la sierra de Sobia con las dataciones llevadas a cabo por Castañón y Frochoso (1996) en el valle del Duje (Picos de Europa), y con la cautela que debe presidir la comparación de dos contextos topográficos tan diferentes, se observa cierta concordancia entre los distintos niveles reconocidos. Así, en el valle del Duje también aparece una primera generación de depósitos, conformada por elementos heterométricos y subangulosos que aquí son de procedencia torrencial, cementados como máximo durante el Riss, que vendría a corresponderse con la facies detrítica datada en Sobia, a la que igualmente se superpone, con un contacto así mismo discordante, una capa de brechas que engloba gravas homométricas angulosas ordenadas en lechos, de claro origen periglacial y que, de acuerdo con el análisis radiométrico de las muestras recogidas, se habría consolidado en el Würm antiguo.

La similitud entre estos dos registros sedimentarios viene a certificar, de esta manera, la ausencia de manifestaciones ligadas a la acción del frío con anterioridad al Würm (período al que se adscriben los materiales periglaciares que constituyen los techos de las respectivas formaciones), a excepción de las estrechas hileras de gravas angulosas que aparecen intercaladas ocasionalmente en la facies heterométrica basal. Todo ello lleva a pensar en la existencia de una sola glaciación en la Cordillera Cantábrica, que en la alta montaña daría lugar a nítidas formas glaciares, en tanto que en los macizos de mediana altitud habría dejado como herencia únicamente incipientes formas nivales.

Por lo que hace referencia al segundo de los rellenos señalados, es decir, el emplazado sobre la ladera occiden-

¹¹ La base visible del corte se sitúa varios metros por debajo de los niveles analizados, pero resulta imposible acceder a ella, lo que ha impedido la recogida de muestras orientada a poder establecer su edad concreta. En todo caso, teniendo en cuenta el considerable espesor que se aprecia desde la distancia, podemos suponer que la cementación de esa parte inferior tuvo que haberse producido en un período mucho más antiguo que el resultante de las dataciones efectuadas (interglacial Mindel-Riss).

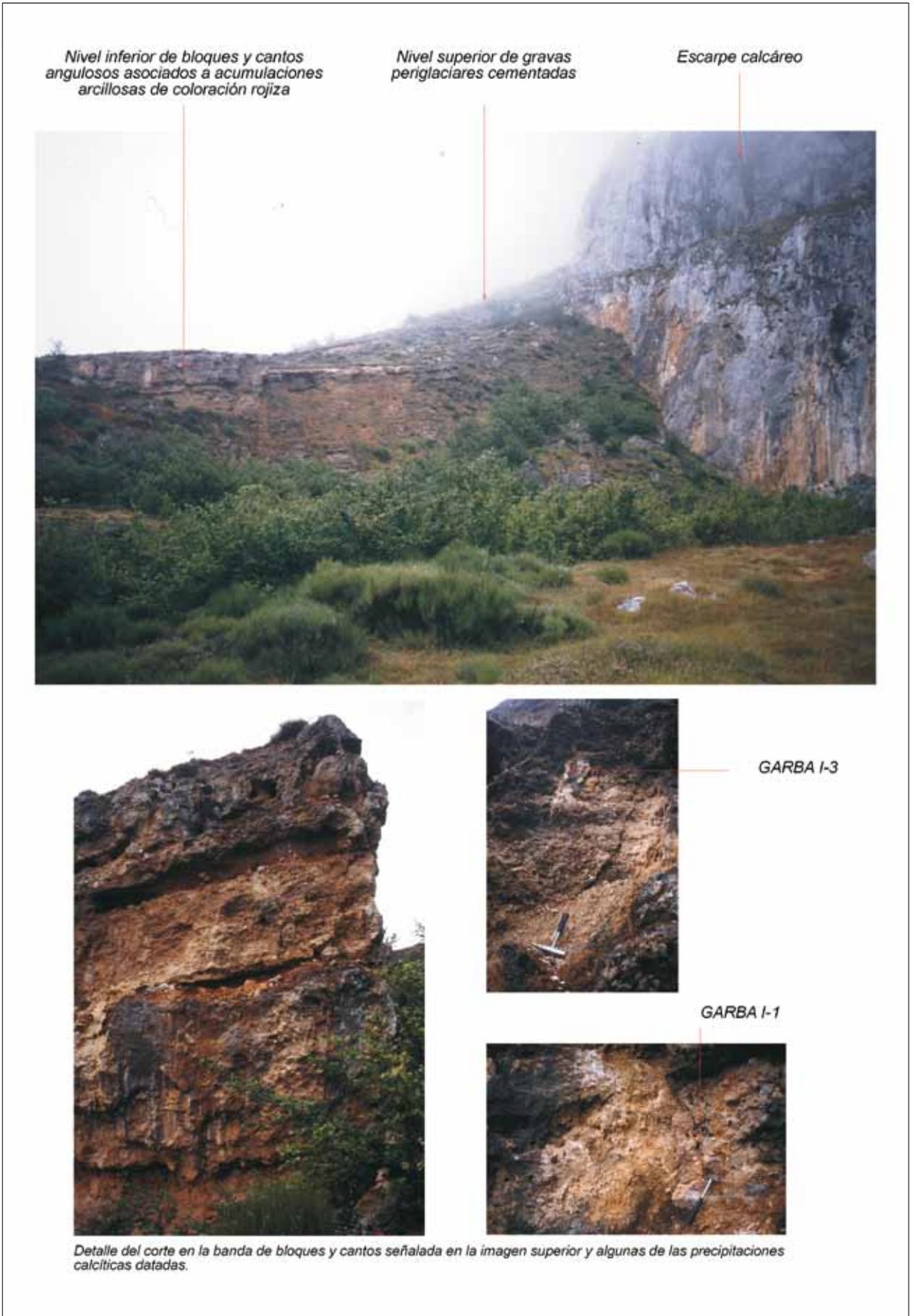


FIG. 14. Vertiente suroccidental de la sierra de Sobia en las proximidades de la majada de La Garba, donde han sido recogidas las muestras de calcita para su posterior datación a través del método del uranio-torio.



FIG. 15. Vertiente suroccidental de la sierra de Peña Gradura (a la izquierda) y puertos de Maravio (a la derecha), vistos desde la falda sur del pico Caldoveiro. Obsérvese la disposición transversal adoptada por los interfluvios labrados sobre las pizarras westfalienses y por los surcos que los diseccionan y el perfil regularizado que muestra la vertiente calcárea y el depósito silíceo alóctono que fosiliza su base, reconocible claramente por el color ocre que ofrecen los helechos que lo colonizan.

tal de la sierra de Peña Gradura, la inexistencia de cortes frescos en esa formación silíceo junto a la posibilidad de que haya sido removilizada por fenómenos de solifluxión con posterioridad a su deposición ha desaconsejado la realización de análisis sedimentológicos, dificultando, por tanto, su posible correlación con otras acumulaciones detríticas. No obstante, la naturaleza y heterometría de los componentes que la integran (pequeños bloques, cantos y gravas subredondeados dispersos en una matriz arenosa), unida a la carencia de estratificación interna y a su aparente vinculación a los restos de la rampa de erosión pizarrosa que se interpone entre esta sierra calcárea de Peña Gradura y la cuarcítica de Santa Cristina, son datos que llevan a pensar en su pertenencia a un antiguo glacis de colmatación, extendido sobre aquella superficie de arrasamiento, y del que hoy sólo pervive, apoyado sobre la vertiente regularizada, este testimonio.

Las cuestiones referidas más arriba permiten comparar esta acumulación con las descritas por Mary (1979) en la costa oriental asturiana, donde, al pie de los relieves cuarcíticos y recubriendo los afloramientos de caliza del Carbonífero, también se reconocen retazos de un manto coluvial espeso conformado asimismo por gravas, cantos y pequeños bloques subangulosos, englobados dentro de una matriz arenosa.

En la costa gallega, Nonn (1966) menciona también facies sedimentarias semejantes a las descritas por Mary, situando su origen igualmente en el Villafranquiense. Sin embargo, a la hora de interpretar el proceso de formación

de estos rellenos, ambos autores plantean hipótesis diferentes. Así, mientras que para Mary, obviando cualquier cuestión de tipo climático, su génesis está ligada exclusivamente a factores topográficos, y más concretamente al incremento de la pendiente provocada por el retroceso del mar a inicios del Cuaternario, Nonn defiende, atendiendo a la abundante presencia de caolinita y al hecho de que frecuentemente aparezcan alejados de cualquier relieve destacado, la correspondencia de esos materiales con una fase de intensa removilización de la cubierta alterítica pretérita en un contexto de ruptura con el equilibrio morfodinámico precedente.

De igual modo, la indicada formación alóctona, localizada en la base de la vertiente suroccidental de Peña Gradura, puede correlacionarse con los sedimentos fluviales que fosilizan, en las proximidades de Puebla de Lillo (León), varios retazos de superficies enrasadas, identificadas por Bertrand y Bertrand (1984) como coetáneos de la peana que sustenta los depósitos de raña, y sobre los que a su vez se apoya la morrena terminal de la lengua de hielo que descendía por el valle del Porma y que cabe entender como el equivalente, en la alta montaña, de las gravas periglaciares que recubren la formación silíceo presente en Peña Gradura y que denotan, al igual que sucede en el depósito cementado analizado en la sierra de Sobia, el cambio a una fase de activa crioclastia, responsable de la disgregación de la caliza en partículas de pequeño tamaño y de la actuación de mecanismos de transporte de tipo gelifluidal y criorreptación.

Si se admite esta semejanza y se extrapolan, por tanto, las conclusiones que otros autores han extraído del estudio de los depósitos de raña, podemos pensar que la fragmentación y posterior transporte y sedimentación de los elementos presentes en la base de Peña Gradura pudo tener lugar a finales del Plioceno o comienzos del Pleistoceno, momento en el que el contexto morfoclimático parece adquirir, tal como indica Herrero (1988) para el interior de la península ibérica, los caracteres de una crisis fría, con episodios de fuerte aridez y torrencialidad esporádica. Un punto de vista similar es expresado por García Rayego (2006), para quien la gran cantidad de derrubios que aparecen al pie de los relieves silíceos por él analizados (interior de la Meseta sur y parte oriental de Sierra Morena) se explica por la actuación, en un entorno ambiental periglaciario, de una eficaz gelifración¹², a la que vendría a sumarse el «derrame por los piedemontes de los materiales acumulados en las laderas ya disgregados y alterados previamente en fases anteriores».

Teniendo en cuenta este planteamiento, entra dentro de lo razonable que parte de los elementos que integran la acumulación reconocida en Peña Gradura pudieran ser liberados, tal como también defiende Nonn (1966) en relación con los glaciares por él descritos en el litoral gallego, de los primitivos perfiles de alteración que, durante el Terciario, fosilizaban los afloramientos cuarcíticos circundantes, idea esta que permite encajar las características de este relleno con el supuesto de que las condiciones climáticas generales se vieran, en el caso de la vertiente septentrional del macizo asturiano, suavizadas por la influencia oceánica.

En cualquier caso y volviendo a los dos testimonios detríticos que aquí se mencionan, con la información de la que se dispone hasta ahora resulta imposible determinar si estas dos formaciones, o al menos alguno de los tramos que las integran, se depositaron en el mismo momento, pudiendo únicamente afirmar que, tanto en un caso como en otro, a la fase en la que tuvo lugar esa sedimentación le sucedió (tras un intervalo de incisión más o menos prolongado) otra de activa crioclastia, responsable de la disgregación de la caliza en partículas de pequeño tamaño y de la actuación de mecanismos de transporte de corto recorrido, a favor de la pendiente, de tipo solifluidal y criorreptacional.

¹² Aunque aquí se hace mención a varios trabajos que recogen esta hipótesis acerca de la vinculación de su origen con una fase fría, los depósitos de raña han suscitado diversas interpretaciones, no habiendo llegado los investigadores que han abordado esta cuestión a un acuerdo unánime tanto en lo relativo a su edad como al sistema morfoclimático bajo el que se generaron.

A este respecto, aunque no se han localizado cementaciones que puedan proporcionarnos la edad concreta de este nivel más superficial, su posición estratigráfica con relación a la más reciente de las muestras de calcita que sí se han datado en Sobia hace que no quepa ninguna duda acerca de su pertenencia al período würmiense, presentándose, por tanto, como el primer indicio constatable de la intervención, en ese tiempo (el Würm) y en este sector de la media montaña asturiana, de eficaces procesos de fragmentación del roquedo por la fluctuación de las temperaturas en torno al punto de congelación.

CONCLUSIONES

El análisis de las formas de modelado y de sus depósitos correlativos reconocidos en el área centro-occidental de la Cordillera Cantábrica, junto a la revisión de las propuestas efectuadas por otros autores en áreas de características en buena medida similares a las que aquí nos ocupan, ha permitido retrotraer la reconstrucción geomorfológica de este sector montañoso hasta el Paleógeno.

El punto de partida de esta secuencia evolutiva se corresponde con un prolongado período de estabilidad climática en el que, en unas condiciones cálidas y húmedas de tipo tropical o subtropical, tuvo lugar una profunda meteorización química del sustrato rocoso y, de modo más concreto, una activa arenización de las cuarcitas de la que únicamente se libraron los núcleos de rocas más resistente.

Seguidamente, el inicio de los movimientos compresivos ligados a la orogenia alpina dio lugar a la configuración de un paleorrelieve suavizado, en el que alguna de las áreas calcáreas debieron de actuar, a tenor de los depósitos que en ellas se mantienen, como peanas o piedemontes de las cabeceras silíceas circundantes, siendo progresivamente fosilizadas por potentes formaciones alóctonas. Dicha cubierta sedimentaria facilitaría, al impermeabilizar el sustrato rocoso, la instalación de un sistema de drenaje superficial, canalizado a través de amplias artesas en forma de U y tendido perfil longitudinal, cuyos retazos se conservan en inmejorables condiciones en la culminación de las sierras de Sobia y de Peña Gradura.

La intensificación durante el Oligoceno y el Mioceno de la reactivación tectónica iniciada con anterioridad determinó la compartimentación definitiva de la estructura precedente, configurándose, como consecuencia de dicho proceso, un relieve de tipo pseudoapalachense en el que

los afloramientos cuarcíticos y calcáreos pasaron a constituir las alineaciones orográficas más importantes (macizo del sinclinal de Saliencia, cordales de Porcabezas y de Santa Cristina, sierras de Sobia y de Peña Gradura...), al tiempo que el desmantelamiento de los niveles de pizarras namurenses-westfalienses determinó la apertura de amplias cuencas deprimidas (valles de Saliencia, Teverga, Quiros...).

En relación con esta hipótesis y a pesar de que la labor erosiva llevada a cabo por los ríos cantábricos ha sido muy intensa, borrando en gran medida las herencias geomorfológicas pasadas, sí se conservan, como testigos de aquel reaprovechamiento de las directrices estructurales hercinianas, algunos retazos de niveles y rampas de erosión situados de forma escalonada en las vertientes y a los que se puede atribuir de forma provisional, al menos a alguno de ellos, una edad miocena o miopliocena, aunque, en este caso, su carácter fragmentario y la ausencia de depósitos correlativos impiden progresar más en esta reconstrucción paleogeográfica.

Por otro lado, la morfología de algunas de las formas cársticas de apariencia tropical reconocidas en estas sierras, tal como sucede con los valles muertos, los relieves cónicos residuales de vertientes regularizadas (mogotes), los conos rocosos, o los *hums* de varios metros de altura que asoman en el fondo de algunas dolinas y uvalas, no cabe explicarla bajo las condiciones climáticas que se han sucedido desde el inicio del Cuaternario¹³, sino que parecen relacionarse más bien con los paleoclimas más cálidos y húmedos que debieron de dominar con anterioridad a la compartimentación de los macizos calcáreos que aquí se analizan y quizá también con posterioridad, muy favorables en todo caso a la carstogénesis. En este sentido, resulta muy ilustrativa la comparación de este sector montañoso con relieves de características en buena medida similares (monte Ida y Levka Ori en Creta, Arbailles en los Pirineos occidentales franceses, Grazalema y Ronda en la Cordillera Bética...) y cuyo origen se ha ligado a las condiciones de intensa alteración de parece haber reinado durante gran parte del Terciario en Europa occidental.

Por otra parte, junto a las conclusiones anteriores, el análisis de la morfología que se puede reconocer en el

sector centro-occidental de la Cordillera Cantábrica también pone de manifiesto los importantes problemas de interpretación que se suscitan a la hora de estudiar formas de relieve, como por ejemplo las vertientes regularizadas sobre caliza, cuya configuración definitiva es deudora de la sucesión en el tiempo de procesos de modelado de diferente naturaleza, acaecidos bajo circunstancias climáticas cambiantes.

En efecto, aunque la génesis de estas vertientes parece ser muy antigua, tal como se desprende del hecho de que en ocasiones aparezcan interrumpidas en su base por escarpes rocosos subverticales asociados, de acuerdo con la interpretación que se defiende en este trabajo, a las dislocaciones derivadas de la orogenia alpina, es más que probable que su perfil regularizado original, cuyo modelado debió de iniciarse en un ambiente de tipo tropical o subtropical, se haya visto perfeccionado, además de por la disolución que debe haber actuado de manera mantenida a lo largo del tiempo, por la acción de la arroyada superficial ligada a las condiciones de mayor aridez y precipitaciones de carácter torrencial que parecen haber dominado a finales del Terciario. Por último, ya durante las fases frías del Cuaternario y coincidiendo en el tiempo con la formación del último nivel de depósitos cementados que aparece al pie de estas vertientes, la actuación de un nuevo proceso, la gelifracción, vendría a retocar, pero únicamente en detalle, la morfología heredada, tal como atestigua la presencia sobre algunas de estas laderas de fragmentos rocosos aportados por el descabezamiento del lapiaz ruiniforme recientemente descubierto (*clapiers*).

BIBLIOGRAFÍA

- ANDRÉ, M.-F. (1993): *Les versants du Spitsberg. Approche géographique des paysages polaires*. Presses Universitaires de Nancy, Nancy, 361 pp.
- AUDRA, P. (1995): «Signification des remplissages des karsts de montagne. Quelques clés à l'usage des spéléologues». *Karstologia*, núm. 25-2, pp. 13-20.
- BAREA LUCHENA, J., J. CASAS SAINZ DE AJA, J. J. DURÁN VALSERO, J. LÓPEZ MARTÍNEZ y J. L. MARTÍN DE VIDALES VILLAR (2000): «Interés paleoambiental del estudio de sedimentos detríticos endokársticos. Aplicación a cavidades del centro de la Península Ibérica». *Boletín Geológico y Minero*, vol. 111 (2-3), pp. 17-32.
- BEAUDET, G. (1985a): «Introduction», en *Cônes rocheux et aplanissements partiels sur roches carbonatées cohérentes. Mémoires et Documents de Géographie*.

¹³ Tal como indican Bini, Ferliga y Bajo (1992), las relaciones entre las diferentes morfologías cársticas y glaciares llevan a pensar que la génesis del carst ruiniforme es anterior al Pleistoceno superior, dado que, en las áreas afectadas por el hielo, la evolución posterior determinada por la disolución de la caliza no conduce en ningún caso a modelar formas comparables por su aspecto y dimensiones a las que perviven en las áreas no glaciadas.

- Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, pp. 9-11.
- (1985b): «Conclusion», en *Cônes rocheux et aplatissements partiels sur roches carbonatées cohérentes. Mémoires et Documents de Géographie*. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, pp. 245-247.
- BERTRAND, C., y G. BERTRAND (1984): «Des rañas aux rasas: remarques sur le système montagne-piémont de la Cordillère cantabrique centrale, Espagne du nord-ouest». *Montagnes et Piémonts: hommage à François Taillefer. Travaux de la Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Toulouse, núm. 1, pp. 247-260.
- BINI, A., C. FERLIGA y F. BAJO (1992): «Le karst résiduel du Monte Alben (Préalpes de Bergame, Italie)», en J.-N. Salomon y R. Maire (dirs.): *Karst et évolutions climatiques*. Presses Universitaires de Bordeaux, Talence, pp. 385-400.
- BÖGLI, A. (1980): *Karst hydrology and physical speleology*. Springer-Verlag, Berlín, 284 pp.
- (1981): «Solution of limestone and karren formation», en M. M. Sweeting: *Karst Geomorphology*. Hutchinson/Ross, Stroudsburg-Pennsylvania, pp. 64-89.
- BOSAK, P., V. CILEK y J. TIPKOVA (1992): «Le karst de Bohême au Tertiaire», en J.-N. Salomon y R. Maire (dirs.): *Karst et évolutions climatiques*. Presses Universitaires de Bordeaux, Talence, pp. 401-410.
- CASTAÑÓN ÁLVAREZ, J. C. (1987): «Sobre algunos problemas geomorfológicos en la Babia Alta». *Eria*, núm. 13, pp. 155-158.
- (1989): *Las formas de relieve de origen glaciar en los sectores central y oriental del Macizo Asturiano*. Tesis doctoral (en microfichas), Servicio de Publicaciones, Universidad de Oviedo, 787 pp.
- y M. FROCHOSO SÁNCHEZ (1996): «Hugo Obermaier y el glaciario pleistoceno», en A. Moure Romanillo (ed.): «El hombre fósil» 80 años después: volumen conmemorativo del 50 aniversario de la muerte de Hugo Obermaier. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria, Santander, pp. 153-175.
- CHARDON, M. (1976): «Observations sur la formation des versants régularisés ou versants de Richter», en *Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens*. Centre d'Études Géographiques et de Recherches Méditerranéennes, vol. v, Aix-en-Provence, pp. 25-27.
- CHOPPY, J. (1992): «Des indicateurs climatiques: les cannelures et rigoles de l'endo- et de l'exokarst», en J.-N. Salomon y R. Maire (dirs.): *Karst et évolutions climatiques*. Presses Universitaires de Bordeaux, Talence, pp. 349-354.
- DELMAIRE-BRAY, M.-M. (1977): «Les grandes étapes de l'individualisation du bassin du Bierzo (Leon-Espagne) à partir du Néogène». *Méditerranée*, t. 28, núm. 1, pp. 19-34.
- DELANNOY, J.-J. (1987): *Reconocimiento biofísico de espacios naturales de Andalucía: Serranía de Grazalema y Sierra de Las Nieves*. Agencia de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía/Casa de Velázquez, Sevilla, 50 pp.
- (1992): «Les apports de la karstologie dans la définition morphogénique d'un massif montagnard méditerranéen (Exemple de la Sierra de las Nieves, Andalousie, Esp.)», en J.-N. Salomon y R. Maire (dirs.): *Karst et évolutions climatiques*. Presses Universitaires de Bordeaux, Talence, pp. 153-175.
- (1998): «Contribución al conocimiento de los macizos kársticos de las serranías de Grazalema y de Ronda», en J. J. Durán Valsero y J. López Martínez: *Karst en Andalucía*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid, pp. 93-129.
- J.-L. GUENDON e Y. QUINIF (1988): «Les remplissages spéléologiques: un apport à la connaissance de la karstogénese du massif des Coulmes (Vercors, Alpes)». *Annales de la Société Géologique de Belgique*, t. 111, fasc. 1, pp. 21-38.
- EK, C., e Y. QUINIF (1988): «Les sédiments détritiques des grottes: aperçu synthétique». *Annales de la Société Géologique de Belgique*, t. 111, fasc.1, pp. 1-7.
- ENJALBERT, H. (1968): «La genèse des reliefs karstiques dans les pays tempérés et dans les pays tropicaux. Essai de chronologie». *Phénomènes karstiques I. Mémoires et Documents, nouvelle série*, vol. 4, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, pp. 295-327.
- ERAÑA, C., y F. M. UGARTE ELORZA (1992): «Katabera, Sierra d'Aizkorri. Un karst spécifique d'altitude en moyenne montagne basco-cantabrique (Espagne)», en J.-N. Salomon y R. Maire (dirs.): *Karst et évolutions climatiques*. Presses Universitaires de Bordeaux, Talence, pp. 309-316.
- FABRE, G., y J. NICOD (1982): «Lapiés couverts, modalités et rôle de la corrosion crypto-karstique». *Phénomènes karstiques III. Mémoires et Documents de Géographie*, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, pp. 115-131.
- FÉNELON, P. (1974): «Karsts de type tropical sous climat tempéré». *Phénomènes karstiques II. Mémoires et Documents, nouvelle série*, vol. 15, Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, pp. 95-103.

- FLOR RODRÍGUEZ, G. (1983): «Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento». *Trabajos de Geología*, núm. 13, pp. 65-81.
- (1992): «Teverga-Quirós», en *Enciclopedia de la Naturaleza de Asturias*. Vol. II (*La Cordillera Cantábrica*), La Voz de Asturias, Oviedo, pp. 157-160.
- (2002): «Rasas y superficies de erosión continental en el relieve alpídico del noroeste peninsular y los depósitos terciarios» en *Encontro sobre a Geomorfologia do Noroeste Peninsular. Resumos das Conferências*. Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Oporto, 3 pp.
- FROCHOSO SÁNCHEZ, M. (1990): *Geomorfología del valle del Nansa*. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria, Santander, 286 pp.
- GAMS, I. (1992): «Les influences des climats dans les régions karstiques», en J.-N. Salomon y R. Maire (dirs.): *Karst et évolutions climatiques*. Presses Universitaires de Bordeaux, Talence, pp. 43-59.
- GARCÍA CODRÓN, J. C. (1984): *Variantes morfoclimáticas de karst español*. Tesis doctoral, Servicio de Repografía de la Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 545 pp.
- (1989): «Los lapiaz de agujas de Peña Cabarga (Cantabria). Génesis y significado de una forma original». *Cuadernos de Investigación Geográfica*, t. XV, fasc. 1-2, pp. 17-28.
- GARCÍA DE CELIS, A. J. (1997): *El relieve de la montaña occidental de León*. Secretariado de Publicaciones e Intercambio Científico, Universidad de Valladolid, Valladolid, 290 pp.
- GARCÍA RAYEGO, J. L. (2006): «Modelados de detalle en roquedos cuarcíticos de áreas de montaña media apalachense de la Meseta sur y Sierra Morena oriental». *Ería*, núm. 71, pp. 269-282.
- y J. MUÑOZ JIMÉNEZ (1986): «Los glaciares de raña en el «macizo» de Valronquillo (sector noroccidental del Campo de Calatrava, Ciudad Real)». *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, núm. 6, pp. 203-224.
- y J. MUÑOZ JIMÉNEZ (2000): «Los caracteres y el ámbito de la morfogénesis fría cuaternaria en las montañas silíceas del interior de la Meseta sur y de Sierra Morena oriental: aproximación a partir de las formaciones de ladera», en J. L. Peña Monné, M. Sánchez Fabre y M. V. Lozano Tena (eds.): *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, pp. 265-280.
- GARCÍA-RAMOS, J. C., y M. GUTIÉRREZ CLAVEROL (1995): «La cobertera mesozoico-terciaria», en C. ARAMBURU-ZABALA HIGUERA y F. BASTIDA IBÁÑEZ (eds.): *Geología de Asturias*, Ediciones Trea, Gijón, pp. 81-94.
- GODARD, A. (1966): «Morphologie des socles et des massifs anciens. Les «tors» et le problème de leur origine». *Revue Géographique de l'Est*, t. VI, núms. 1-2, pp. 153-170.
- GOURDON-PLATEL, N., y J. DUBREUILH (1992): «Les ferruginisations et les argiles associées au paléokarst tertiaire du Périgord (Dordogne, France)», en J.-N. Salomon y R. Maire (dirs.): *Karst et évolutions climatiques*. Presses Universitaires de Bordeaux, Talence, pp. 449-460.
- GUENDON, J.-L., J.-N. SALOMON y J. NICOD (1987): «Karsification sous couverture, comparaison entre karst tropical actuel et paléokarst». *Annales de Géographie*, núm. 537, pp. 557-563.
- HAZERA, J. (1962): «Formaciones subáridas de piedemonte del surco de Espinosa (cuenca superior del Ebro)». *Estudios Geográficos*, núm. 88, pp. 443-453.
- HÉRAIL, G. (1981): «Le Bierzo: géomorphogénèse finitertiaire d'un bassin intramontagneux (Espagne)». *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, t. 52, fasc. 2, pp. 217-232.
- (1982): «La sedimentación terciaria en la parte occidental del Bierzo (León, España) y sus implicaciones geomorfológicas», en *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero (Salamanca 1979)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, pp. 323-337.
- (1984): *Géomorphologie et gîtologie de l'or détritique. Piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne*. Centre National de la Recherche Scientifique, París, 456 pp.
- HERRERO MATÍAS, M. (1988): *Toledo-Sonseca. Mapa geomorfológico Escala 1:50.000*, Instituto Geográfico Nacional y Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- HOYOS GÓMEZ, M. (1979): *El karst de Asturias en el Pleistoceno Superior y Holoceno: estudio morfológico, sedimentológico y paleoclimático*. Tesis doctoral (inérita), Universidad Complutense de Madrid, 413 pp.
- y N. HERRERO ORGANERO (1989): «El karst en la Cornisa Cantábrica», en J. J. Durán Valsero y J. López Martínez (eds.): *El karst en España*. Monografías de la SEG, núm. 4, Madrid, pp. 109-120.
- JOLY, F. (1997): *Glossaire de géomorphologie. Base de données sémiologiques pour la cartographie*. Masson/Armand Colin, París, 325 pp.
- JOURNAUX, A. (1985): «Le rôle du gélisol dans l'aplanissement des calcaires résistants», en *Cônes rocheux*

- et aplanissements partiels sur roches carbonatées cohérentes. Mémoires et Documents de Géographie.* Centre National de la Recherche Scientifique, París, pp. 225-243.
- JULIAN, M., y J. NICOD (1986): «La région karstique Audoubert-Mons». *Zeitschrift für Geomorphologie*, suppl. 59, pp. 1-25.
- JULIVERT CASAGUALDA, M. (1957): «Morfología cárstica». *Speleon*, t. VIII, núms. 1-2-3-4, pp. 57-80.
- (1960): «Geología de la sierra del Aramo (Asturias)». *Breviora Geologica Asturica*, núms. 1-2, pp. 35-42.
- (1963): «Estudio geológico de la sierra del Aramo, cuenca de Riosa y extremo meridional de la cuenca de Quirós». *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, t. LXXIV, pp. 87-170.
- LINTON, D. L. (1955): «The problem of tors». *The Geographical Journal*, vol. CXXI, part. 4, pp. 470-487.
- LLÓPIS LLADÓ, N. (1950): «Sobre algunos principios fundamentales de morfología e hidrología cárstica». *Estudios Geográficos*, núm. 41, pp. 643-680.
- (1954a): «El relieve de la región central de Asturias». *Estudios Geográficos*, núm. 57, pp. 501-550.
- (1954b): «Sobre la morfología de los picos Ancares y Miravalles». *Anales de la Sociedad Española para el progreso de las Ciencias*, t. XIX, núm. 3, pp. 627-643.
- (1955a): «Depósitos de cantos de cuarcita en la Raigada (carretera de Grado a Avilés)». *Speleon*, t. VI, núm. 3, pp. 225-226.
- (1955b): «Karst fósil en las vertientes SE. del Aramo (Riosa)». *Speleon*, t. VI, núm. 3, p. 226.
- (1957): «El Terciario continental en los alrededores de Oviedo». *Estudios Geológicos*, vol. XIII, pp. 287-305.
- (1958): «Sobre el karst actual y fósil de la terminación oriental de la Sierra de Cuera y sus yacimientos de hierro y manganeso». *Speleon*, t. IX, núms. 3-4, pp. 3-59.
- (1961): «Sobre las características estructurales de la tectónica germánica de Asturias». *Boletín del Instituto de Estudios Asturianos (Suplemento de Ciencias)*, núm. III, pp. 79-89.
- (1964): «Sur la paléotectonique des Asturies et ses rapports avec la moitié occidentale de la Péninsule Ibérique». *Boletín del Instituto de Estudios Asturianos (Suplemento de Ciencias)*, núm. X, pp. 101-150.
- MABESONE, J. M. (1961): «La sedimentación terciaria y cuaternaria de una parte de la cuenca del Duero (provincia de Palencia)». *Estudios Geológicos*, vol. XVII, núm. 2, pp. 101-130.
- MAGAGNOSC, J.-S., y A. MARRE (1985): «Aplanissements et cônes rocheux sur calcaire du massif de l'Oum Settas (Algérie orientale)», en *Cônes rocheux et aplanissements partiels sur roches carbonatées cohérentes. Mémoires et Documents de Géographie.* Centre National de la Recherche Scientifique, París, pp. 209-224.
- MAIRE, R. (1990): *La haute montagne calcaire. Karsts, cavités, remplissages, Quaternaire, paléoclimats.* Karstologia-Mémoires, núm. 3, Association Française de Karstologie y Fédération Française de Spéléologie, La Ravoire, 731 pp.
- y S. POMEL (1992): «Les Levka Ori (Crète-Grèce): un jalon miocène dans l'évolution des karsts méditerranéens», en J.-N. Salomon y R. Maire (dirs.): *Karst et évolutions climatiques.* Presses Universitaires de Bordeaux, Talence, pp. 227-246.
- MARTÍN-SERRANO GARCÍA, A. (1988): «Sobre la posición de la raña en el contexto morfodinámico de la Meseta. Planteamientos antiguos y tendencias actuales». *Boletín Geológico y Minero*, t. XCIX, pp. 855-870.
- MARY, G. (1979): *Évolution de la bordure côtière asturienne (Espagne) du Neogène à l'actuel.* Thèse de Doctorat d'État (inérita), Universidad de Caen, 3 vols.
- MENÉNDEZ DUARTE, R. A. (1994): *Geomorfología del área de Somiedo (Cordillera Cantábrica; Norte de España). Aplicaciones de los Sistemas de Información Geográfica al estudio del relieve.* Tesis doctoral (inérita), Universidad de Oviedo, 254 pp.
- y J. MARQUÍNEZ GARCÍA (1996): «Glaciarismo y evolución tardiglacial de las vertientes en el valle de Somiedo. Cordillera Cantábrica». *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 10 (3-4), pp. 21-31.
- MUGNIER, C. (1969): «El karst de la región de Asón y su evolución morfológica». *Cuadernos de Espeleología*, núm. 4, 146 pp.
- MUÑOZ JIMÉNEZ, J. (1976): «Sobre la existencia de encostramientos ferruginosos en la rasa occidental asturiana». *Estudios Geográficos*, núm. 145, pp. 517-520.
- (1982): «Geografía física. El relieve, el clima y las aguas», en *Geografía de Asturias*. T. 1, Ayalga, Salinas, 271 pp.
- (1986): «Formas de relieve glaciar: el macizo sinclinal de Saliencia (Cordillera Cantábrica)», en *Atlas de Geomorfología.* Alianza, Madrid, pp. 209-228.
- e I. ASENSIO AMOR (1975): «Los depósitos de raña en el borde noroccidental de los Montes de Toledo». *Estudios Geográficos*, núms. 140-141, pp. 779-806.

- NICOD, J. (1972): *Pays et paysages du calcaire*. Presses Universitaires de France, París, 241 pp.
- (1982): «Problèmes d'évolution, altérations et concrétionnements dans les karsts méditerranéens et tropicaux». *Phénomènes karstiques III. Mémoires et Documents de Géographie*, Centre National de la Recherche Scientifique, París, pp. 11-14.
- (1985): «Les cônes rocheux en Provence et dans quelques régions de comparaison. Rapports avec les surfaces de corrosion des poljés», en *Cônes rocheux et aplanissements partiels sur roches carbonatées cohérentes. Mémoires et Documents de Géographie*. Centre National de la Recherche Scientifique, París, pp. 107-117.
- (1997): «Les canyons karstiques «nouvelles approches de problèmes géomorphologiques classiques (spécialement dans les domaines méditerranéens et tropicaux)». *Quaternaire*, vol. 8 (2-3), pp. 71-89.
- (2002): «Karsts, paléo-géomorphologies, paléo-environnements. Panorama des recherches récentes en France (1992-2001)». *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, núm. 3, pp. 253-268.
- y J.-N. SALOMON (1990): «Les mogotes: des reliefs karstiques résiduels litho-structuraux et/ou hérités. Comparaison des karsts tempérés et tropicaux». *Revue de Géomorphologie Dynamique*, t. XXXIX, pp. 15-38.
- NONN, H. (1966): *Les régions cotières de la Galice (Espagne). Étude géomorphologique*. Les Belles Lettres, París, 591 pp.
- OLIVA, P. (1985): «Versants d'aplanissement sur calcaires dans le plateau des Akhsass (Anti-Atlas occidental)», en *Cônes rocheux et aplanissements partiels sur roches carbonatées cohérentes. Mémoires et Documents de Géographie*. Centre National de la Recherche Scientifique, París, pp. 155-173.
- PEÓN PELÁEZ, A. (1991): *Evolución morfogénica del relieve de Asturias*. Tesis doctoral (inérita), Universidad de Oviedo, 275 pp.
- (1992): «La Cordillera Cantábrica», en *Enciclopedia de la Naturaleza de Asturias*. Vol. II (*La Cordillera Cantábrica*), La Voz de Asturias, Oviedo, pp. 1-13.
- POUDOU-LE CORF, J., y H. SALVAYRE (1976): «Aperçus sur l'ancienneté de la karstification des Corbières et la morphologie des versants», en *Actes du Symposium sur les Versants en Pays Méditerranéens*. Centre d'Études Géographiques et de Recherches Méditerranéennes, Aix-en-Provence, vol. V, pp. 21-24.
- QUINIF, Y. (1989): «La datation uranium-thorium». *Speleochronos*, núm. 1, pp. 3-21.
- D. GENTY y R. MAIRE (1994): «Les spéléothèmes: un outil performant pour les études paléoclimatiques». *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. 165, núm. 6, pp. 603-612.
- RENAULT, Ph., R. SIMON-COINÇON y J.-G. ASTRUC (1992): «Problèmes des Causses du Quercy», en J.-N. Salomon y R. Maire (dirs.): *Karst et évolutions climatiques*. Presses Universitaires de Bordeaux, Talence, pp. 469-496.
- RODRÍGUEZ PÉREZ, C. (1995): «Estudio geomorfológico del puerto de San Isidro». *Ería*, núm. 36, pp. 63-87.
- (1998): «Las formas de relieve y la evolución geomorfológica de la sierra de Sobia (área central de Asturias)». *Ería*, núm. 46, pp. 131-147.
- (2008): *Geomorfología de la montaña astur-leonesa entre los puertos de Ventana y de Somiedo*. Tesis doctoral (inérita), Universidad de Oviedo, 365 pp.
- (2011): «La evolución geomorfológica de la media montaña cantábrica: las sierras cuarcíticas de Porcabizas y de Santa Cristina (área central de Asturias)». *Ería*, núm. 84-85, pp. 47-75.
- RODRÍGUEZ VIDAL, J., G. ÁLVAREZ GARCÍA, L. M. CÁCERES PURO, A. MARTÍNEZ AGUIRRE y J. M. ALCARAZ PELEGRINA (1999): «Morfogénesis y fases de karstificación cuaternarias en la sierra del Endrinal (Grazalema, Cádiz)». *Cuaternario y Geomorfología*, vol. 13 (1-2), pp. 7-17.
- ROHOU, P., L. BARBANSON y V. PERTHUISOT (1988): «La sédimentation dans un paléokarst de l'Urgonien cantabrique (province de Santander, Espagne): apports et problèmes». *Annales de la Société Géologique de Belgique*, t. 111, fasc. 1, pp. 163-171.
- SÁEZ HERNÁNDEZ, J. M., y L. GÓMEZ DE BENITO (1988): «Evolución morfológica del Monte Sueve (NE de Asturias)». *Ería*, núm. 15, pp. 80-84.
- SALOMON, J.-N. (1999): «Le facteur temps dans la karstification». *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement*, núm. 3, pp. 195-214.
- (2000): *Précis de Karstologie*. Presses Universitaires de Bordeaux, Pessac, 250 pp.
- y J.-G. ASTRUC (1992): «Exemple en zone tempérée d'un paléocryptokarst tropical exhumé (La cuvette du Sarladais, Dordogne)», en J.-N. Salomon y R. Maire (dirs.): *Karst et évolutions climatiques*. Presses Universitaires de Bordeaux, Talence, pp. 431-447.
- y M. PULINA (2005): *Les karsts des régions climatiques extrêmes*. Karstologia- Mémoires, núm. 14, Association Française de Karstologie y Fédération Française de Spéléologie, Bordeaux, 220 pp.

- TRICART, J. (1967): *Le modelé des régions périglaciaires*. Société d'Édition d'Enseignement Supérieur, Paris, 512 pp.
- R. RAYNAL y J. BESANÇON (1972): «Cônes rocheux, pédiments, glaciés». *Annales de Géographie*, núm. 443, pp. 1-24.
- TRUYOLS SANTONJA, J., J. C. GARCÍA-RAMOS, M. L. CASANOVAS-CLADELLAS y J. V. SANTAFÉ-LLOPIS (1991): «El Terciario de los alrededores de Oviedo». *Acta Geológica Hispánica*, vol. 26, núm. 3-4, pp. 229-233.
- VANARA, N. (2000): «Le karst des Arbailles (Pyrénées occidentales, France). Contrôles tectonique, climatique, hydrogéologique et anthropique de la morphogénèse». *Karstologia-Mémoires*, núm. 8, Association Française de Karstologie y Fédération Française de Spéléologie, Bizanos, 320 pp.