

TIPOLOGIA DE FORMAS KARSTICAS Y RELACIONES MORFOESTRUCTURALES EN LA MARINA ORIENTAL ASTURIANA

El presente trabajo no pretende más que la descripción de las formas de relieve kárstico que jalonan la plataforma costera del Oriente asturiano y una aproximación a las relaciones morfoestructurales que se establecen en ella.

La marina oriental asturiana está enmarcada, al Oeste, por el río Sella en su tramo más próximo al mar, mientras que al Este el límite natural del área estaría en el meridiano de Prellezo, algunos kilómetros al Este del río Deva; sin embargo, en el presente trabajo me limitaré al estudio de la morfología kárstica en el sector propiamente asturiano, siendo el límite oriental del mismo el río Deva. Los márgenes latitudinales vienen dados, al Sur, por las alineaciones montañosas de las sierras litorales (Sierras de Cuera, La Escapa y La Cubeta) orientadas NE-SO y E-O y por el veril de costa, al Norte.

Se trata de un relieve costero en el que cabe considerar dos grandes unidades topográficas, la primera de las cuales se caracteriza por la presencia de relieves planos y escalonados, suavemente inclinados hacia el mar, organizados en alineaciones subparalelas entre sí de dirección NE-SO, diagonales a la línea de costa y seccionadas perpendicularmente a su rumbo por una red hidrográfica alóctona que ha dado lugar a su compartimentación en plataformas de extensión y altitud variables sobre cuyas vertientes la red hidrográfica autóctona ha creado numerosas incisiones.

La segunda unidad topográfica está configurada por unos conjuntos deprimidos, intercalados entre las alineaciones de sierras planas, que se caracterizan por la irregularidad altitudinal y la variabilidad de las pendientes y la orientación de las numerosas formas de relieve que aparecen diseminadas en ellos, produciéndose un claro predominio de alturas máximas en el veril de costa y al pie de los relieves planos. La red hidrográfica ha dejado constancia de su presencia a través de este paisaje aparentemente caótico, en los valles y vallejos que se entrecruzan y pierden en el entramado de cuetos, sumideros, dolinas y campos de lapiaz que ocupan dicho espacio.

El contacto con el mar se lleva a cabo a través de acan-

tilados cuya continuidad es interrumpida por numerosos entranques de escaso desarrollo.

El conjunto de la rasa está labrada sobre el Paleozoico produciéndose una alternancia de afloramientos cuarcíticos (sierras planas o llanos) y calcáreos (áreas deprimidas) que ha dado lugar, a través de la evolución morfológica de la misma, a la compartimentación antes citada.

Ambos conjuntos forman parte del reborde septentrional del arco interno de la Rodilla Astúrica (también llamado Región de Mantos) cuyas estructuras están determinadas por una serie de frentes cabalgantes de dirección Este-Oeste que se extienden de manera subparalela a la línea de costa a partir del meridiano de Ribadesella; éstos desaparecen hacia el Este bajo las estructuras propias del área santanderina que nacen en la depresión de Colombres-Purón, o son interrumpidos por la línea de costa antes de alcanzar dicha depresión. Al Sur, el frente cabalgante de la sierra de Cuera limita el área a través de un salto de 300 m. a 600 m.

A este conjunto se le conoce como tramo costero del manto de Caso¹ o como frente cabalgante de Pimiango; las subunidades de este frente² están determinadas por la presencia de unas fallas inversas cabalgantes de dirección E-O, seccionadas por desgarres y fracturas de dirección perpendicular o subperpendicular al trazado de las direcciones estructurales que caracterizan este área, las cuales han jugado un papel importante en su organización estructural³.

Así, el bloque centro-oriental está limitado a ambos lados por unas fracturas de dirección NE-SO (río Cabra) y NO-SE (San Antolín de Bedón - Alto de la Tornería) que han producido el desplazamiento subhorizontal del mismo hacia el Sur respecto a los bloques contiguos. Existen además otras fracturas de menor desarrollo, que afectan a estos frentes datados de una etapa post-estefanense y prepermo-triásica, que siguen unas direcciones semejantes.

Por otra parte aparece una serie de pliegues, generalmente anticlinales, cuyas charnelas coinciden con los sectores de topografía más elevada y cuyos planos axiales se hallan al Norte de los frentes cabalgantes. Estos planos definen

¹ MARTINEZ-ALVAREZ, J. A. (1968): el autor utiliza este término para referirse al tramo costero del manto de cabalgamiento de Caso en el cual se independizan los frentes cabalgantes de Pimiango, Cué y Los Llanos.

² Se trata de las subunidades de Pimiango, Cué y Niembro cuyos límites vienen dados por los frentes de las escamas.

³ JULIVERT, M. y otros (1971): pág. I... «un segundo sistema está formado por desgarres del tipo de Ventaniella que corta completamente el arco asturiano y que no tiene relación ni con la estructura del arco, ni con la distribución de los terrenos estefanenses. Su edad debe ser Pérmica».

la vergencia Sur generalizada de los anticlinales, registrándose unos buzamientos que oscilan entre 20° y 90° si bien la media se halla por encima de los 50°. En algunos sectores estas vergencias aparecen ligeramente volcadas al Norte, manteniendo unos buzamientos muy próximos a la vertical.

LA LITOLOGIA

En cada una de las tres subunidades referidas con anterioridad, se independizan dos conjuntos litológicos: el conjunto de materiales silíceos, que como ya he dicho, afloran en las sierras planas y, por lo tanto quedan al margen del presente trabajo, y el conjunto de materiales calcáreos compuesto por la siguiente sucesión:

1. La caliza Griotte

Una estrecha franja de calizas rojas tableadas de edad tournaisense y viseense aparece adosada, en contacto concordante, a las areniscas y conglomerados devónicos que afloran en las vertientes septentrionales de las alineaciones de las sierras planas. Estos materiales, llamados por los geólogos Formación Genicera o Formación Alba, se presentan en un estrecho banco de 20 m. a 30 m.⁴ de espesor en el cual aparecen de forma rítmica, intercalaciones margo-arcillosas⁵ que le imprimen un marcado carácter de incompetencia; razón por la cual estos materiales están muy replegados. La arcillas, formadas en un medio alcalino, son muy aptas para el desarrollo de procesos hidroclásticos: los bancos calcáreos intercalados se presentan tableados.

a) En la *subunidad de Pimiango*, esta franja de materiales calcáreos se localiza al pie de las sierras planas de La Pezular, La Borbolla y Pimiango, en el punto de inflexión inferior de sus pendientes. Los acantilados de La Franca, la trinchera del ferrocarril en el puente de Santiuste y los márgenes de los ríos Novales y Purón permiten apreciar el fuerte replegamiento al que han sido sometidos dichos materiales, que ofrecen en estos sectores unos conjuntos de pliegues disarmónicos muy diaclasados.

b) En la *subunidad de Cué*, las calizas rojas ocupan un área de menor extensión. Afloran en la terminación perianticlinal de la sierra de Cué, en una estrecha franja. En el extremo oriental de la misma existe un afloramiento de mayor extensión en el cual han sido parcialmente labrados los acantilados de las playas de Ballota y Andrín y donde de nuevo se aprecian numerosos pliegues disarmónicos. Los buzamientos que se registran dan unos valores que oscilan entre 60° y 80° N.

c) En la *subunidad de Niembro*, estos materiales presentan unas características semejantes aflorando tan solo al pie de los Llanos, en las proximidades de Cabo Prieto.

2. La caliza de montaña

Estos materiales se presentan directamente adosados a la Griotte en contacto concordante y en unos potentes bancos de 1.000 m. de espesor⁶. Se trata de unos materiales del Carbonífero medio superior, de edad namurense-westfaliense inferior, de carácter masivo y color grisáceo; son particularmente sensibles a los procesos de alteración

⁴ Memoria del IGME.

⁵ Estas intercalaciones se producen cada 20-40 cm.

⁶ Memoria del IGME.

⁷ TRICART, J. (1977): págs. 39-57. El carácter masivo de estas ca-

química y bioquímica, tanto en superficie como en profundidad⁷, y muy competentes frente a la tectónica.

a) en la *subunidad de Pimiango*, se extiende en una franja de un kilómetro de anchura, aflorando en la línea de costa desde la Tina Mayor hasta la ensenada de Novales, punto a partir del cual se adentra formando una franja de dirección ENE-OSO, dirección que se corresponde con las líneas estructurales de la unidad. Los buzamientos están comprendidos entre 60° y 90° Norte.

b) En la *subunidad de Cué*, se extiende hacia el Norte y Oeste de la sierra a lo largo de una amplia franja que es interrumpida por las fracturas N-S que se desarrollan sobre el meridiano de Cabo Prieto, al Este del río Cabras; en la línea de costa esta caliza se extiende desde la playa de Ballota hasta Llanes, donde entra en contacto discordante con una pequeña mancha de calizas cretácicas de edad aptense, a través de una falla vertical E-O con hundimiento del borde meridional. No presenta cambios estructurales con respecto a la subunidad de Pimiango.

c) En la *subunidad de Niembro*, estas calizas presentan una estructura compleja de pliegues isoclinales vergentes a Norte y, a menudo volcados a Sur, con unos buzamientos variables comprendidos entre 36° y 85°. Se trata de unos largos pliegues de dirección NE-SO y E-O que siguen la estructura general. En el área comprendida entre Nueva y las playas de Cuevas del Mar y de la Huelga se puede apreciar la complejización de la estructura. Esta caliza de montaña se extiende a lo largo de la costa en el tramo comprendido entre Celorio y Cabo Prieto, punto a partir del cual afloran las cuarcitas ordovícicas hasta alcanzar la playa de San Antolín de Bedón; las calizas aparecen de nuevo entre ésta y el Castro de Las Gaviotas donde entran en contacto con un estrecho afloramiento de pizarras y areniscas namurienses.

3. La formación Picos de Europa

Estas calizas del Carbonífero superior (Westfaliense superior) se presentan en bancos de espesor variable (600 m.-1.000 m.)⁸. Son materiales muy competentes, de color claro y, a menudo de aspecto masivo. Estas calizas, al igual que las namurenses, han sido sometidas a una intensa corrosión atestigüada en superficie por el desarrollo de numerosas formas de relieve kárstico.

a) En la *subunidad de Pimiango*, ocupa el tramo costero comprendido entre el río Novales y el Purón y es cabalgada por las cuarcitas ordovícicas de Cué a través de una discordancia estratigráfica y angular. Se extiende a lo largo de una franja paralela a la sierra plana de La Borbolla adentrándose progresivamente hacia el interior según una dirección NE-SO hasta ser alcanzada en el meridiano de Cabo Prieto por los dos desgarres NO-SE, antes mencionados. Los buzamientos oscilan en torno a valores comprendidos entre 70° y 90° N.

b) En la *subunidad de Cué*, estas calizas se extienden al norte de la franja namuriense, a partir de una línea que uniría Llanes, Celorio y Posada; en la costa aparece desde la Atalaya (Llanes) hasta la playa de Celorio donde limita con el frente de cabalgamiento (supuesto) de la subunidad de Niembro. Los estratos han sido verticalizados, alcanzando valores comprendidos entre los 76° y 86° N en el área de

lizas dificulta la acción del hielo en un medio climático periglacial, apareciendo sin embargo laminadas, algunas veces; en un medio climático templado-frío, la desagregación granular puede llegar a ser bastante intensa.

⁸ Memoria del IGME.

Poo; siguen un rumbo E-O salvo en algunos puntos muy localizados donde éste rola a NO-SE.

c) En la *subunidad de Niembro*, estas calizas afloran tan sólo a lo largo de una estrecha franja que se extiende desde el Castro de Las Gaviotas hasta las proximidades de Ribadesella; allí, y a través de una falla vertical, entran en contacto discordante con las calizas jurásicas de la Atalaya.

Es en este conjunto de materiales calcáreos, que tanto desde el punto de vista topográfico como estructural se organiza en tres áreas, donde se han desarrollado los relieves kársticos.

LA MORFOLOGIA KARSTICA Y LAS RELACIONES MORFOESTRUCTURALES

1. Tipología de formas kársticas

Los relieves kársticos desarrollados en la rasa calcárea, y concretamente a lo largo y ancho de una estrecha franja limitada al Norte por el veril de costa y al Sur por la línea de máxima penetración del mar (500 m. aprox.) ofrecen una gran variedad de formas aparentemente dispuestas de manera caótica, dando lugar a unos conjuntos en los cuales se han desarrollado desde los microlapiaces del pie del acantilado hasta algunos poljés cuya superficie sobrepasa los 500 m². La doble secuencia litológica compuesta por calizas namurenses y westfalienses no parece, a priori, haber intervenido en el mayor o menor desarrollo de estas formas que sin embargo, sí parecen estar relacionadas con la proximidad o alejamiento al mar, con la estratificación y con la tectónica de fractura.

Desde un punto de vista genético y a través de la observación del lapiaz, tal y como se presenta hoy (es decir, prescindiendo de las distintas etapas evolutivas durante las cuales las calizas se han visto, sin duda, sometidas a procesos de erosión diferentes), éste puede ser estudiado en dos grandes apartados que se caracterizan por la preponderancia de acciones morfogenéticas subaéreas, o bajo cubierta vegetal o suelo. Otro factor a tener en cuenta a la hora de estudiar los lapiaces es su mayor o menor proximidad al mar: esto implica un desarrollo del mismo sometido alternativamente a períodos de duración variable durante los cuales, o bien se registran unos contrastes hídricos importantes como ocurre en la rasa, o bien tal, y como se produce en el pie de los acantilados, se desarrollarán unos lapiaces propios de un medio en directa y continua relación con el mar.

La estructura de la roca sobre la cual se desarrolla el lapiaz juega un papel fundamental: diaclasas y leptoclasas definen el desarrollo del mismo. Los lapiaces son pues el fruto de la combinación de las acciones de los agentes azonales, como es en este caso el mar, de los agentes zonales, es decir el clima, y de los procesos tectónicos que se han desarrollado en el macizo calcáreo objeto de estudio. Este conjunto de factores determinará, tanto en los lapiaces como en las formas mayores, su grado de desarrollo; su distribución espacial quizá permita reconstruir las relaciones que mantiene el karst con los distintos componentes que participan de la configuración física de la rasa calcárea.

a) Las formas menores

El *lapiaz en alveolos* propio del tramo intermareal de los acantilados calcáreos y descrito por Dalongeville⁹ como el conjunto de formas producto de la interrelación de acciones mecánicas, físicas, químicas y de procesos bioquímicos, se desarrolla en esta costa sobre un estran rocoso que en muy contadas ocasiones alcanza los dos metros de anchura.

Se trata de la yuxtaposición de pequeñas cavidades de origen bioquímico que confieren un carácter de marcada irregularidad a la superficie sobre la cual se desarrollan; los tabiques de separación de las cavidades dan lugar a unos filos cortantes, colonizados por las algas. Por encima del tramo intermareal del acantilado estos lapiaces aparecen de forma más espaciada, habiendo sido a menudo destruidos por las marejadas.

El *lapiaz en marmita* es una forma de origen mixto; se trata de cavidades circulares que pueden superar los dos metros de diámetro, de desarrollo cilíndrico y cuya profundidad oscila entre 20 cm. y 150 cm. En su fondo aparecen, a menudo, acumulaciones de cantos cuarcíticos modelados por el mar y que, según algunos autores, son los componentes abrasivos de la erosión mecánica.

El *lapiaz en nido de abeja* da lugar a unas superficies rugosas que cuentan con la presencia de aristas muy cortantes dispuestas a modo de tabiques de separación de los pequeños alveolos cuyo tamaño supera al del lapiaz en alveolos propiamente dicho. Aparece, por lo general, sobre las superficies orientadas en la dirección de los vientos dominantes (NE y NO) y en una posición lo suficientemente próxima al mar como para recibir el continuo impacto de las salpicaduras arrastradas por el viento.

El *lapiaz en acanaladura* se compone de numerosos canalillos cuya sección no supera los dos centímetros y cuyos tabiques de separación dan lugar a aristas muy cortantes. Se trata de una forma de corrosión producida por la microarroyada difusa que se desarrolla sobre los bloques calcáreos diaclasados. Tiene tendencia a extenderse en las áreas más próximas al mar y sobre todo en las áreas expuestas a su influencia directa. Este lapiaz se desarrolla preferentemente en los sectores próximos a los *surtidores* que veremos más adelante, combinándose su presencia con la del lapiaz en nido de abeja.

El *lapiaz en arista* se desarrolla siempre en los sectores muy próximos al mar, registrándose una importante retención de agua marina en las numerosas incisiones que se distribuyen entre las aristas, cuya profundidad alcanza en algunos puntos valores comprendidos entre 0,8 m. y 1 m. Las diaclasas rellenas por depósitos de calcita son frecuentes en este tipo de lapiaz, pudiendo incluso hallarse en el origen de la resistencia de las aristas frente a la acción mecánica ejercida por el oleaje. Los planos de estratificación y aquéllos que son fruto de la fracturación son utilizados como líneas de debilidad por parte de los agentes erosivos, despejando de esta manera las alineaciones de aristas. Los *pináculos*, clasificados como formas propias del karst tropical, aparecen tan sólo en estos sectores pero en muy contadas ocasiones.

El *lapiaz perforante* aparece en las áreas donde la extensión de los afloramientos calcáreos es lo suficientemente amplia como para permitir el desarrollo de campos de lapiaz, o sobre los relieves residuales calcáreos que veremos más adelante. Se trata de formas más o menos cilíndricas, comunicadas entre sí por la base, confiriendo a la superficie calcárea el aspecto de un encaje. Aparece tanto sobre las superficies cubiertas por el lapiaz en nido de abeja como en las áreas donde éste no ha dado lugar a las aristas cortantes referidas con anterioridad. Este lapiaz se desarrolla bajo un régimen climático frío y es fruto de la criptocorrosión, tras la penetración de las raíces en la roca. En el fondo de estos pozos aparecen a menudo pequeñas cantidades de arcillas rojas. Se trata de nuevo de formas en estrecha relación con la microfracturación.

El *lapiaz en tobogán* se localiza en el borde de las depresiones que jalonan el acantilado, cuyo fondo ha sido, en numerosos casos, cubiertos por un espeso manto de arena. Se trata de formas de sección semicircular, a modo de pequeños canales de 30 cm. a 80 cm. de diámetro y de longitud

⁹ DALONGEVILLE, M. (1977): págs. 31-32.

variable (de 1 a 5 m.) en los cuales la superficie calcárea ofrece un aspecto pulido, de escasa rugosidad. Su origen está en la existencia de una pequeña red hidrográfica cuyas aguas se sumirían en la depresión contigua. Tan sólo he hallado un ejemplo de este tipo de lapiaz que funcione en la actualidad como cuenca de un arroyo (La Silluca - Buelna); en la mayoría de los casos se presentan como microvalles secos y colgados.

El *lapiaz en lomo* ha sido clasificado como una forma propia de la criptocorrosión. Se trata de unas superficies sin aristas, rugosas al tacto y que ofrecen, en conjunto, un aspecto redondeado. Este lapiaz parece estar, actualmente, en vías de exhumación, por lo que algunos bloques calcáreos que ya lo han sido, y que casi siempre están localizados en el borde del acantilado, ofrecen una superficie cubierta por un incipiente lapiaz en nido de abeja o en acanaladura.

El *lapiaz en huella* se debe de nuevo a una actividad criptocorrosiva, apareciendo en sectores de caracteres muy diferentes. Como en el caso anterior su superficie es relativamente lisa y su apariencia es la de una huella imprimida en el bloque calcáreo.

El *lapiaz vermicular* aparece en la superficie de los relieves residuales calcáreos que se localizan en el interior de la rasa. Se trata de una microlapiaz de forma alargada y dependiente de las leptoclasas que surcan la superficie del bloque calcáreo. La actividad de los vegetales del piso muscinal parece estar en relación con el desarrollo de este tipo de formas.

A través de la descripción de los lapiazes cabe destacar la existencia de unas formas vivas caracterizadas por la presencia de aristas muy afiladas y cortantes, localizadas en los tramos más próximos al mar, y otro grupo de formas exhumadas, producto de la criptocorrosión, y caracterizadas por unos conjuntos de líneas suaves y de superficies rugosas pero en ningún caso cortantes.

b) Las formas medias

Los *bufones* son el resultado del ensanchamiento de alguna fisura, debido a la presión ejercida por las olas en la base del acantilado y a la infiltración de las aguas superficiales. El vaciado de los materiales se produce de manera progresiva y paralela al establecimiento de una corriente de aire

que comunica la rasa con el pie del acantilado y convierte el bufón en el instrumento utilizado por el macizo calcáreo para la descompresión: el aire penetra rítmicamente por la base del acantilado y es expulsado por la boca del bufón que se abre en la rasa. Algunos bufones son fruto de fracturas o desgarres, pudiéndose observar en sus paredes espejos de falla que en algunas ocasiones quedan realizados por el pulido llevado a cabo por el aire procedente de la base del acantilado, cargado de arenas que actúan como abrasivos; otros son fruto de la combinación de la corrosión y de la acción mecánica ejercida por el aire comprimido al pie del acantilado, debido al flujo y reflujo marinos.

Además de los aportes hídricos que recibe el bufón en la rasa, el aire procedente de la base del acantilado tiene un contenido en humedad muy superior al de la rasa, por lo que la corrosión kárstica se acelera en estos bufones que se convierten en grandes *hoyus* comunicados con el mar a través de simas. El tamaño del bufón en superficie puede variar de 10 cm. a 5 m. de diámetro. Se localizan en las proximidades del borde superior de los acantilados, como también es el caso de los *surtidores*, cuya diferencia con aquéllos estriba en sus funciones respectivas: los surtidores emiten unos potentes chorros de agua que alcanzan, en época de marejada, de 15 m. a 20 m. de altura sobre el nivel de la rasa.

Las *dolinas* son, sin lugar a dudas, la forma de relieve kárstico más característico de la zona, tanto por la variedad de formas que ofrecen como por la abundancia de las mismas. Se distribuyen sobre toda la margen costera agrupándose por tipos en los diferentes sectores, como veremos más adelante.

Las dolinas de tamaño más reducido, llamadas *en platillo* (en soucoupe) por Fenelon (1967), son unas depresiones pequeñas de bordes suavemente inclinados hacia el centro de las mismas, con un diámetro que no sobrepasa los 5 m. y una profundidad comprendida entre 0,5 m. y 1 m. No suelen aparecer en zonas llanas ni tampoco mantener una distancia constante respecto al mar. La caliza no aflora en ninguna de ellas; el fondo y los bordes aparecen tapizados por espesos mantos de arcillas rojas cubiertos por una vegetación de pradera y algún árbol. Suelen presentarse asociadas en grupos de tres o cuatro.

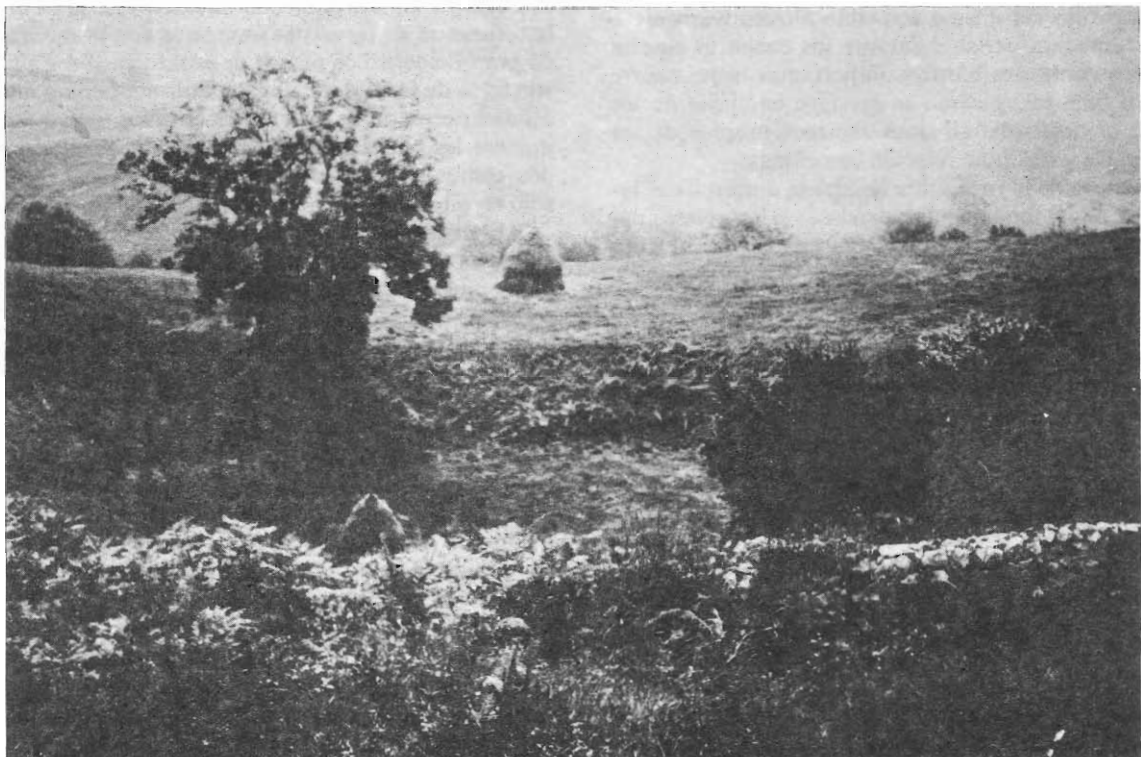


Fig. 1. Dolina en platillo. El fondo de la depresión registra un índice de humedad superior al del entorno, por lo que la vegetación espontánea que se desarrolla en él se caracteriza por un porte arbustivo o arbóreo que contrasta con la pradera del entorno.

Las dolinas en cubeta tienen un mayor desarrollo tanto por el diámetro que alcanzan (entre 10 y 20 m.) como por la profundidad, existiendo un desnivel de 3 a 5 m. entre los bordes y el fondo, en la mayoría de ellas. Sus vertientes están muy inclinadas, sin alcanzar en ningún caso la vertical, dado que tanto éstas como su fondo están tapizados por una espesa capa de arcillas rojas; su perfil es, generalmente, regular y simétrico. Aparecen en grupos de dos o tres, próximas a la línea de costa, aunque esto último no sea un rasgo definitorio de las mismas.

Las dolinas en artesa son depresiones de paredes verticales en las cuales la roca aflora al desnudo, debiéndose su origen, en algunos casos, al hundimiento de la bóveda de una cueva. En sus paredes se puede apreciar un abundante sistema de galerías no-funcionales puestas al descubierto; también aparecen en ellas concreciones calcáreas que empastan, indistintamente, cantos angulosos y redondeados. El diámetro de estas dolinas varía bastante, alcanzando en algunas de ellas los 20 ó 25 m. En torno a la gran mayoría aparecen terrazas escalonadas, tapizadas por mantos de arcillas de descalcificación y colonizadas por una vegetación de pradera, cerrando estas depresiones en cuyo fondo las precipitaciones intensas dan lugar a la formación de lagunillas temporales. Este tipo de depresión se presenta de manera aislada tanto en el sector más septentrional como hacia el interior. En algunos casos han sido capturadas por el mar, que ha depositado en su fondo una abundante cantidad de cantos cuarcíticos y calcáreos y de arenas silíceas que han dado lugar a la formación de playas. Schulke las llama *dolinas de marea* puesto que se hallan sometidas a su ritmo.

Las dolinas en embudo tienen un perfil en V y la roca aflora al desnudo en ellas, en algunas ocasiones; sin embargo, en la mayoría de los casos están cubiertas por una capa de arcillas de descalcificación y colonizadas por una vegetación arbustiva. En su fondo se abre paso una sima de escasa profundidad en razón de la proximidad del nivel freático, que no es otro que el del mar. He tenido ocasión de verificar la existencia de una red colectora subterránea que conecta diferentes simas en el área de Buelna.

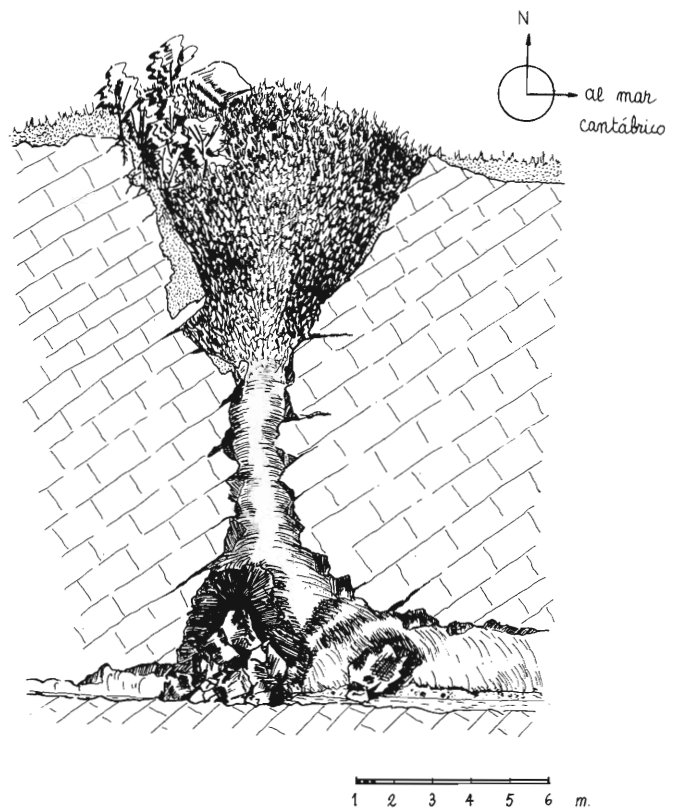


Fig. 3. Croquis de una dolina-sumidero localizada en el sector Oeste de la playa de Buelna (ver figura 6). Las aguas que circulan por la galería en la que desemboca la sima proceden de la sierra plana de la Borbolla y del polje de Pendueles, surgiendo en la ensenada de Buelna, un metro y medio por debajo del nivel de la pleamar.

Existen finalmente unas dolinas de paredes verticales, *dolinas colgadas*, labradas directamente sobre la roca al desnudo. Se localizan en las áreas de mayor altitud, a lo largo

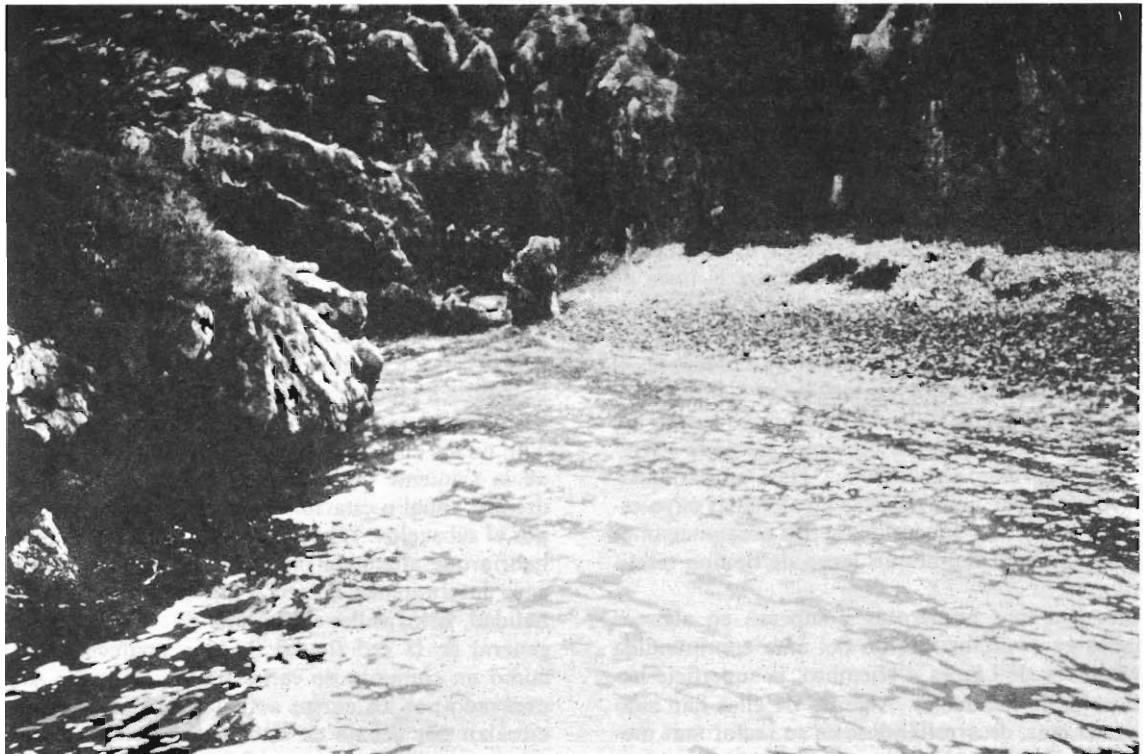


Fig. 2. Dolina de marea de Cubijeru de las Acacias (Buelna).

de los bordes de los acantilados. En su fondo, una gruesa capa de arenas impide ver el perfil de las mismas, aunque por varios sondeos que he llevado a cabo pienso que se trata de dolinas en embudo, obturadas por los depósitos acumulados en su fondo. El origen de las arenas que las tapizan es marino, puesto que proceden de las partículas contenidas en el agua de las salpicaduras. El lapiaz en tobogán, antes citado, se abre paso en los bordes de éstas.

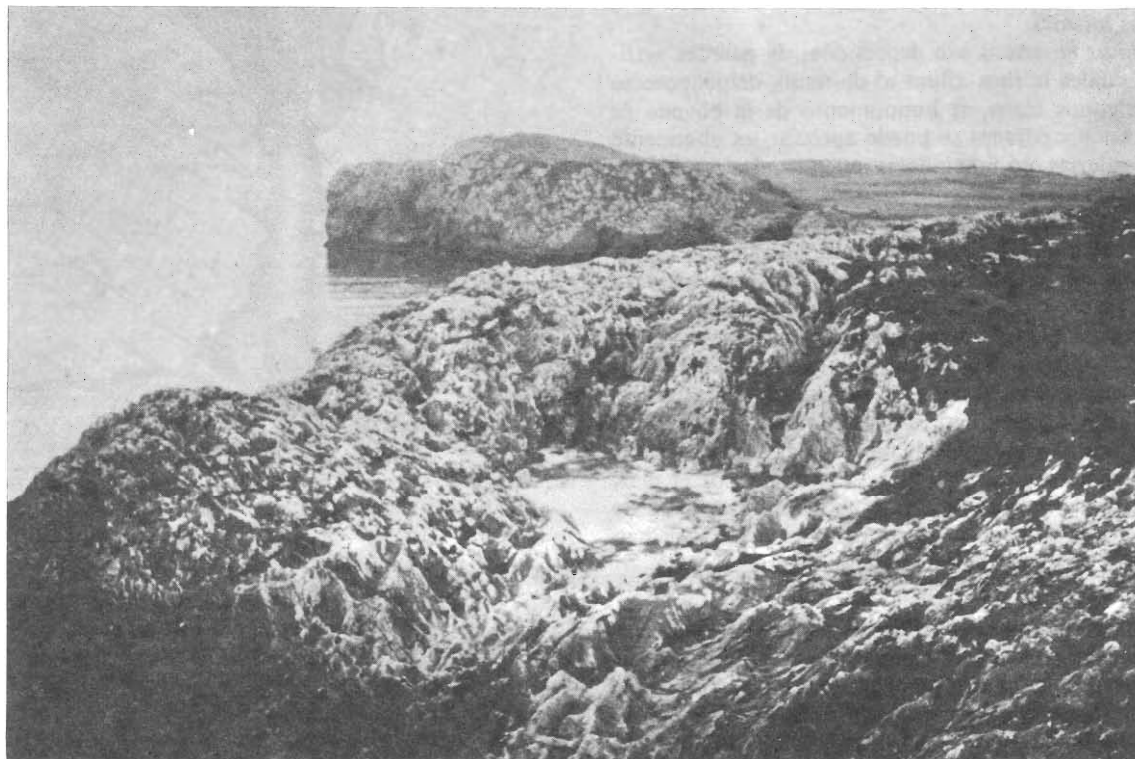


Fig. 4. Dolina colgada, en Ballota (Cué).

En resumen, cabe insistir en el importante papel que juega el mar en estas formas kársticas, papel en el cual se combinan acciones químicas y mecánicas.

c) Las formas mayores

Las formas kársticas de mayor envergadura que aparecen en el tramo costero son las *uvalas*, los *poljés*, los *valles secos*, los *cuertos* y los *mogotes* (hums); su actividad teórica como formas de absorción y conducción se conserva tan sólo en algunos casos, pero siempre con carácter intermitente.

Los *poljés* que he tenido ocasión de recorrer se localizan en el sector más deprimido de la rasa calcárea, es decir, en el tramo medio de la misma que se extiende entre la línea de costa y el pie de las sierras planas.

El *poljé* situado entre Pendueles y Buelna cuenta con una surgencia intermitente y dos pequeños sumideros en el extremo sureste del mismo; estos últimos están conectados a la surgencia por un pequeño cauce cuya profundidad no sobrepasa los 40 cm. Esta depresión de forma alargada e irregular tiene una superficie plana de 5,7 Has. aproximadamente y está rodeada por unas terrazas escalonadas cuyo escarpe es de 1 m. a 3 m. En épocas de fuertes precipitaciones su fondo queda anegado durante un lapso de tiempo relativamente corto.

Las *uvalas* son más numerosas y superan en algunos puntos, situados en el sector interno del área comprendida entre los meridianos de Llanes y Niembro, la superficie hallada para el *poljé* de Pendueles. Algunas de ellas han sido capturadas por el mar, desarrollándose en su sector más meridional una playa (Buelna, Niembro y Gulpiyure).

En estas grandes depresiones, cubiertas por un espeso

manto de arcillas de descalcificación a menudo mezcladas con arenas y colonizadas por la vegetación, cuyos bordes tienen unas pendientes muy suaves, aparecen mogotes testigos de antiguos niveles de la rasa en cuya base se localizan sumideros no-funcionales hoy, en la mayoría de los casos. La roca al desnudo aflora en las abruptas vertientes de estos relieves residuales, cubierta por un intenso lapiaz; algunas áreas están tapadas por depósitos de arcillas y restos vegeta-

les, tratándose por lo tanto de relieves sometidos a la criptocorrosión. Su altitud media se halla en torno a los 30 m. ó 40 m. sobre el nivel de la rasa calcárea y su eje longitudinal oscila entre 25 m. y 30 m. Al igual que las cimas de los cuertos o mogotes atestiguan antiguos niveles de la rasa, los sumideros que jalonan sus laderas y que actualmente perviven como abrigos rocosos obturados a menudo por turberas o concheros, evidencian a su vez otros niveles intermedios. El fondo plano de algunas *uvalas* ha dado lugar, tras la obturación de los conductos que las drenaron en su día, a áreas endorreicas de carácter estacional. Estas se localizan, al igual que los *poljés*, en el tramo central de la rasa calcárea, extendiéndose a veces hacia el sector meridional de la misma.

Los *valles secos*, frecuentemente asociados a dolinas, han sido tradicionalmente considerados como el producto de un régimen climático templado posterior a otro más frío. El deshielo del suelo habría permitido, por lo tanto, la absorción de los cursos de agua subaéreos. Fenelon (1967) propone la siguiente definición: «Se trata de valles privados de drenaje anual o estacional en razón de la absorción del agua por el subsuelo». A esta definición, y para el área de Llanes, habría que añadir la posibilidad de que exista un curso de agua intermitente, epígeo o hipógeo, sometido a la estacionalidad. Estos valles siguen una dirección perpendicular a la general de la red fluvial (N-S) y aparecen con frecuencia como un conjunto de valles secos y colgados sobre el valle excavado por los cursos actuales. Los ríos subterráneos que circulan por debajo de estos valles tienen a veces un curso mixto, asomando en superficie a lo largo de pequeños tramos; los relieves residuales que salpican estos valles obligan

CUADRO I: Subunidad de Pimiango

SECTORES	RUMBOS			
	Estratificación	Fracturación		Entrantes
		Rumbo	Dens. d/km ²	
Andrín - Purón	8	3-4-5-6	444,3	8
Purón - Novales	9-8	6	281,9	6
Novales - Pendueles	2-9	5	397	-
Pendueles - Santiuste				
Buelna	8	-	-	-
La Silluca	9	5	434,4	5
Pico del Barco	3	-	571,3	2-3
Santiuste - La Franca	1-9	3		7-8

CUADRO II: Subunidad de Cué

SECTORES	RUMBOS			
	Estratificación	Fracturación		Entrantes
		Rumbo	Dens. d/km ²	
Celorio - Poo	1-9	4	240,8	4
Poo - Llanes	1-9	5	250,6	5
Llanes - Ballota	8	4-5	467,4	7-8

CUADRO III: Subunidad de Niembro

SECTORES	RUMBOS			
	Estratificación	Fracturación		Entrantes
		Rumbo	Dens. d/km ²	
El infierno - R. Mía	9-8	4-5	487,1	3-5
R. Mía - San Antonio	7	3-5	574,8	7
S. Anton. - C. Gaviotas	9	5-3	575,8	9
C. Gaviotas - S. Antolín	8	5	280,3	6-7
S. Antol. - Cab. Prieto	no se ve	5	240,7	5
C. Prieto - Celorio	1-9	3	324,5	3-5

Nota: Las cifras dadas para los rumbos representan las ocho direcciones principales que ofrece la rosa de los vientos, correspondiéndose el rumbo 1 con la dirección E-O, el 2 con la ONO-ESE y así sucesivamente hasta el 9 que se complementa con el 1.

a los ríos a adoptar una circulación hipógea en el punto de encuentro con los mismos. Sin embargo, en algunos sectores del área estudiada no aparecen testigos de una circulación subterránea en estos valles; se trata de áreas propensas al endorreísmo¹⁰. El fondo del valle y las vertientes aparecen cubiertos por un espeso manto de arcillas rojas con cantos calcáreos, colonizados por la pradera.

Las formas endokársticas que son muy numerosas, no serán tratadas aquí.

En resumen, y en razón de las opiniones emitidas por numerosos geomorfólogos en cuanto a la clasificación de los karsts dependiente de la relación que se establece entre las formas generadas y un clima determinado, la rasa calcárea del oriente asturiano ofrece formas muy variadas, en algunos casos ruiformes, que nos hablan de una sucesión de etapas climáticas desde un cálido-húmedo hasta un frío húmedo, pasando por períodos áridos. Se trataría por lo tanto de un karst poligénico si bien ésto deberá ser demostrado fehacientemente.

2. Localización de formas kársticas

Las formas de relieve kárstico pueden ser agrupadas según su localización, en franjas paralelas a la línea de costa.

a) *La franja litoral.*- Este sector está claramente definido por la presencia continuada a lo largo del pie del acantilado de un estran rocoso sobre el cual se han desarrollado el lapiaz en alveolos y las marmitas. En el tramo supramareal, el lapiaz en arista, y en algunos casos en acanaladura y en nido de abeja, cubren los afloramientos rocosos. Este veril de costa se halla igualmente jalonado por numerosos puentes naturales. Por lo tanto, en esta franja limitada a los acantilados aparecen formas directamente relacionadas con el mar, es decir, que mantienen un contacto directo y continuo con él.

b) *La franja septentrional.*- Este segundo sector se extiende desde el borde superior de los acantilados hacia el interior sobre una franja de anchura variable (no excede de 1 Km.) y puede ser definido por la presencia de formas menores y medias como en el caso anterior. El lapiaz en acanaladura y en nido de abeja cubre la mayor parte de los afloramientos calcáreos pudiendo ser considerados como las formas más representativas del área junto con las formas medias capturadas, en algunos casos, por el mar; dolinas en cubeta y en artesa (convertidas en dolinas y uvalas de marea), comunicadas con el mar a través de puentes naturales, estrechos pasillos encajados a modo de cañones o galerías endokársticas ensanchadas por la actividad marina.

Los bufones, los surtidores y las dolinas en embudo son otra constante a lo largo y ancho de esta franja que tan sólo se ve interrumpida en su continuidad por los relieves cuarcíticos que alcanzan la línea de costa (Veriñes, Cué y Los Llanos).

Ningún elemento del relieve kárstico funciona de manera aislada, por lo que el hecho de que una dolina sea capturada por el mar se refleja en los relieves próximos a ella y que anteriormente a la captura mantenían una relación con la misma. Por ello, las depresiones que actualmente están capturadas por el mar han dado lugar, por coalescencia, a la formación de uvalas en las cuales no sólo se ha producido la unión de varias dolinas sino que los sumideros, las terrazas y los pequeños cauces conectados con ellas, se han visto absorbidos por la nueva forma de relieve; es el caso de las uvalas de Niembro, Buelna y Naves.

c) *La franja meridional.*- Se extiende sobre el resto de la rasa calcárea, desde el centro aproximadamente de la misma

hasta el pie de las sierras litorales puesto que algunos tramos están directamente adosados a ellas; es en este sector donde se han desarrollado los relieves kársticos de mayor envergadura, que se caracterizan por su forma irregular, la planitud del fondo de las depresiones y la existencia de cerros de gran tamaño a cuyo pie se localizan los sumideros y abrigos rocosos. Las formas de relieve kárstico que aparecen en esta franja no mantienen más relación con el mar que la que les impone éste como nivel de base próximo. Las depresiones de fondo plano se hacen más numerosas y alcanzan una mayor extensión.

La distribución de las formas de relieve kárstico puede resumirse en el mayor desarrollo superficial de las mismas a medida que nos alejamos del mar, con la excepción de algunas formas mayores capturadas por éste y cuya presencia en la línea de costa ha de ser entendida como fruto de la actividad marina; por otra parte, los bruscos desniveles de la rasa se amortiguan a medida que nos adentramos hacia el Sur. Por ello, cabe pensar que el mar, como agente dinámico, está estrechamente vinculado a la morfología kárstica desarrollada en la rasa.

3. La relación entre las formas de relieve dinámicas y las zonales.

Al observar los mapas de morfología resulta evidente que las formas kársticas registran variaciones en la orientación de sus ejes longitudinales a la vez que se produce una alternancia de rumbos en los entrantes del mar, oscilando éstos entre unas direcciones ONO-ESE y ENE-OSO. Las alineaciones N-S son escasas y, en cualquier caso, se limitan a la franja septentrional. Se produce por lo tanto un paralelismo entre las variaciones de rumbo que afectan a las formas kársticas y a los entrantes del mar.

Dada la ausencia de grandes líneas de fractura que expliquen este paralelismo, he llevado a cabo para las franjas litoral y septentrional un recuento de las microfracturas, con el fin de comprobar si son determinantes o no en la distribución y orientación de las formas de relieve que aparecen en el área.

El recuento de las diaclasas se ha hecho sobre la fotografía aérea¹¹ para aquellos sectores en los cuales la roca aflora al desnudo; la densidad de fracturación ha sido calculada tras la planimetría de cada uno de los sectores definidos. Posteriormente, y a lo largo de sucesivas salidas de campo, he comprobado la exactitud de los rumbos dominantes a través de algunos muestreos llevados a cabo «in situ».

a) Los datos ofrecidos en los cuadros I, II y III permiten establecer unas consideraciones generales acerca de los elementos que participan en la configuración morfoestructural del área como es la existencia de una constante y tres variables:

El rumbo de la estratificación es una constante que, si bien registra variaciones suaves en los distintos tramos de la costa, oscila siempre en torno al rumbo E-O, es decir a la dirección estructural hercínica¹². Estas oscilaciones pueden deberse a la existencia de flexiones que habrían dado lugar a la ondulación de las charnelas anticlinales de dirección E-O, tal y como parece que ocurre en el tramo comprendido entre Buelna y el Monte Caballo donde se pueden ver los planos de estratificación con suficiente claridad, puesto que los acantilados se han adaptado a ellos; dibujan una línea de dirección general E-O con una doble concavidad hacia el mar, teniendo su punto de inflexión en Santiuste. La pendiente de

¹⁰ Las aguas estancadas pierden rápidamente su agresividad por lo que no se produce una intensificación importante de los procesos de corrosión kárstica.

¹¹ Vuelo 1968-69.

¹² MARTINEZ-ALVAREZ, J. A. (1965).

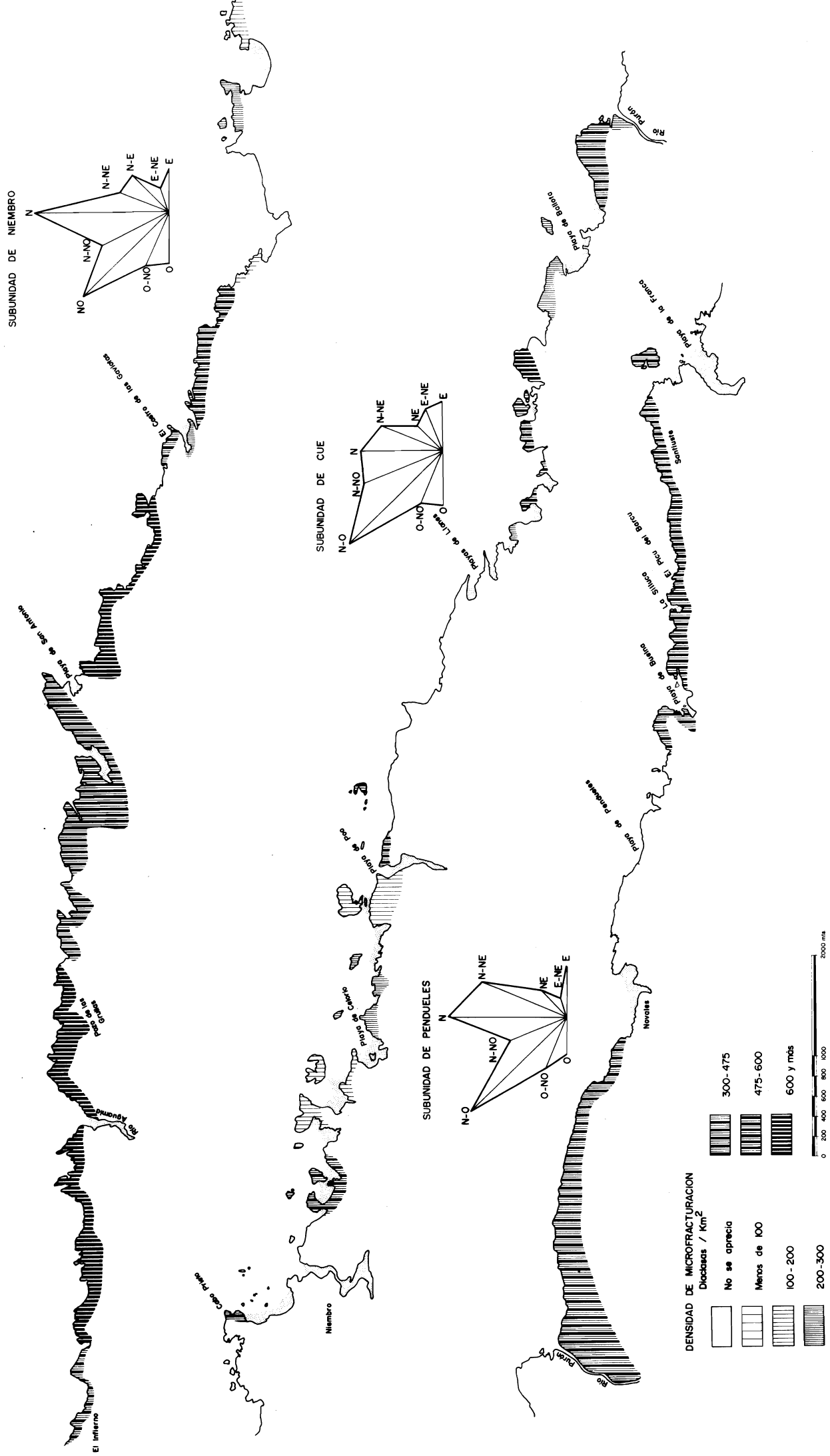


Fig. 5. Microfracturación del reborde costero: Densidad y orientación.

los acantilados se ha adaptado a los buzamientos Norte sub-verticales de los estratos.

La orientación de los entrantes, la dirección y la densidad de fracturación son las tres variables que se ofrecen:

– La fracturación se orienta en algunos tramos según una dirección hercínica, es decir E-O aproximadamente, y en otros según una dirección tardihercínica o alpídica (ENE-OSO o ESE-ONO)¹³.

– La densidad de fracturación puede ser alta relativa en cuyo caso los valores hallados superan los 350 d/km², o baja relativa en cuyo caso los valores hallados están por debajo de las 350 d/km².

– La orientación de los entrantes sigue en algunos casos un rumbo E-O claramente hercínico y, en otros, un rumbo subperpendicular a la dirección de las estructuras plegadas.

Si admitimos que los entrantes del mar están siempre relacionados con las líneas de debilidad que ofrece el macizo costero, es decir con los planos de estratificación y/o los planos de fracturación, al ser una de estas dos direcciones una constante (la estratificación), la variable fracturación deberá ser considerada como elemento determinante en el proceso de retroceso de la línea de costa así como del modo según el cual se produce la captura, las formas kársticas inmediatas a ésta, formas que como ya hemos visto, se alinean con los entrantes según una misma dirección y frecuentemente en torno a un mismo eje.

b) Del análisis de los datos anteriormente expuestos se deducen los dos puntos siguientes:

– A mayor densidad de fracturación, mayor paralelismo entre la dirección de los entrantes y de la estratificación lo que permite hablar de un predominio de las direcciones hercínicas; tal es el caso de los tramos Santiuste - La Franca, río Mía - San Antonio y San Antonio - Castro de las Gaviotas en los cuales la densidad de fracturación registrada supera las 500 d/km² y el rumbo de los entrantes obedece al de la estratificación.

Por otra parte, es en estos sectores de mayor densidad de fracturación donde se localizan las desembocaduras de las redes hidrográficas autóctonas cuyos cursos se han adaptado en gran medida a la dirección impuesta por la fracturación N-S (ríos Novalés, Purón y Mía).

Esto me ha permitido plantear una hipótesis acerca del modo según el cual se ha producido el retroceso de la línea de costa, y de la relación de dependencia que existe entre las formas kársticas de la franja septentrional y la actividad marina.

Al ofrecer las líneas de fractura unos planos de debilidad directamente abiertos al mar y paralelos a la actividad ejercida por él, el dismantelamiento del veril de costa, en los sectores de mayor densidad de fracturación, será pues mucho más rápido. Esto podría explicar la existencia de los entrantes, que en su mayoría no son sino depresiones kársticas capturadas por el mar y orientadas según el rumbo de la estratificación. Ya hemos visto la relación que existe entre las formas kársticas y la dirección estructural hercínica a través de su relación con la estratificación: la playa de San Antonio, la de Buelna, las de Ballota y Andrín en parte, el entrante de la Silluca en Buelna, y algunos más, pertenecen a ese conjunto de formas en las cuales la actividad marina ha permitido el dismantelamiento de las líneas de costa y ha alcanzado las depresiones de la franja septentrional elaboradas por agentes de la erosión continental orientadas según los planos de debilidad dominantes, es decir según la estratificación.

¹³ BOILLOT, G. y otros (1974).

¹⁴ Los bloques procedentes del acantilado y que, actualmente yacen al pie de éste, han sido de nuevo colonizados por el lapiaz pudiéndose distinguir varios grados en la evolución del mismo, sin

– A menor densidad de fracturación se produce una mayor perpendicularidad entre las direcciones de la estratificación y de los entrantes, lo que conlleva un predominio de las direcciones tardihercínicas o alpídicas.

En los tramos de Celorio - Poo, Poo - Llanes y Purón - Novalés la densidad de fracturación no sobrepasa las 285 d/km² y los entrantes siguen un rumbo dominante perpendicular a la estratificación. La captura de las depresiones por el mar no se habría producido según el esquema anterior, sino que en este caso las líneas principales de penetración seguirían un rumbo N-S y un ritmo más lento. El veril de costa en este tramo central está muy recortado: la uvala de Niembro, las dolinas de Poo, los numerosos castros situados a escasos metros de la línea de costa entre Niembro y Poo corroboran la hipótesis planteada acerca del distinto modo según el cual se habría producido el retroceso de la línea de costa en los diferentes sectores. Además, la densidad media de fracturación calculada para cada unidad (Pendueles: 425,7 d/km²; Cué: 319,6 d/km²; Niembro: 413,8 d/km²) confirma lo dicho hasta ahora.

En resumen, la unidad de Cué registra un predominio de entrantes orientados N-S, mientras que en las otras dos unidades el número de entrantes orientados según la dirección de la estratificación (E-O) es predominante.

El tomar como referencia la estrecha franja costera para establecer un cálculo aproximativo de la densidad de fracturación se debe, como ya he dicho, a la presencia en aquel sector de afloramientos de roca. Pero al haber comprobado a través de la fotografía aérea e «in situ» la continuidad en el rumbo seguido por los entrantes y las formas kársticas, cabe suponer que los determinantes de este tipo de alineaciones son comunes para ambas áreas (septentrional y meridional) y que, por lo tanto, las direcciones ENE-OSO y ONO-ESE son quienes han dado la pauta para el desarrollo del karst. Sin embargo a lo largo de la descripción tipológica y de la localización de las formas hemos visto que su distribución dista de ser homogénea y que existe más bien una tendencia a la concentración por tipos, en las diferentes franjas descritas, permitiéndome ello intentar aproximarme al supuesto papel de la actividad marina en la morfología kárstica del sector septentrional.

4. El karst y la actividad marina

Las acciones ejercidas por el mar en los sectores más septentrionales de la rasa calcárea son de distinto orden; mientras las acciones químicas y bioquímicas se concentran en la propia línea de costa, las acciones mecánicas tienen una onda expansiva mucho más amplia, reflejándose sus efectos a lo ancho de la franja septentrional. Las primeras son fruto del contacto directo que se establece entre el mar y los bloques calcáreos. El desarrollo de los lapiaz en el tramo intermareal de los acantilados y playas se debe a la disolución química subaérea y a las acciones de carácter bioquímico producidas por las algas y los microorganismos propios de ese medio¹⁴. La presencia de un estran rocoso cubierto por alveolos, pequeñas cubetas de disolución, marmitas, puentes naturales y cuevas (estos dos últimos tienen un origen mixto: acciones químicas y mecánicas) son claras muestras de la actividad que se produce en la línea de costa. Las segundas, es decir las acciones mecánicas, parecen haber jugado y juegan en la actualidad un papel de primer orden, siendo la franja septentrional antes citada el sector más directamente relacionado con el mar. Esta relación se verifica en primer término, a través de la presencia de los numerosos

que existan tramos sobre los cuales no se hayan desarrollado estas formas de relieve propias del litoral calcáreo. Esto mismo puede observarse en los castros que jalonan las costas a modo de antiguo veril.

bufones y surtidores que jalonan esta franja¹⁵. Estas formas mantienen una actividad constante como agentes de descomposición del macizo calcáreo sometido al embate del mar, siendo su poder de absorción mínimo dada la localización topográfica relativa de las mismas, al hallarse en los sectores más elevados; están, sin embargo, sometidas a un grado de humedad superior al reinante en la rasa, en razón del papel que cumplen. Los bufones ofrecen muestras de una antigua fosilización, propia de una etapa climática fría; sus paredes se presentan a menudo cubiertas por encostramientos de cantos cuarcíticos redondeados y angulosos, empastados en unas arcillas rojas mineralizadas y endurecidas, y a veces cubiertas por una capa de arenas silíceas¹⁶. Durante los tempo-

rales, los depósitos son arrancados por el mar y esparcidos en torno al bufón. Algunos de estos surtidores se localizan dentro de las depresiones de mayor envergadura, originando un aumento del contenido hídrico de las mismas y, por lo tanto, la activación de los procesos de disolución. El mar, al generar el hundimiento de algunas bóvedas, ha sacado a la luz también abrigos rocosos situados en el nivel intermareal de las márgenes de las rías¹⁷ y en las paredes de los pequeños cañones¹⁸, elaborados durante el proceso de captura de las depresiones costeras, cubiertas con frecuencia por depósitos de clastos de tamaño muy variable empastados en un cemento calcáreo (río Mía).

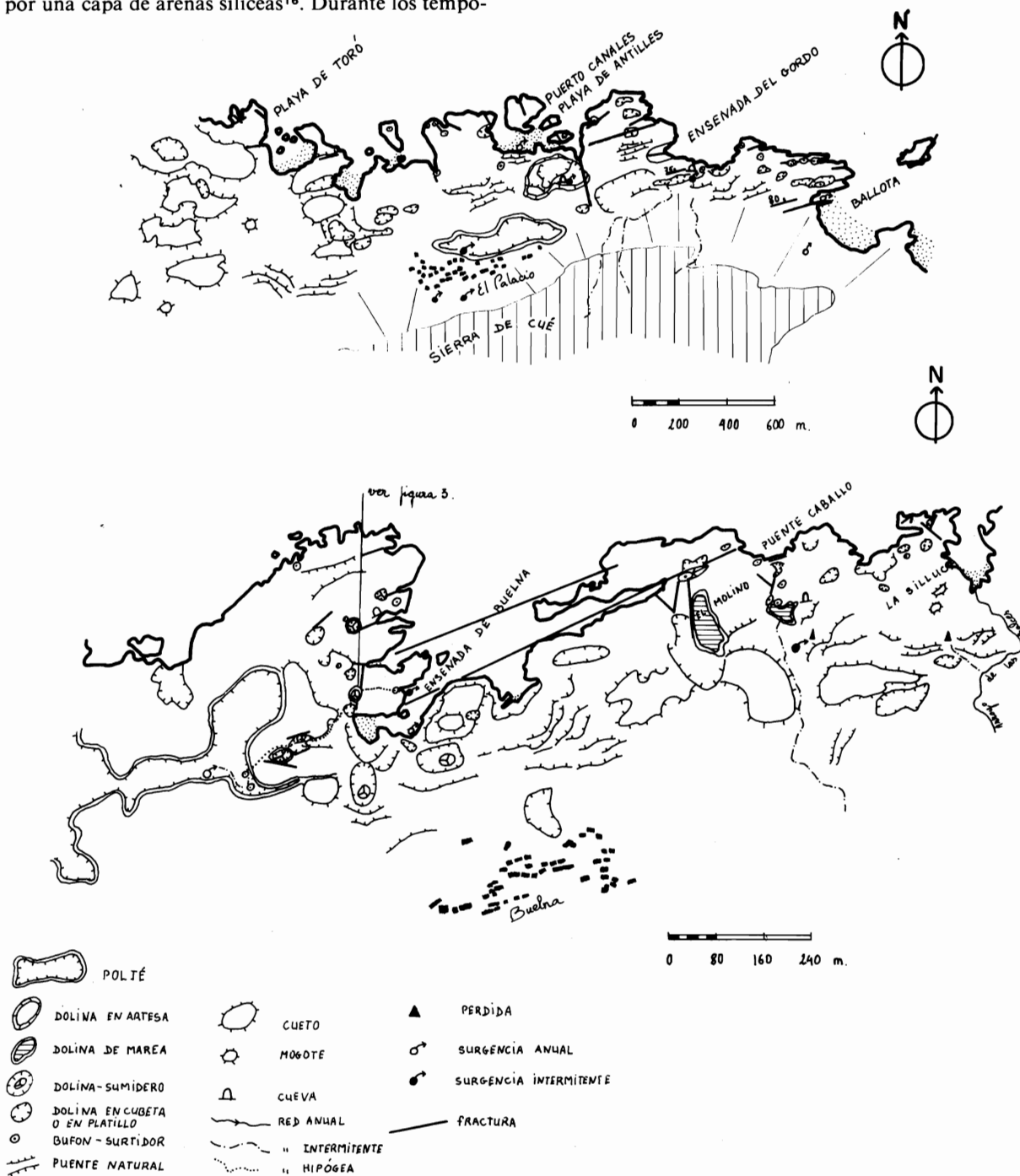


Fig. 6. Esquemas morfoestructurales de los tramos de Ballota y Buelna; las alineaciones de formas kársticas y la orientación del eje longitudinal de los entrantes marinos coinciden con la dirección estructural ENE-OSO.

¹⁵ Por otra parte, la mayor o menor frecuencia de los mismos dentro del sector, se relaciona con las áreas de mayor densidad de fracturación: ver los sectores de Buelna, Purón y Llamas de Pría.

¹⁶ Bufón de Arenillas en la margen derecha de la desembocadura

del río Purón.

¹⁷ Rías de Poo y Mía.

¹⁸ Pría y Purón.

Las surgencias kársticas localizadas en la rasa, de régimen anual y funcionamiento por goteo, logran sin embargo alcanzar unos caudales muy significativos cuando afloran en las playas bajo forma de manto acuífero en el límite de la pleamar. Por otra parte, mantienen un régimen anual y esto no se produce en la rasa más que esporádicamente¹⁹; periodicidad y caudal permiten diferenciar dos tipos de surgencias que se ordenan espacialmente en sectores distintos, tanto por su localización altitudinal como por el carácter de las acciones morfogénicas que generan.

Las formas de absorción están obturadas en el tramo meridional de la rasa; en la franja septentrional ofrecen un grado de exhumación muy alto. Esto podría implicar que las acciones marinas no hayan permitido la obturación de las galerías más profundas, dando lugar incluso al ensanchamiento de las mismas, por disolución y abrasión. Los depósitos de cantos hallados en algunas cuevas y datados por Mary (1979) como de edad comprendida entre el Pleistoceno inferior y el post-glaciar wurmense atestiguan el sometimiento de esta franja a una alternancia en la ocupación marina de la misma hasta fechas muy próximas. La continuidad de dichas acciones sumada a la acción erosiva fluvial post-glaciar habría producido la exhumación parcial de los relieves kársticos en esta franja septentrional.

Actualmente la acción marina de carácter mecánico produce el hundimiento de algunas bóvedas o abrigos rocosos litorales, excavados en su día por la disolución; hundimiento que arrastra a su vez el desplazamiento de las capas superficiales de los conjuntos deprimidos que, por lo gene-

ral, se localizan sobre las cavidades subterráneas en cuestión. Se trata, en definitiva, de una acción de vaciado muy lenta y que se produce a partir del nivel de base del karst; el agente dinámico es el mar²⁰. Estos desplazamientos por gravedad hacia las zonas más deprimidas son los causantes de la exhumación de los criptolapiaces jugando la arroyada, en este caso, un papel muy secundario.

En resumen, la diferencia que existe entre la franja septentrional y la meridional puede ser explicada atendiendo a las acciones marinas desarrolladas en el litoral. La tendencia general de la actividad corrosiva es la de aprovechar las líneas de debilidad que ofrecen los bancos calcáreos siguiendo los planos de estratificación y la red de fracturas y diaclasas, pero es evidente que la circulación de las aguas hipógeas tenderá siempre a orientarse hacia el nivel de base del macizo kárstico; de ahí que en la franja meridional la combinación de los componentes estructurales y del papel que juega la atracción ejercida por el nivel de base muy próximo, haya dado lugar a la formación de depresiones de perfil irregular; por otra parte, la ausencia de alineaciones claras según los ejes estructurales, la escasa variedad de formas y de afloramientos rocosos, y el gran tamaño de las mismas, pueden ser considerados como el conjunto de rasgos definitorios del karst que aparece en esta franja, en oposición a la más septentrional en la cual las formas tienen un perfil más regular, están alineados respecto a los ejes estructurales, y ofrecen una gran variedad de tipos apareciendo incluso formas exhumadas y otras cuya presencia no se justifica más que por la actividad marina.

BIBLIOGRAFIA

BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A.; LAMBOY, M.; D'OZOUVILLE, L.; SIBUET, J. C.: «Structure et histoire géologique de la marge continentale au nord de l'Espagne (entre 4 et 9°W)» *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, tomo II, colección Colloques et Séminaires, 1971.

BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A.; HENNEQUIN-MARCHAND, I.; LAMBOY, M.; LEPRETRE, J. P.; MUSELLEC, P.: «Le rôle des décrochements tardy-hercyniens dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'ouest et au Nord de la péninsule ibérique» *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, volumen 16, fasc. I, págs. 75-86, 1974.

DALONGEVILLE, M.: «Formes littorales de corrosion dans les roches carbonatées au Liban. Etude morphologique» *Méditerranée*, págs. 3-21, 1977.

DEBRAT, J. M.: «Etude d'un karst calcaire littoral méditerranéen: exemple du littoral de Nice à Menton» *Méditerranée*, nº 2, págs. 63-85, 1974.

ENJALBERT, H.: «La genèse des reliefs karstiques dans les pays tempérés et dans les pays tropicaux» *Mémoires et Documents du C.N.R.S.*, págs. 295-328, 1967.

FENELON, P.: «Les reliefs karstiques du Périgord» *RGPSO*, págs. 151-157, 1968.

FENELON, P.: «Sur l'origine des argiles de décalcification» *Mémoires et Documents du C.N.R.S.*, págs. 143-148, 1967.

FENELON, P.: «Introduction à une légende pour cartes à grande échelle des phénomènes karstiques» *Mémoires et Documents du C.N.R.S.*, págs. 69-72, 1967.

FENELON, P.: «Vocabulaire français des phénomènes karstiques» *Mémoires et Documents du C.N.R.S.*, págs. 13-72, 1967.

FOTOGRAFIA AEREA: Vuelo 1968-69, Diputación Provincial de Asturias, escala apróx. 1/20 000.

GUILCHER, A.: «Les rasas: un problème de morphologie littorale générale» *Annales de Géographie*, nº 455, págs. 1-33, 1974.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA: *Mapas geológicos de España* 1/50.000, hojas 31, 32 y 33, segunda serie, primera edición, Madrid 1981.

JULIVERT, M.; RAMIREZ DEL POZO, J.; TRUYOLS, J.: «Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies» *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, tomo I, págs. 1-33, 1971.

LLOPIS LLADO, N.: «Sobre el karst actual y fósil de la terminación de la sierra de Cuera y sus yacimientos de hierro y manganeso» *Speleón*, tomo 9, nº 3-4, págs. 1-59, 1958.

MARTINEZ-ALVAREZ, J. A.: *Rasgos geológicos de la zona oriental de Asturias*, IDEA, Oviedo 1975.

MARY, G.: *Evolution de la bordure côtière asturienne du Néogène à l'actuel*. Tesis de doctorado, inédita, 1979.

MARY, G.: «Les hautes surfaces d'abrasion marine de la côte asturienne» *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, tomo II, volumen 5, págs. 1-12, 1971.

NICOD, J.: *Pays et paysages du calcaire*, SUP, colec. Le Géographe, Paris 1972.

NONN, H.: *Géographie des littoraux*, PUF, Paris 1972.

SCHULKE, H.: «Quelques types de dépressions fermées littorales et supralittorales liées à l'action destructive de la mer» *Norois*, nº 57, págs. 33-41, 1968.

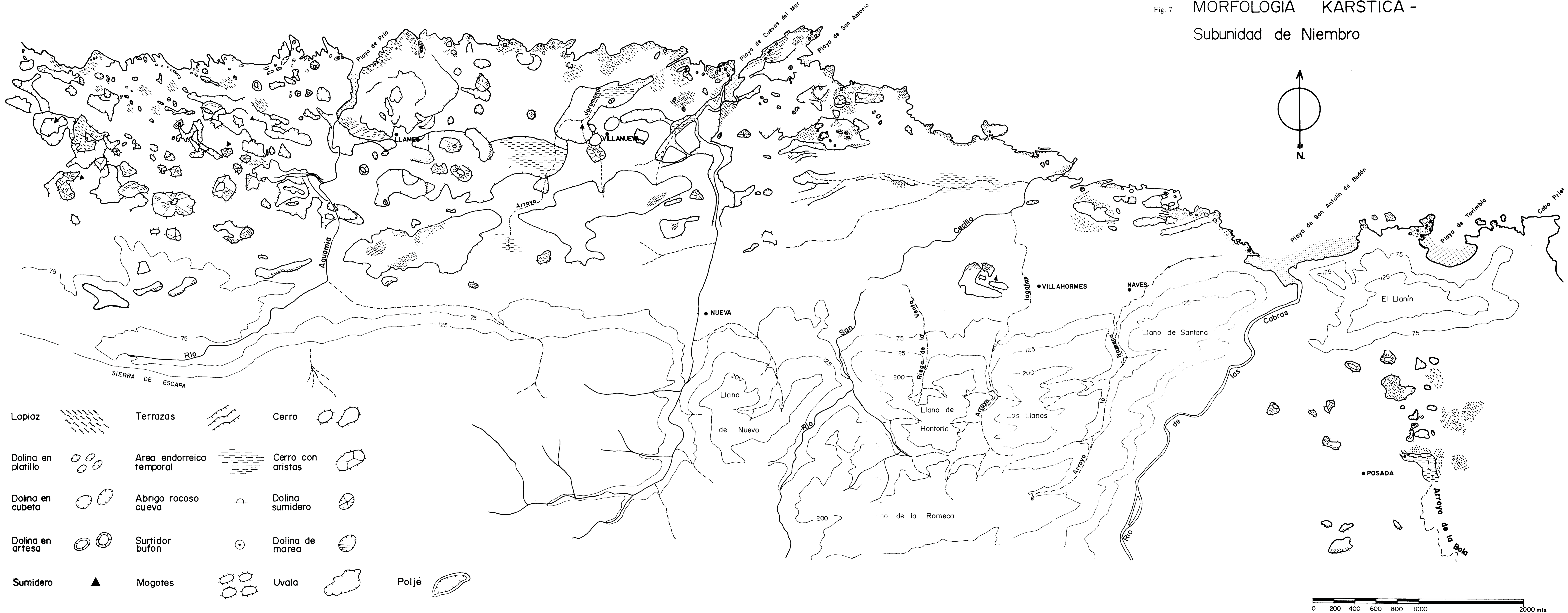
WEYDERT, P.: «Relations entre les failles et les dolines sur le plateau de St. Cristol» *Bulletin Antrop. Préhist.*, págs. 1-16, 1965.

bloques calcáreos que muestran sobre su superficie un lapiaz incipiente; los bloques no han podido ser disueltos ni evacuados debido probablemente a la benignidad del clima, hoy, y a la continuidad de los derrumbamientos (playa de Cuevas del Mar).

¹⁹ Manantial de la cueva del Molino, en Niembro.

²⁰ En el fondo de algunas cuevas derrumbadas aparecen grandes

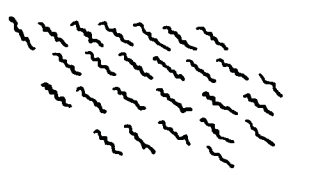

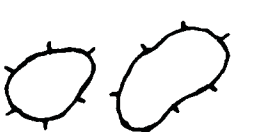


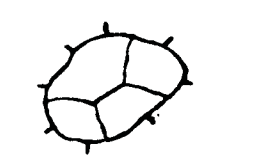
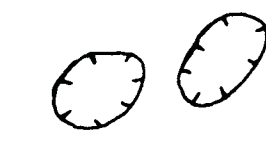

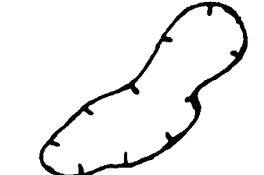
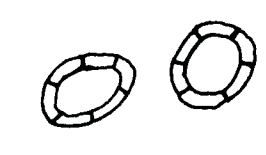
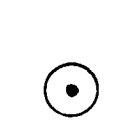

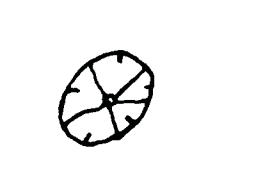

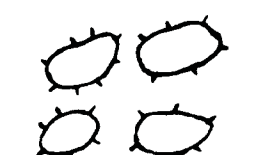
Fig. 7 MORFOLOGIA KARSTICA -
Subunidad de Niembro

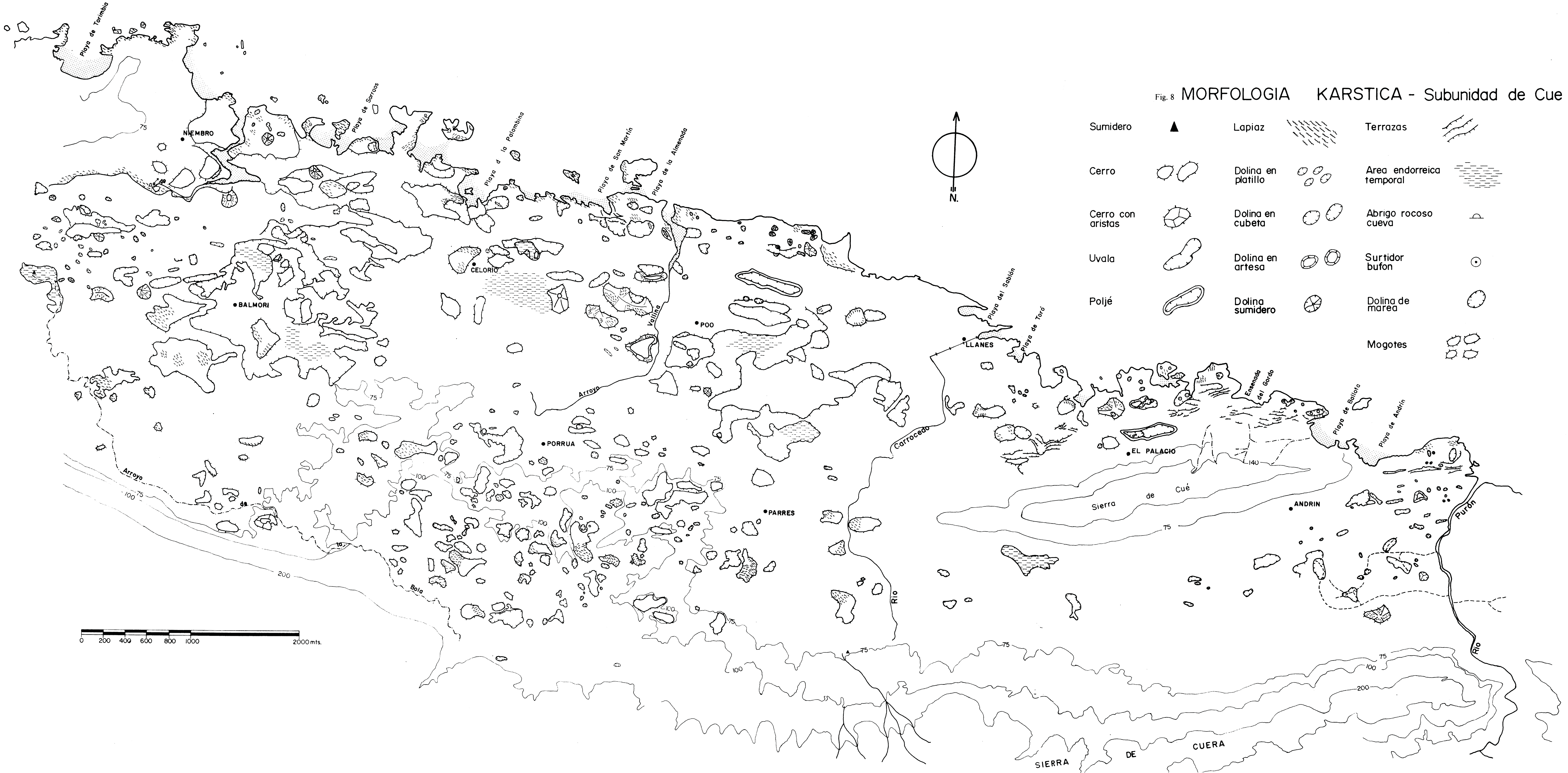
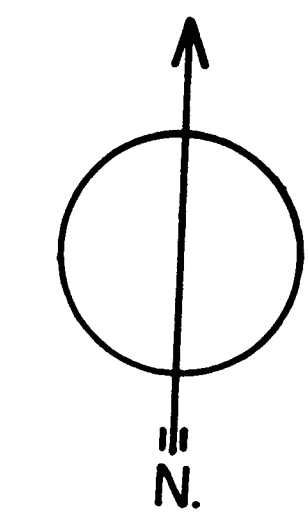


Lapiaz		Terrazas		Cerro	
Dolina en patillo		Area endorreica temporal		Cerro con aristas	
Dolina en cubeta		Abrigo rocoso cueva		Dolina sumidero	
Dolina en artesa		Surtidor bufon		Dolina de marea	
Sumidero		Mogotes		Uvala	
				Polje	

0 200 400 600 800 1000 2000 mts.

Fig. 8 MORFOLOGIA KARSTICA - Subunidad de Cue

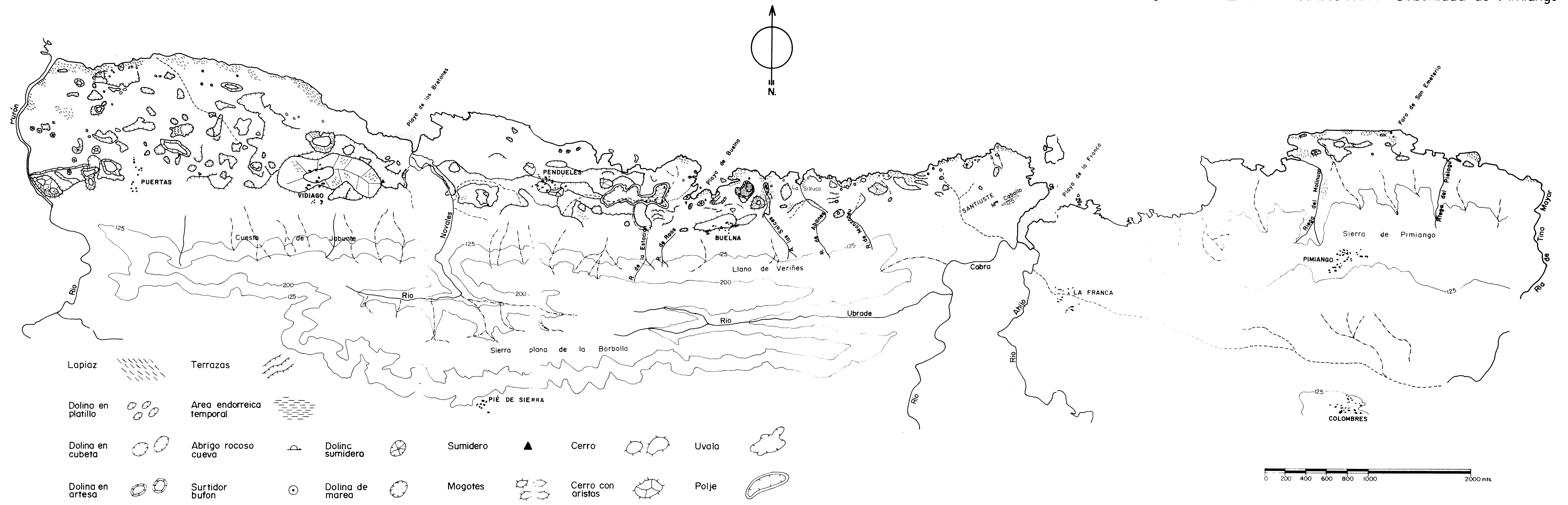
Sumidero	▲	Lapiaz		Terrazas	
Cerro		Dolina en platillo		Area endorreica temporal	
Cerro con aristas		Dolina en cubeta		Abrigo rocoso cueva	
Uvala		Dolina en artesa		Surtidor bufon	
Poljé		Dolina sumidero		Dolina de marea	
				Mogotes	



0 200 400 600 800 1000 2000mts.

SIERRA DE CUERA

Fig. 9. MORFOLOGIA KARSTICA - Subunidad de Pimiango



- | | | | |
|--------------------|--|--------------------------|--|
| Lapiaz | | Terrazas | |
| Dolina en platillo | | Area endorreica temporal | |
| Dolina en cubeta | | Abrigo rocoso cueva | |
| Dolina en artesa | | Surtidor bufon | |
| | | Dolinc sumidero | |
| | | Sumidero | |
| | | Mogotes | |
| | | Cerro | |
| | | Cerro con aristas | |
| | | Uvala | |
| | | Polje | |

0 200 400 600 800 1000 2000mts.