

LAS RASAS ASTURIANAS: ENSAYOS DE CORRELACION Y EMPLAZAMIENTO

G. FLOR

TRABAJOS DE GEOLOGIA Flor, G. (1983).—Las rasas asturianas: ensayo de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 13, 65-81.



Se realiza la correlación entre las diferentes superficies de arrasamiento marino del borde costero asturiano y la hipótesis de su emplazamiento debido a procesos de neotectónica cuaternaria. Se parte del paisaje mioceno, posterior al cual van a comenzar a colocarse las diferentes superficies, que corresponden a ascensos sucesivos con estacionamientos del nivel del mar. Por último, se tienen en cuenta la evolución costera desde la regresión würmiese a la actualidad.

Seven old marine terraces of abrasion with clastic deposits incorporated into the coastal relief of Asturian region are correlated. Their emplacement is due to neotectonic dynamics (uplifting and uparching movements). The evolution during the Quaternary time and particularly from the würmien regression is established.

Germán Flor, Departamento de Estratigrafía, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 11 de abril de 1983.

Los estudios realizados sobre la morfología de las rasas y sus depósitos han sido muy numerosos desde los primeros trabajos de Schulz (1858), y siguen siendo centro de interés, de forma muy particular por G. Mary, quien ha sido el investigador que se ha volcado de una manera mucho más acentuada sobre la problemática que plantean.

Se van a prescindir de los extensos antecedentes, que han quedado reflejados en diversos trabajos (Mary, 1971; Flor, 1979; Mary, 1979; Mary, en este volumen), haciendo mención únicamente a aquéllos que sirvan para dilucidar aspectos específicos.

En el presente estudio, se adelanta un intento de correlación entre las diferentes superficies y las causas de su desnivelación, partiendo del establecimiento de la morfología terciaria y su evolución en todo el noroeste peninsular, con lo que se fija la edad en que comienzan a incorporarse al continente. Se hace una referencia extensa a los movimientos cuaternarios recientes, tanto epigenéticos como eustáticos, que, sin llegar a generar superficies de abrasión y depósitos espesos, suponen, por el contrario, índices excelentes para su datación a partir de las culturas preneolíticas asociadas en el borde costero asturiano.

EL PERFIL COSTERO

En Asturias y su continuidad natural, Cantabria y País Vasco español, por el oriente, y parte del litoral lucense (Galicia), por el Oeste, se identifica una alineación, en muchos casos casi perfecta, cuya dirección predominante es Oeste-Este. Esta alineación no es ajena a la evolución tectónica de la Península Ibérica con motivo de la orogenia alpídica, por la cual, a lo largo de la gran falla pirenaico-cantábrica, cuya continuidad por el Cantábrico se realiza a través del cañón submarino Cap le Breton, se habría producido un movimiento relativo de bloques: el septentrional, que incluye desde los Pirineos hacia el Norte, lo hace hacia el Este, mientras que el meridional, que incluye toda la Península, se desplaza hacia el Oeste. Es este control tectónico el responsable de la disposición de la costa con una alineación tan rectilínea.

En el momento actual, no se puede seguir sosteniendo la idea de d'Ozouville (1971), para quien el límite entre el continente y la plataforma continental asturiana y cantábrica, en general, sería por una falla o por un sistema de fracturas, situadas cerca del borde costero.

Esta alineación se ve interrumpida, en algunos sectores costeros, donde se pasa a direc-

ciones NO-SE, como ocurre entre Colunga y Lastres, Gijón y punta de Peñas y, fuera de la región asturiana y con una mayor envergadura, entre Burela y punta Saiñas (Lugo). Este trazado está controlado por fallas tardihercínicas que rejuegan en la orogenia alpídica.

La característica acantilada viene dada por el ascenso continuado del conjunto de la Cordillera Cantábrica desde el Terciario. A partir de este momento, la Cordillera ha comenzado a levantarse, siendo el borde sur castellano-leonés el más activo; se van a producir allí los grandes rellenos sedimentarios de la Cuenca del Duero, mediante el funcionamiento de sistemas de abanicos aluviales y fluviales, en un clima árido y subárido.

También en el Terciario, estas mismas condiciones climatológicas son las que imperan en toda Asturias. El occidente asturiano es arrasado en condiciones continentales. La Sierra de la Bobia supone una barrera geográfica, de dirección aproximada N-S, lo mismo que las de Rañadoiro, Tineo y el conjunto de Sierras de la Serrantina, La Cabra, La Manteca, Arciello y Begega, que constituyen divisorias hidrográfi-

cas entre las que se originan grandes superficies «pedimentos», inclinadas suavemente hacia el Norte hasta enlazar con la costa. Fig. 1.

Al Oeste de la Sierra del Rañadoiro, estas superficies apenas si sostienen depósitos contemporáneos, mientras que la paleocuenca del Narcea-La Espina llega a depositar sedimentos terrígenos aluviales y fluviales, pero siempre de escasa potencia.

Estas superficies de arrasamiento y los depósitos terrígenos terciarios se encuentran actualmente a una altura topográfica de alrededor de 700 metros, en Salime y Narcea, disminuyendo suavemente hacia el Norte.

Hacia occidente, en la mayor parte de la provincia de Lugo, La Coruña y NO de Orense, esta misma superficie es la que da nombre a la Meseta Central de Galicia, con altitudes que oscilan de 450 a 600 metros, cifra menor que la correspondiente asturiana. Esta disminución de altura coincide con la que se registra por abombamiento en las alturas de las rasas desde el Cabo Peñas a Burela, produciéndose éste desde el mismo momento del levantamiento de los relieves terciarios y extendiéndose hasta antes

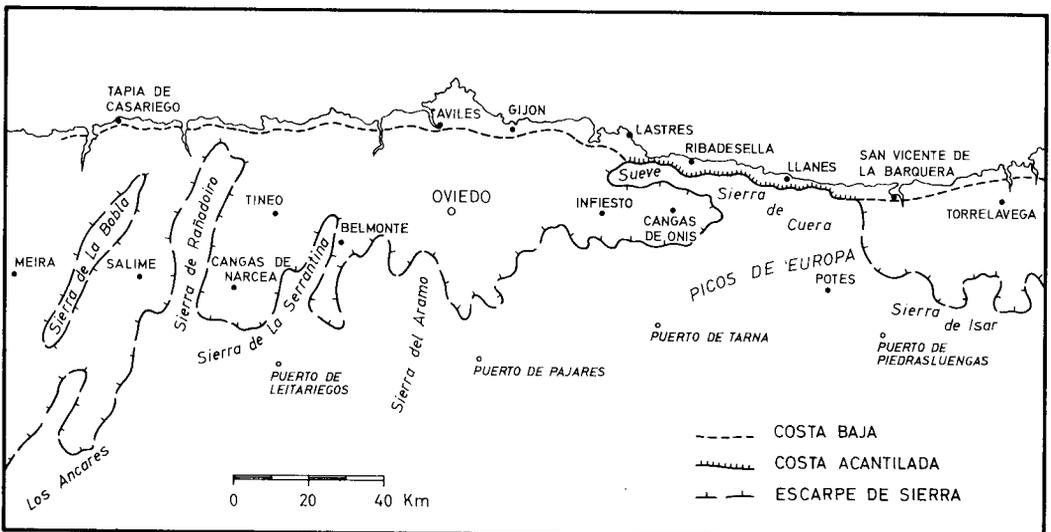


Fig. 1.—Reconstrucción del relieve con la línea de costa durante el Mioceno. La región asturiana estaba dominada por la Cordillera Cantábrica, cuya alineación E-W se conserva en la actualidad y una serie de Sierras, de las que los occidentales constituían las formas más importantes, con una dirección NNE-SSW. En posición septentrional se formaron extensos pedimentos, permaneciendo la Sierra de la Bobia como un monte isla. Quedan delimitadas entonces las paleocuenas hidrográficas de las que serán las redes de los ríos Eo, Navia y Narcea. Estas extensas superficies de arrasamiento se originaron en condiciones de clima árido y subárido con escasos depósitos fluviales asociados (Cangas del Narcea, Tineo, etc.). Actualmente se sitúan a alturas de unos 700 m. La costa era baja en el occidente y centro y acantilada en el oriente, donde los Picos de Europa y estribaciones actuaron como áreas montañosas. A principios del Cuaternario tuvo lugar la incorporación al continente de la rasa superior, tornándose la costa fundamentalmente acantilada.

de instalarse la rasa IV, ya en tiempos cuaternarios.

Las circunstancias de su origen implican un área montañosa principal inactiva (La Cordillera Cantábrica juvenil, orientada en una dirección E-O), por delante de la cual se origina una superficie de arrasamiento; el clima árido es el responsable de precipitaciones poco frecuentes, pero de gran intensidad, que favorece la arroyada en lámina, debris y mud flow y las corrientes fluviales trenzadas (braided). Las Sierras de La Bobia, Rañadoiro, Tineo y el conjunto de Sierras al Oeste de Belmonte de Miranda, orientadas en dirección NNE-SSO, delimitan paleocuenclas hidrográficas extensas que servirán, en el Cuaternario, para la instalación de las cuencas fluviales del Eo, Navia y Narcea.

También la región central sufre estos mismos procesos, resultando morfologías similares. Las sierras que parten de la Cordillera siguen alineaciones prácticamente N-S (Aramo), pasando hacia el Este a NO-SE (Duermas, Aves, Carangas, etc.). En todos los casos, estas sierras siguen las alineaciones estructurales de la rodilla astúrica. En la sierra de Ques, sobre las cuarcitas ordovícicas, se conserva claramente un rezo de un antiguo pedimento.

El oriente asturiano representó un relieve montañoso. Las vertientes leonesa y palentina experimentarían un levantamiento muy activo, como lo demuestra el hecho de los espesos registros sedimentarios terciarios.

En el occidente y centro, la costa sería baja, con una gran continuidad de los pedimentos hasta el mar; esto es así gracias a la estabilidad tectónica de este bloque en estos momentos. Es posible que alguna de las estribaciones montañosas de las diferentes sierras, con mayor probabilidad las del Rañadoiro y Tineo, llegaran a la costa, constituyendo cabos o promontorios con bordes acantilados. La zona oriental conservaría una línea litoral con acantilados fuertes.

En general, el perfil costero se situaría en una posición más interna que la actual, hecho que se refleja al instalarse la primera de las rasas.

Los primeros movimientos cuaternarios se manifiestan mediante un ascenso de todo el conjunto de relieves asturianos y cantábricos, colocando el arrasamiento terciario a una altura algo inferior a la actual, en espera de los ascensos y abombamientos futuros, que emplazarían las rasas costeras sucesivas en la posición presente.

ASPECTOS GENERALES DE LAS RASAS

La morfología de las rasas ha llamado siempre la atención, no sólo de geógrafos y geólogos, sino de los pobladores que se asientan sobre ellas y de los viajeros que han recorrido nuestra costa, donde forman una parte muy importante del relieve.

Son superficies planas que se sitúan entre el borde acantilado y las estribaciones montañosas del interior, con una pendiente sumamente suave hacia el mar, entre 0,15 y 0,40°, que se conservan extraordinariamente en materiales cuarcíticos y areniscosos y, de una manera más irregular, en calizas al degradarse por procesos kársticos. Se reparten por todo el sector costero en número variable, escalonándose a alturas diferentes.

En todo el sector litoral, por detrás de estas superficies, se sitúa el antepaís montañoso, representando los primeros escarpes los antiguos acantilados costeros, como es el caso de la Sierra del Cuera, el Sueve, etc.

Su posición, en todo el borde costero, la climatología más suave, su morfología plana y buenos accesos han contribuido, desde antiguo, a un poblamiento más denso, habiendo sido con toda probabilidad un pasillo de entrada y asentamiento prehistórico desde el Norte de Europa. Asimismo, gracias a su existencia es posible un mejor intercambio vial entre las regiones de la cornisa cantábrica, tanto por carretera como por ferrocarril.

En la toponimia, han quedado nombres alusivos a estas planicies; así, bajo la denominación de Sierras Planas y Llanos se conocen en el oriente: Sierra Plana de la Borbolla, Los Llanos de Nueva y Naves de Llanes; el nombre genérico de Llanes hace alusión a esta parte del territorio con una morfología suave; el Llano en Leces (Ribadesella), La Rasa en Luces (Lastres), La Campa en Gijón y Castrillón, Llano Xagón al Este de la playa de Xagó, Llanorrozo y Novellana en el Concejo de Luarca, Chanos en diferentes puntos desde Luarca al Eo, Vila-rasa en Castropol, etc.

Estas superficies no son exclusivas de Asturias, sino que se extienden por las provincias vecinas de Cantabria y País Vasco y litoral gallego y portugués, aunque con un desarrollo menor hacia Vizcaya y Galicia atlántica. También se identifican en el Mediterráneo español, europeo y africano. En Canarias, tienen escaso desarrollo areal, conservándose depósitos de

playas cementadas (*beach rocks*), como ocurre con la barra cementada de la playa de las Canteras y bordeando la playa del Inglés (Gran Canaria). En Marruecos meridional se encuentran diferentes superficies de abrasión marina. En la costa Sur de California, son bien conocidas bajo el nombre de terrazas marinas levantadas, donde han sido datadas del Plioceno, dentro de una región tectónicamente activa. También hay plataformas levantadas en Escocia y costa occidental irlandesa. En las costas de Chile. En el oriente australiano y Nueva Zelanda, donde han sido objeto de numerosos estudios.

DESCRIPCIÓN

Para una mejor comprensión de la morfología de las rasas se han separado en diferentes tramos o sectores de acuerdo con las alturas, número e importancia de las distintas superficies. De acuerdo con Mary (1979), de quien se ha recogido abundante información, se han separado los siguientes, de oriente a occidente:

Sector oriental

Abarcaría desde el límite con la provincia de Santander hasta la localidad de Berbes; no obstante, existe una continuidad natural por el oriente, dentro de la vecina Cantabria hasta los alrededores de San Vicente de la Barquera. A partir de esta zona y hacia el Este, se distinguiría un nuevo tramo costero, que no vamos a tener en consideración, donde la rasa más importante es la de 80-90 m de antigua línea de costa correspondiente a la IV, en los alrededores de Suances.

En posición más elevada, que corresponden a las más antiguas, se separan dos rasas niveladas: la superior, a 260 m de altura máxima y 211 m mínima (Llano Roñanzas, Sierra Plana de la Borbolla y Berbes; Sierra de Prellezo en Santander) y, la inferior, con un mínimo de 140 m en Pimiango, Llano Verines, Cué y Los Llanos, con una línea de costa antigua situada a los 155 m. Presentan pendientes suaves inclinadas hacia el mar, entre 10 y 20 %.

Contienen depósitos asociados más o menos contemporáneos, formados por paquetes de cantos, gravas y arenas, sólo ocasionalmente bloques, con espesores reducidos (variables de 0,50 a 3,0 m). Los cantos son fundamentalmente de cuarcita y también de areniscas con un aplanamiento moderado asimilable a los ma-

rinios actuales. Las arenas son en su mayor proporción redondeadas brillantes, características típica de modelado por agua; el hecho de que los tamaños en que esta textura es más frecuente sean los de 0,20 a 0,30 mm nos define claramente el medio marino.

Estas dos superficies corresponden a dos ciclos de aplanamiento distintos, el superior más antiguo.

Entre Prellezo (Santander) y Ribadesella, se adosa una rasa tallada sobre materiales calcáreos que, para algunos autores, tendría un origen continental, al irse degradando la rasa inmediatamente superior a medida que el nivel del mar se va retirando (Guilcher, 1974; Mary, 1979). No obstante, a pesar de los escasos depósitos encontrados hasta el momento y de las diferencias en alturas entre los diferentes puntos, hay que pensar en un origen marino por correlación con las superficies encontradas más hacia la región central y que presentan cierta continuidad; el modelado de esta superficie, al desarrollarse sobre litologías carbonatadas, es bastante irregular por existir un control de la karstificación preexistente y de la que tiene lugar posteriormente al incorporarse al relieve continental.

Los niveles de costa antigua se establecen a diferentes alturas, siendo la media de unos 80 metros. Entre Llovio (Ribadesella) y Nueva de Llanes, se conservan una serie de cerros planos con una altura media de 110 m por delante de la mole calcárea que culmina con los picos de la Cueva, Bacia y Maor, pudiéndose establecer con bastante exactitud la antigua línea de costa con el acantilado a esta cota. Igualmente, se ponen en evidencia numerosos retazos de superficies aplanadas, cercanas a acantilados fósiles, que conservan esta misma altitud: Sur de Parres, Soberrón, Acebal y entre La Franca y Colombres-Vilde. Este sería, por tanto, el límite interno de esta superficie marina de abrasión.

Los depósitos sobre ésta son fluviales, fluvio-kársticos y marinos, predominando arenas limosas y limos arenoso pardo amarillentos.

En este sector se encuentra otro nivel más bajo, también de origen marino, con una altura comprendida entre los 35 y 43 metros, que se identifica netamente entre las playas de Cuevas del Mar y San Antonio. Aparecen depósitos de cantos y gravas silíceas de claro trabajado marino. Está mucho mejor representado hacia el

occidente de la provincia cántabra, particularmente en Pechón y Pesués.

Otra superficie más inferior, situada entre los 15 y los 18 metros, está representada en los alrededores de la desembocadura del río Purón por una bolsada de cantos y arenas cementadas dentro de unas grutas excavadas en calizas carboníferas. También en la ensenada de Póo, donde, dentro de una depresión, se encuentran unas arenas rubefactadas con cemento limonítico y arcilloso; las texturas de los granos de cuarzo testimonian un origen marino y posterior retoque por el viento, por lo que cabe pensar constituyó en último término una duna eólica costera.

Por último, la superficie inferior y sus depósitos, con una altura comprendida entre 5 y 6 metros, por encima de las pleamares medias, se encuentran distribuidos en un gran número de afloramientos, particularmente en el occidente cántabro (playas de Merón y Oyambre y en los alrededores de Prellezo). Se identifica al Este de la desembocadura del río Purón, en una pequeña gruta, donde se encuentran cantos de arenisca adheridos y cementados. También, en la ensenada de Póo, aparecen depósitos con características similares. En la Silluca, al Este de la playa de Buelna, y en esta misma playa y en la parte occidental del acantilado de la playa de Vidiago. Otros conjuntos sedimentarios, correspondientes a este estacionamiento del nivel del mar, aparecen a manera de pegotes de cantos silíceos adosados a viseras sobre calizas carboníferas, como es el caso de la playa de Cuevas del Mar; en la playa de Vidiago, cerca de Cué, en la ensenada de Barro-Niembro y, un buen ejemplo, en la margen derecha de la desembocadura del río Bedón, dentro de la playa del mismo nombre; aquí, aparecen depósitos marinos de cantos y gravas y arenas recubiertos, en algunos puntos, por bloques, cantos y gravas angulosas, procedentes de la evolución de la ladera, una vez que el mar se retira. En la playa de La Franca, se encuentra el mejor registro sedimentario, perteneciente a este estacionamiento marino; fue descubierto por Hernández Pacheco (1949) y descrito también por Guilcher (1955) y por Mary (1979) y Mary *et al.* (1975). Este autor distingue dos fases sedimentarias, separadas por un momento transgresivo.

Pequeños retazos de playas subcrecientes levantadas a alturas situadas a unos 2,0-3,0 metros con relación a las pleamares medias existen en este sector costero.

Es notorio un afloramiento, en la parte oriental de la playa de Toró (Llanes), de arenas limosas de tonos pardo-amarillentos; esta playa se formó a partir de la ocupación de una vaguada excavada donde se instalaron depósitos de coladas de soliflucción, comparables a las de Bañugues y otras playas, sobre los que se han sedimentado arenas limosas de playa.

Sector Berbes-Gijón

En este tramo costero, se conserva una superficie con una pendiente media del 16 %, a una altura de 100-120 metros y una línea de costa antigua de 220 metros.

Sobre ella, aparecen depósitos de cantos silíceos redondeados de poco espesor, con mayor desarrollo en Arroes y en los alrededores de la Providencia.

Una segunda superficie más inferior se reparte en altitudes comprendidas entre los 60 y 80 metros, fácilmente identificable en el Concejo de Colunga, donde los materiales triásicos, que bordean el pie del Suevo, han permitido una mayor erosionabilidad del sustrato. A unos 400 metros al Sur de Loroñe, en longitud, en la carretera que asciende al Fito, se presenta un conjunto sedimentario formado por cantos y bloques cuarcíticos redondeados con matriz arenosa y limosa, que se sitúan en el límite superior de la rasa.

Las desembocaduras de los ríos en las playas de Merón, España y la Ñora ofrecen un interés muy singular. En efecto, las pequeñas llanuras aluviales de éstos, en sus tramos finales, están claramente colgadas y están sufriendo actualmente un proceso de excavación.

Este hecho es indicativo de un estacionamiento del nivel del mar en esa posición, que se puede evaluar en unos 2,0-3,0 metros por encima de los niveles medios de pleamar.

Este subsector de Gijón a Tazones ha venido actuando, una vez originada la rasa superior, como un acantilado permanente, que se continúa en la actualidad.

Región de Cabo Peñas

La región de Cabo Peñas constituye un entorno de extraordinario interés para el estudio de los distintos aterrazamientos del nivel del mar, tanto por su variedad como por las excelentes condiciones de afloramiento. Es particularmente valiosa en lo que se refiere a la historia

geológica reciente del borde costero, ya que los depósitos de Bañugues, Xivares y Verdicio, junto con los de otros de la región cántabra y galaica y, asturiana propiamente, permitirán reconstruir los movimientos del nivel del mar en los últimos milenios.

Esta península, que culmina al Norte con la Punta de Peñas, está enrasada sobre una superficie antigua de erosión marina, cuyas alturas oscilan desde los 100 metros en el límite acantilado hasta los 200-220 metros al pie del Monte Areo, por su vertiente septentrional. Numerosos afloramientos de depósitos de cantos y gravas redondeados y arenas gruesas también redondeadas y con textura superficial brillante atestiguan un origen claramente marino. Son importantes los de la misma Punta de Peñas y los situados sobre la Campa de Torres.

En este Monte Areo y sin conexión alguna hacia el interior con un relieve acantilado antiguo, se conserva una superficie tallada sobre las cuarcitas ordovícicas a una altura de 264 metros. Sobre ella, aparecen depósitos de cantos y gravas cuarcíticas y matriz arenosa que se reparten de una manera dispersa y poco visible. Teniendo en cuenta la pendiente media, se ha calculado en el área montañosa suroccidental la antigua línea de costa en unos 320 m.

Sobre la superficie de la Punta de Peñas, al Oeste del faro, aparecen bolsadas de cantos marinos y parches de cantos angulosos y subangulosos; estos últimos no guardan relación ni con la génesis de la superficie ni con los sedimentos marinos. Alcanzan un espesor medio de 0,20 metros. Son cantos de cuarcita con formas afines a los *dreikanter*, definidos en medios áridos, y superficies pulimentadas o barnizadas en diferente grado. Se les asocia, bien por encima o lateralmente, un conjunto arenoso de un espesor máximo de 1,0 a 1,5 metros, constituido por arenas de tonos gris oscuro podsolizadas, que hacia la parte superior, en algunos puntos, se ven intercaladas por lechos de gravas y cantos pequeños muy angulosos. La mayor parte de estas arenas revela una predominancia de granos de cuarzo no desgastados y con porcentajes de hasta el 20 % de granos redondeados mates, que indican un modelado eólico. La eolización de los cantos fue observada por Virgili *et al.* (1968) en la Campa de Torres y por Mary (1970) en Peñas, quien la dató de un período Siciliense-Tirreniense. El hecho de haber encontrado piezas cuarcíticas talladas por el hombre en el

Paleolítico Inferior también eolizadas (Rodríguez Asensio, 1983) indica que esta fase tuvo lugar con posterioridad a esta cultura (Acheulense final) y anterior a la cultura Asturiense (VII al V milenio), definidas en Bañugues (De Blas Cortina, *et al.* 1978).

Los bloques y cantos silíceos angulosos y subangulosos proceden de la meteorización de las cuarcitas ordovícicas, que forman el sustrato rocoso de la Punta de Peñas; los procesos de degradación de éstas tuvieron lugar probablemente bajo condiciones periglaciares, con una gran importancia de los fenómenos producidos por el hielo (gelivación y crioturbación). Las arenas provienen de la arenización de las cuarcitas, en mayor proporción, y, escasamente, de la matriz arenosa de los depósitos de cantos y gravas marinas situadas sobre la superficie de la rasa. La proporción tan alta de granos de cuarzo no desgastados apoya la idea de un transporte muy limitado, en este caso, para la fracción arena, y los granos redondeados mates adquieren este carácter por efecto del viento.

Para Hernández Pacheco (1949) y Mary (1979) existiría, en esta región de Peñas, una rasa intermedia a los 180 metros de altura, que se extendería por los extremos de las Puntas de los Cabos de Peñas y Torres, con una repartición francamente reducida. Es más correcto pensar, como apuntara Llopis Lladó (1962), en las dos superficies citadas anteriormente, correspondiendo la inferior a ésta de 180 metros y, por tanto, a una única superficie, que se correlacionaría fácilmente con la del tramo Berbes-Gijón.

La rasa que sigue en altura se sitúa entre los 40 y 60 metros, y se desarrolla en la zona exclusivamente litoral. Se extiende por los alrededores de las playas de Aguilera y Bañugues, donde está muy bien representada, en Antromero y Candás, en Tresmuriros, entre la playa de Xagó y la ría avilesina, al Este de Llano Xagón, donde aparecen sedimentos arenosos finos que hemos interpretado como depositados por el viento en sendas dunas eólicas costeras.

En posición inferior se localiza la rasa de 35-43 m, bien conservada en San Jorge de Heres y Antromero.

Por debajo, se encuentra otra superficie, con depósitos muy escasos, a cotas altimétricas de 15 a 20 metros. Quedan retazos reducidos en la Punta de Nieva, entre las playas de Aguilera y

Tenrero (Verdicio), Puntas de Segareo y Aguión, playa de San Pedro de Antromero, ciudad residencial de Perlora y en Xivares-Aboño.

En posición aún más inferior, se encuentra la rasa de 5-6 metros, que tiene su mejor representación en el entorno de la zona residencial y de la iglesia parroquial de la villa de Luanco. En el borde Norte de la playa, al inicio del paseo del Gayo hacia el espigón, se conserva un retazo sedimentario de arenas limosas amarillentas bien clasificadas con algún lecho de cantos cuarcíticos redondeados en la base, cuyo espesor es de alrededor de 1 m y su origen es marino. También en el borde oriental de la playa de Bañugues se observa un pequeño escalón.

En la playa de Bañugues, se identifica, a lo largo de todo el contorno superior, una terraza sedimentaria, cuyo límite inferior se sitúa en la parte alta de la playa actual y cuyos depósitos pertenecen al relleno del estuario antiguo y playa actual. Informan, además, de la reciente historia geológica del borde costero, gracias a los datos aportados por los yacimientos prehistóricos del Paleolítico Inferior y Asturiense, contenidos en el registro sedimentario. Se distinguen brechas basales, que corresponden a depósitos de soliflucción, niveles de limos arenosos y arcillas limosas producidas en momentos de aportación avanzados, debidos también a fenómenos de soliflucción; en la base, junto con las brechas aparece el yacimiento inferopaleolítico. Culminando este relleno, se sitúan arenas marrones limosas que responden a la fase marina de aterramiento de la depresión, que funciona como un estuario de pequeñas dimensiones, y que hemos datado en su conjunto como Asturiense (Rodríguez Asensio y Flor, 1979). Esta playa ha venido actuando como estuario en momentos anteriores, al menos desde la formación de la rasa de 35-43 m, como lo atestiguan numerosos restos sedimentarios de fangos y limos en Cabañes y Gelea; se fue rellenando y ahuecando de acuerdo con los estacionamientos del nivel del mar.

Otro resto de playa levantada de características similares es la que aparece en la parte meridional de la playa de San Pedro de Antromero, en la desembocadura del arroyo de La Granda.

Un registro parecido al de Bañugues se conserva en la ensenada de Llumeres, donde las coladas de soliflucción basales están muy bien representadas; son fundamentalmente fangosas de tonos pardo amarillentos y marrones. El nivel superior está formado por arenas gruesas y

gravillas bien redondeadas, similares a las de la playa actual, cuyo techo falta debido a las explotaciones de hierro clausuradas hace una decena de años.

El resultado de la sedimentación de las arenas superiores de Bañugues, de las de San Pedro de Antromero y de las arenas gruesas y gravas de Llumeres queda marcado, en la ensenada de Moniello, por un arrasamiento de una colada de soliflucción, situada en la margen derecha de la desembocadura del arroyo en la playa.

Sector Avilés-Concha de Ardedo

Aparecen dos rasas superiores, la más alta, que va desde los 180 metros hasta los 220, se reparte por las Llanadas de Núñez y Grandillana, el Alto del Finso y Monte Granda y contiene depósitos de cantos, gravas y arenas gruesas bien redondeados, en todos los casos, con espesores muy variables, pero que no sobrepasan la decena de metros; la inferior va desde los 100 a los 160 metros (La Braña, Ranón, etc.), con perfiles sedimentarios diferentes de bloques, cantos y gravas con matriz arenoso-arcillosa y arenas; en Espíritu Santo y Santiago de Ranón, afloran niveles de hasta 3,70 metros de espesor.

Otra superficie inferior a éstas es la que se sitúa a 80 m de altitud (Barganaz y La Era), que, para Mary (1979), tiene un origen fluvial, pero en conexión con un estacionamiento prolongado del nivel del mar.

En los alrededores de Salinas-Raíces, en toda la porción anterior de las dunas y formando una suerte de acantilado, se enrasa una superficie de abrasión marina, a una altura de 40-60 metros, con un desarrollo limitado, pero claramente identificable por todo el borde que marcan las explotaciones de graveras; está extraordinariamente bien conservada al desarrollarse sobre conglomerados silíceos del Jurásico.

La rasa comprendida entre 20 y 43 metros se localiza claramente en la parte occidental de la playa de Santa María del Mar.

En el extremo occidental de la playa de Salinas, se encuentra una superficie representada por un retazo muy limitado, correspondiente al nivel de 12-20 metros.

En las dunas eólicas situadas en la parte oriental del playón de Bayas, se conserva un talud fuerte, por delante del cual se está formando un conjunto cresta-surco, aún incipiente, atribuible a una duna transversal. Este

talud corresponde al momento de la transgresión flandriense, que llega hasta su pie y es la responsable de su desarrollo; el conjunto cresta-surco aludido es el resultado de la progradação del sistema playa-duna, desde esa época.

Sector occidental

Comprende desde la Concha de Artedo hasta los alrededores de Burela en la provincia de Lugo.

En este sector se identifica una superficie muy uniforme, que se extiende y termina en Burela, pasando desde los 160 metros en la Concha de Artedo, a los 60-105 m en Otur, 60 m en Ribadeo; en Burela y según la mayoría de los autores, terminaría a una altura de 5 m.

A pesar de esto, existen pequeños rellanos con depósitos de cantos marinos a alturas superiores, como es el caso de Salamir: alturas entre 180 y 205 metros con cantos silíceos y matriz arenosa y espesores de 0,60 m de claro origen marino; en las Hervedosas de Otur (a uno y otro lado del río Mayor): a 168 metros de altura, con cantos y bloques de posible origen marino; y Villabona: a unos 155 metros de altura, con depósitos de bloques pequeños, cantos y gravas muy redondeadas. La superficie sería modelada por agentes marinos y los depósitos de clastos y arenas redondeados dejados también por la dinámica marina, mientras que posteriormente a su elevación tiene lugar una fase continental que deja depósitos angulosos, producto de la evolución de la ladera.

En todo este tramo occidental, el espesor de los sedimentos de la rasa principal es mucho mayor que en el resto de la región asturiana, así como la variedad de los mismos. Como norma general, en el borde del antiguo acantilado, los sedimentos propiamente marinos (cantos y gravas bien redondeados y arenas bien clasificadas) se interestratifican con bloques, cantos y gravas angulosos con matriz arenoso-arcillosa, que proceden de la evolución de las laderas.

Aparecen cortes excelentes en diferentes puntos, como en el Cabo Vidio, donde las gravas están ferruginizadas por procesos edáficos; entre Cadavedo y el Chano de Canero, dentro de pequeñas depresiones ocupadas por cantos y arenas, al Oeste del faro de Cabo Busto, en Leijan, los Aguiones, Mar Chica, en la carretera que accede a Vigo, en los alrededores de Frelulfe, Loza, La Caridad, etc. Predominan, en todos los casos, los cantos cuarcíticos redon-

deados y las arenas adquieren clasificaciones buenas y los granos de cuarzo presentan una textura brillante en individuos redondeados. En algunos puntos muy concretos, como en el Cabo Vidio, los granos de cuarzo son del tipo redondeado mate, lo que indicaría una prolongada acción eólica, posterior a su emplazamiento o modelado marino.

En la playa de la Cueva (Caroyas), se identifican tres niveles a 24-30 metros, 16-19 metros y a 2-7 metros, cuyos depósitos están constituidos fundamentalmente por cantos cuarcíticos y arenas modeladas por el mar.

En los alrededores de la playa de Otur, se encuentran depósitos de conglomerados de bloques y cantos de cuarcita con matriz arenosa y cemento ferruginoso, que pertenecen al nivel de 5-6 metros.

En el borde oriental de la playa de Porcía se encuentran dos niveles: el superior, situado entre 8 y 12 metros, que puede alcanzar unos 4 metros de espesor y está constituido por bloques de esquistos y cuarcitas y cantos y arenas cementadas por óxidos e hidróxidos de hierro, que informan de su origen marino y posterior edafización; el interior aparece en una pequeña gruta, donde se conserva un perfil de 4,50 metros, constituido por cantos cementados por precipitados de hierro, junto con material arenoso.

También, en el sector gallego, aparte de la rasa principal que en Ribadeo alcanza los 50-60 m de altitud, se aprecian alguno de los niveles marinos inferiores identificados en Asturias. Mary (1979) sostiene la idea de que el nivel de 35-40 m en este sector, está desnivelado a 24-30 m, correspondiente al citado de la playa de La Cueva, así como a depósitos fluviales pertenecientes a terrazas cuyas alturas van de 24 a 30 m en las rías de Pravia (Soto del Barco) y Navia (confluencia con el Anleo) y que representan estacionamientos prolongados del mar en alturas similares.

Dentro de la región de las Rías Altas gallegas, en la punta de Frouxeira (Valdoviño, La Coruña), Flor *et al.* (1983) encuentran tres niveles de arrasamiento marino a 45, 26 y 17 m de altura, coincidiendo la de 24-30 con la intermedia y la de 16-19 con la inferior.

EDAD DE LAS SASAS

Mucho se ha especulado respecto a la edad de formación de las rasas. Los primeros autores

como Barrois (1882) y Dantín Cereceda (1917) las asignan al Mioceno Medio, considerando siempre aquéllas de mayor extensión; Deperet (1922, 1926) y Gómez de Larena y Royo (1927) datan las superiores del Plioceno (Terciario Superior) y las restantes desde el Siciliense, Milaciense y Tirreniense al Monastiriense.

En los años posteriores, por lo general, hay una tendencia a datar las diferentes superficies de abrasión de acuerdo con los criterios de estos autores, comparándolas con los niveles cuaternarios del Mediterráneo. La lista de autores y asignación de edades puede hacerse interminable, existiendo un mayor número de ellos que los hacen por comparación con los aterrazamientos eustáticos cuaternarios del Mediterráneo.

No se pueden dar demasiadas precisiones sobre la edad de las rasas. Teniendo en cuenta que en la zona de San Vicente de la Barquera-Colombres afloran materiales consolidados del Terciario marino, perfectamente datados del Eoceno-Oligoceno (Reguant y Truyols, 1968), que han sufrido los arrasamientos marinos, cabe deducir que el nivel de rasa más antiguo es posterior a esta edad oligocena. Podemos afinar algo más si consideramos la morfología continental a partir del Oligoceno.

La etapa árida con formación de pedimentos en el Terciario es posterior a esta edad oligocena y, aunque queden dudas acerca de su edad y de la de los depósitos asociados por encima, todo apunta en un Mioceno, por comparación con los sedimentos aluviales y fluviales de la Cuenca del Duero, ya que los de la Cuenca de Oviedo pertenecerían a un episodio más antiguo (Eoceno o Paleoceno).

Los depósitos finales terciarios, las «rañas», representan la primera señal de encajamiento fluvial previa a la instalación de los sistemas fluviales actuales; ha sido datada del Villafrankiense Medio (Plioceno-Pleistoceno) en la Cuenca del Tajo por Pérez González (1981) y que sistemáticamente se extiende a la Cuenca del Duero; correspondería con mucha probabilidad a los primeros momentos de elevación del bloque cantábrico-gallego con sus pedimentos miocenos; se colocaría la primera rasa o superior y sucesivamente las restantes.

Únicamente, en los depósitos inferiores se hace posible una datación más precisa, tanto por los análisis polínicos y Carbono 14, como por los yacimientos de materiales prehistóricos

asociados al medio sedimentario. Estos últimos se han manifestado particularmente precisos de una forma directa (Rodríguez Asensio y Flor, 1979; o indirecta en cuevas (Straus *et al.* 1981; Hoyos Gómez *et al.* 1980; Corchón *et al.* 1981).

Después de la formación de los depósitos situados sobre la rasa de 5-6 metros se produce la regresión würmiense, que es la responsable de la incisión y excavación de rías o estuarios por debajo del nivel actual; el descenso del nivel del mar debió de bajar hasta cotas de hasta al menos 45 metros por debajo del nivel actual, como lo demuestran los sondeos realizados en las rías occidentales (Hernández Pacheco y Asensio Amor, 1963). Posteriormente, la transgresión flandriense produce una colmatación de los estuarios; de esta etapa restan numerosas terrazas sedimentarias situadas a 2-3 m por encima de las pleamares medias. Tienen una edad Asturiense, más probable alrededor del VIII milenio. Comienza al final del Magdaleniense o en el Aziliense, como queda perfectamente marcado en las cuevas de La Riera (Straus *et al.* 1981) y en Las Caldas (Hoyos Gómez *et al.* 1980) por un aumento de la temperatura ambiente.

Desde entonces, el clima ha ido evolucionando a las condiciones presentes y el nivel del mar ha descendido progresivamente a su posición actual. No es éste el criterio de Mary (1968, 1979), quien encuentra el gasterópodo *Purpura hoemastona* en la playa de Xivares, lo data en 1920 ± 110 años B.P. y lo relaciona con una pulsación positiva del nivel del mar. Estos organismos se encuentran junto con restos vegetales carbonizados y el hecho de estar concentrados en niveles u horizontes sin otra asociación faunística inducen a pensar que su emplazamiento no se ha realizado por agentes energéticos marinos. Este gasterópodo es usado por el hombre prehistórico, como lo demuestran los restos encontrados en el horizonte D de la cueva de Cueto de la Mina por el Conde de la Vega del Sella (1916), quien lo asimila al Magdaleniense Inferior.

EVOLUCIÓN DE LAS RASAS

Las alturas de las líneas de costa antiguas, en ausencia de otras variables que permiten el establecimiento de edades precisas, va a ser el parámetro más eficiente para establecer la correlación entre las diferentes superficies de abrasión y, a partir de esta información, deducir

la evolución de las mismas de una forma relativa.

Para Mary (1979), la desnivelación de las rasas entre los sectores costeros considerados se debería a rejugos de fallas hercínicas y tardihercínicas durante el Cuaternario; no existe ninguna evidencia de estos fenómenos, ya que implicarían morfologías asociadas y depósitos espesos de materiales en los bordes activos. Llopis Lladó (1954) es partidario, por el contrario, de un abombamiento desde la provincia de Lugo a las Vascongadas y desde el mar hacia el Sur, durante el Terciario; este mismo autor, en 1955, para explicar la pérdida de altura entre los Cabos Busto y Vidio, sugiere un basculamiento del borde costero con elevación de la zona oriental. No obstante, estas ideas conviene matizarlas, puesto que hay superficies idénticas que presentan líneas de costa antigua perfectamente equiparables, sin que hayan sido sometidas a fenómenos de basculación y porque existen diferentes fases de deformación con máximos en zonas distintas.

Para simplificar el problema de la denominación de cada una de las superficies asturianas, y de una forma convencional, se van a numerar de la siguiente manera, desde las más altas a las más bajas:

Rasa I.—Que aparece en Cabo Peñas (264 m) y en el sector llanisco, con alturas comprendidas entre 210 y 260 metros. Los tramos litorales de Gijón a Berbes y todo el occidental actuaron como una línea acantilada. En Peñas, la antigua línea de costa estaría a una altura bastante superior a los 264 m, probablemente a unos 320 m, mientras que en Llanes es exactamente de 260 m.

Rasa II.—Se sigue perfectamente desde el sector costero Berbes-Gijón, con alturas de 100 a 220 metros, lo mismo que en la región de Cabo Peñas, en el tramo Avilés-Concha de Artedo (180-220 m) y por todo el occidente, perdiendo altura hacia Ribadeo (160 m) aún cuando en este sector quedan replanos de escasa extensión. Entre la Concha de Artedo y Berbes había una línea acantilada de gran entidad.

Rasa III.—En Llanes, está representada por superficies que varían de 140 a 155 metros (Sierras de Cué, Pimiango, etc.). En el sector Avilés-Concha de Artedo, oscila de 100 a 160 m. Hacia el Oeste va perdiendo altura, alcanzando en Ribadeo los 60 metros. La costa presentaba un cantilado bien desarrollado en las regiones oriental y occidental.

Rasa IV.—Oscila entre 60 y 110 metros en la región llanisca, 40 a 80 m en Cabo Peñas y 40 a 60 m entre Avilés y la Concha de Artedo, y 30 a 50 m en el occidente. Hacia Cantabria pierde altura: 80-90 m en el sector Santillana del Mar-Suances. Esta se llega a solapar con la anterior en el occidente.

Rasa V.—Sus alturas están comprendidas entre 30 y 43 metros, con una buena representación en el oriente asturiano y en los alrededores de Ribadeo, donde oscila de 24 a 30 m.

Rasa VI.—Se establece entre 12-15 a 20 metros. También la mejor repartición se encuentra en el oriente y occidente, con buenos registros sedimentarios.

Rasa VII.—Aparece entre los 5 y 6 metros, por término medio. Hay excelentes afloramientos en el oriente y occidente asturiano, así como en el occidente cántabro.

La disposición actual de las rasas es el resultado del levantamiento intermitente del continente, que tiene un precedente claro durante el Terciario, siendo los estacionamientos prolongados del nivel del mar o estadios pasivos en la dinámica cortical los que van a propiciar la abrasión del sustrato; los depósitos asociados responden a momentos de progradación y retrogradación por la combinación de causas epigenéticas y eustáticas, predominando las primeras. Corrales *et al.* (1977) consideran las rasas cantábricas como un claro ejemplo de regresión con erosión. Hacia occidente, los espesores sedimentarios sobre la rasa, ciñendonos a los exclusivamente de borde sin considerar los de talud o acantilado por evolución de las laderas, alcanzan una mayor importancia que en las regiones central y oriental. Ello es debido a que en aquella zona, la regresión por ascenso del continente es mucho más lenta con lo que la progradación sedimentaria es mucho más efectiva. Este levantamiento no se produce uniformemente, puesto que las antiguas líneas de costa, excepto para las superficies inferiores, se encuentran a alturas muy diferentes; intervienen procesos de abombamiento, por causas isostáticas o de reajuste cortical, que provocan deformaciones en las superficies incorporadas al relieve continental.

De los datos recogidos se ha confeccionado la Fig. 2, en la que se tienen en cuenta las alturas máximas (línea costera antigua) y mínima de cada superficie identificada. Mediante la lectura de ésta se hace posible la interpretación de la

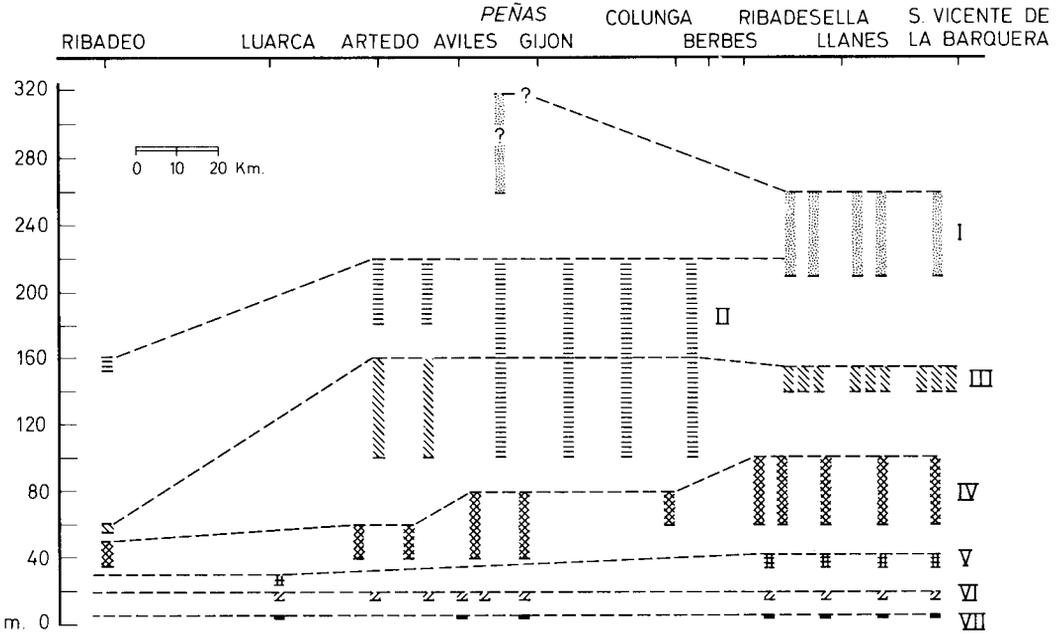


Fig. 2.—Repartición de los distintos niveles de rasas, con sus alturas correspondientes. Son frecuentes los solapamientos entre dos superficies, como ocurre con la II y la I, en la zona oriental, la III y la II en el centro y probablemente la III, IV y V en la costa central lucense. Aparte de la actual plataforma de abrasión, se identifica un nivel de estacionamiento marino, inferior a la rasa VII, situado a 2,0-3,0 m por encima de las pleamares medias; se trata de testimonios de la transgresión flandriense, cuyos registros son fundamentalmente sedimentarios. Se correlacionan las alturas equivalentes de costa antigua, de forma que se pueden reconstruir los movimientos de abombamientos y basculación a lo largo del Cuaternario, dentro del sector costero. Después del primer gran abombamiento de la región central, que afecta a la rasa superior, se emplaza la rasa II, que se abomba en Peñas y bascula ligeramente al Oeste. Con posterioridad a la incorporación de la III, nuevamente tiene lugar un ligero abombamiento en Peñas y un basculamiento asimétrico muy pronunciado hacia occidente. Después de instalada la rasa IV, el abombamiento máximo se desplaza a la región llanisca, basculando todo el conjunto suavemente hacia el Oeste. Como consecuencia de este efecto, disminuye la altura relativa entre las rasas superiores, quedando, en muchos casos, a cotas muy similares en la actualidad.

historia del emplazamiento de todo el conjunto, desde un punto de vista relativo, puesto que no disponemos, por el momento, de datos que permitan una datación precisa.

Básicamente, las conclusiones se realizan a partir de las alturas de la línea de costa antigua, parámetro de la máxima fiabilidad, puesto que se trata de la morfología mejor conservada y única equiparable; no ocurre lo mismo con las alturas inferiores de cada rasa, ya que se han visto modificadas por retroceso de ladera o acantilado.

Hay que hacer notar que los solapamientos de unas rasas en otras es un hecho frecuente, sin que aparentemente se pueda localizar la antigua línea de costa. Esto es así debido a la suave pendiente de estas superficies, constituyendo, en los momentos de estacionamiento

prolongado del nivel del mar, áreas costeras de escaso relieve.

En un primer momento, posterior al Oligoceno sin duda, con la total seguridad al Mioceno y muy probablemente en el Plioceno-Pleistoceno se instala la rasa superior, rasa I, que se va a conservar más claramente en la región oriental y occidente de Cantabria (260 m de altura) y en la zona de Cabo Peñas, con una altitud superior a esta cifra, calculada en alrededor de 320 metros.

La rasa II, con una altura de 220 metros de línea de costa antigua, se incorpora al relieve continental después de producirse un nuevo ascenso. Se solapa parcialmente en el oriente, siendo importante en los sectores Berbes-Gijón, zona de Cabo Peñas y Avilés-Concha de Ar-

tedo, para pasar hacia el occidente a alturas progresivamente más bajas (160 m en Ribadeo).

La rasa III emerge con posterioridad, adquiriendo una altura actual de 155 metros, en el sector oriental y 160 metros en el central (Cabo Peñas), disminuyendo hacia el Oeste (60 metros en Ribadeo). Entre Avilés y Ribadesella queda solapada con la rasa anterior.

La rasa IV se coloca en el oriente a alturas variables, al desarrollarse sobre materiales calcáreos, pudiéndose dar como cifra máxima los 110 metros. En Peñas, alcanza los 80 m, en el tramo Avilés-Concha de Artedo los 60 metros, y un máximo de 50 m en el occidente, conservando una altura similar en las Rías Altas.

La rasa V tiene una altura de costa antigua de 43 metros. Está muy bien representada en los extremos oriental y occidental asturianos, solapándose con la anterior entre Gijón y la Concha de Artedo. En la zona occidental se rebaja hasta 30 m.

Las rasas VI y VII, a 12-20 metros y 5-6 metros, respectivamente, tienen una repartición muy frecuente a lo largo de toda la costa, pero con una escasa extensión superficial.

Una vez incorporada al relieve continental, la rasa I se deforma con un abombamiento cuyo máximo se sitúa en la región de Peñas, siendo la diferencia con el oriente posiblemente superior a los 50 m. La rasa II experimenta un basculamiento acusado hacia el Oeste, que se acentúa en esta misma zona después de emplazarse la rasa III.

Después de colocada la rasa IV se produce un abombamiento suave, con un máximo en el oriente, disminuyendo desde 100 a 50 m en el occidente. Las rasas superiores quedan, a su vez, modificadas hasta las diferencias relativas que se aprecian en la actualidad; se rebaja ahora la diferencia de alturas entre las regiones de Llanes y Cabo Peñas.

La rasa V experimenta también un abombamiento aún más tenue, con mayor elevación en oriente, siendo la diferencia entre esta zona y la occidental de 13 metros.

Las rasas VI y VII se levantaron uniformemente, sin que hayan sido sometidas a otro tipo de deformación.

LAS RASAS EN RELACIÓN CON LA EVOLUCIÓN DEL NOROESTE PENINSULAR

La existencia de las rasas y su distribución en la costa cantábrica y en Galicia permite plantear

la evolución geomorfológica del borde costero noroccidental, teniendo además en cuenta los tipos de costa, representativos de los tramos costeros.

Birot (1949) es partidario de una elevación en el norte centro de Portugal al inicio del Cuaternario. Por su parte, Solé Sabarís (1951) recoge una serie de datos sobre terrazas marinas portuguesas situadas a 150 y 120-130 m, que han atribuido al Plioceno, en las que encajan otras inferiores: 80-85 m, 50-60 m, 30 m y 7-16 m; además, defiende una elevación durante el Terciario Superior y Cuaternario de esta región, mientras que el hundimiento del bloque galaico sería reciente (postgrimaldiense o posttirreniense).

Para Nonn (1969), hay tres niveles de arrasamiento continental en la Galicia occidental y septentrional. El superior o nivel de «sierras» o de «superficies fundamentales» de Birot y Solé (1954) sería finilígoceno y correspondería a la morfología de sierra de la Cordillera Cantábrica (E-O) y de las que parten de ella en dirección NNE-SSO. El medio, situado a 440-480 m, del Aquitaniense, perfectamente comparables a los pedimentos asturianos. El inferior (200-320 m) perteneciente al Tortoniense. Habría dos momentos de elevación del relieve, el primero, a comienzos del Mioceno, que en el NO sería de 100-200 m y al Sur del Tambre más acentuado. La segunda fase, de encajamientos de ríos (Eume, Tambre, Umia superior y medio, Lérez, etc.), se produciría a finales del Terciario y principios del Cuaternario.

El paisaje litoral gallego es el de una costa de inmersión, aún cuando existe testimonios indiscutibles de estacionamientos cuaternarios. En este sentido, las superficies marinas superiores aparecen a 50 y 60 m de altura. Existen otros niveles relativos a terrazas fluvioeustáticas en diferentes ríos: Miño, Ulla, Mero, Oro, etc., y depósitos estuarinos en la ría de Arosa (22 y 30 m), Barquero (30 y 35 m) y en sectores costeros: Guarda a Silleiro, Muros a Jallas, con alturas de 12-15 m. Aquéllas con un mejor desarrollo y continuidad estarían ligeramente deformadas.

Pannekoek (1970) está de acuerdo con Nonn (1969) en las superficies, pero para la inferior admite la posibilidad de que siguiera funcionando hasta el final del Mioceno, al igual que muchos pedimentos de la Península Ibérica. Separa tres fases de erosión desde el Mioceno Medio en los cursos inferiores de los valles flu-

viales principales gallegos; la primera y segunda en el Terciario Superior y la última en el Pleistoceno Inferior. La primera, que tiene efecto a lo largo de los valles principales y en parches aislados en rías, al ser Tortoniense, implica que en el Mioceno Medio existían los macizos montañosos bordeados de amplios pedimentos con sus cuencas hidrográficas. La segunda fase (subfases o epiciclos) se produjo a una altura inferior (200-300 m por debajo), seguida de un período de meteorización intensa, en un momento posterior al Mioceno. La tercera fase tendría lugar dentro de los primeros estadios fríos del Cuaternario antiguo, en que los valles se encajan hasta su estado actual.

Es de la opinión que las rías existían ya en todos los estadios interglaciares.

Terán *et al.* (1978) dividen la costa norte en dos sectores: la cantábrica, desde el Bidasoa a la ría de Foz, y la gallega, que se extiende hasta la desembocadura del Miño. La cantábrica, con un trazado rectilíneo, de fuertes acantilados, con playas escasas y rasgos juveniles como son las rías, induce a pensar en una costa de hundimiento relativamente reciente, pero la presencia de las rasas en el borde costero les conduce a ideas contradictorias. Al prolongar los perfiles de la costa portuguesa hacia Galicia coinciden los salientes costeros, dando un trazado prácticamente rectilíneo. Representaría, para tales autores, una gran falla de dirección N-S, de edad alpídica, que corta y hunde todo el sector occidental del Macizo Hespérico. Diferencian las rías Bajas de las Altas en que las primeras tienen un origen tectónico, mientras que las segundas se generan por erosión diferencial en las estructuras.

Por nuestra parte sostenemos que el ascenso de todo el conjunto de sierras-pedimentos, momento en que se encajan las redes fluviales, que aprovechan las paleocuenas hidrográficas miocenas, es anterior a la primera incorporación de una superficie de abrasión, la superior, en Asturias y occidente de Cantabria, mientras tanto, en Portugal tiene lugar otra elevación similar a la astur-cantábrica; en Galicia, este fenómeno se realizaría en dos fases sucesivas, con una elevación global bastante inferior a las zonas vecinas. Es claro entonces que cuando las rasas asturianas comienzan a emerger, Galicia posee una costa fundamentalmente acantilada. Este gran abombamiento es un fenómeno isostático y tiene el punto de inflexión o bisagra aproxima-

damente entre Foz (Lugo) y la desembocadura del Miño, adaptándose al macizo galaico cratonizado, de forma que de Norte a Sur se desviaría hacia el ENE para pasar a NNE. Después de incorporada la rasa III, esta línea vuelve a jugar.

Con el nivel actual de conocimientos, es difícil evaluar la correlación entre las rasas cantábricas y gallegas, salvo las más inferiores. Podemos avanzar, a modo de hipótesis, que la rasa IV pudiera corresponder a las rasas superiores gallegas. En ese caso, el bloque galaico habría sufrido un ascenso generalizado junto con el cantábrico y portugués, a partir de esas fechas. En algún momento cercano a la formación de esta rasa cantábrica en Galicia se habrían comenzado a formar las rías gallegas, las cuales adquieren esas dimensiones y morfología tan características con un control más tectónico en las Rías Bajas que en las Rías Altas. No obstante, pensamos que la litología es el factor esencial en el desarrollo de las rías gallegas y que ha favorecido la gran amplitud y diversificación de ensenadas y bahías. En cualquier caso, la génesis de las rías supone más bien una invasión marina sobre el continente que un hundimiento del bloque galaico en el mar, hecho que no se comprueba en ningún momento.

Lógicamente, en el modelado costero han intervenido otros factores distintos de los epirogénicos, como son los fenómenos eustáticos, que han supuesto cambios en el nivel del mar. Son numerosos los estudios efectuados en depósitos costeros subrecientes y que han permitido la datación y reconstrucción histórica de tales oscilaciones.

De una forma constatable en la costa y margen continental, se tiene la creencia de una emersión paleógena, responsable de la incisión de los cañones del talud continental frente a la plataforma marginal, siendo la morfología de ésta heredada de esta fase paleógena (Malod y Vanney, 1980); el nivel del mar se retiraría hasta posiciones alejadas de la plataforma externa o parte alta del talud.

Los datos de superficies y sobremanera de depósitos más recientes son los más numerosos y mejor estudiados.

Como ayuda inestimable partimos de los estudios realizados por Straus *et al.* (1981) en la cueva de La Riera, que domina la entrada de la playa de La Franca, quienes llevan a efecto una estratigrafía y dataciones, sumamente detalladas, en base a la clasificación del material lítico

prehistórico, restos de organismos animales (mamíferos, peces, moluscos, etc.) y vegetales (análisis polínicos) y radiocarbono. El nivel más inferior pertenece al Paleolítico Superior (Auriñaciense) y el inmediatamente superior se dató de manera precisa en 21.000 años B.P. (Solutrense Inferior). El registro sedimentario se extiende hasta los 8.500 años B.P. (Asturiense). A través de todo este tiempo dedujeron hasta nueve oscilaciones climáticas, que van desde el templado-húmedo y cálido al frío seco.

La reconstrucción de la historia reciente parte de la regresión würmiense en el cuarto y último período glacial cuaternario.

Esta regresión tiene lugar después del levantamiento de la rasa inferior (rasa VII) y sus depósitos asociados, afectando a cotas situadas como mínimo por debajo de la isobata de 45 metros. De algún momento de esta regresión o ligeramente anterior se conservan los primeros restos culturales humanos asentados en Asturias (Inferopaleolítico).

Por nuestra parte, podemos asegurar que el Paleolítico Inferior poseía unas condiciones climáticas frías, con desarrollo en numerosas vaguadas de coladas de soliflucción, que se conservan en las partes altas de algunas playas, y de depósitos de ladera. Si hacia el Paleolítico Superior el clima fue templado húmedo, se fueron suavizando las temperaturas, pasando por estadios alternativos intermedios. El nivel del mar iría subiendo paulatinamente, con oscilaciones de acuerdo con los cambios climáticos.

Si la actual plataforma de abrasión marina se formó antes del período würmiense inferior (antes de 45.000 años B.P.) (Mary, 1979), este último se desarrolló inmediatamente después con el nivel del mar más bajo y retirado que en la actualidad. Se caracteriza por la formación de depósitos de soliflucción en playas. En Cantabria, destacan los de Sonabía y Oyambre; en Asturias, los de Toró, Xivares, Moniello, Bañugues, Tenrero, tanto en la parte oriental, como por debajo de la duna colgada, y Aguilera. En Cantabria, se conservan restos de turbas y fragmentos de troncos y raíces carbonizadas en posición de vida en la parte intermareal de las playas de Oyambre y Trengandín; hay dunas decalcificadas en la parte central (Las Quebrantas) del extenso arenal de Somo-Loredo. En Galicia, todo el conjunto de dunas fósiles de la playa de Frouxeira (Valdoviño), prácticamente decalcificadas y algún retazo de brechas consolidadas periglaciares.

En la punta de Peñas, algunos instrumentos líticos del Paleolítico Inferior se encuentran también eolizados, por lo que estos procesos debidos al viento se producen después de su utilización por el hombre, muy probablemente al final del Solutrense (18.200 ± 610 años B.P.), coincidente con el nivel 16 de La Riera, en que las condiciones climáticas eran frías y secas. Este nivel debió representar un episodio rápido lo mismo que la sedimentación eólica, lo que es bastante frecuente en este tipo de medios; también cabe la posibilidad de que a lo largo del tiempo que media entre el Paleolítico Inferior y el Magdaleniense Superior hubiera habido varias fases de eolización, coincidentes con el Solutrense Inferior y Superior de las cuevas de La Riera, Las Caldas y La Paloma y el Magdaleniense Inferior y Superior de La Riera y La Paloma.

El final del Pleistoceno e inicio del Holoceno, en que tiene lugar la transgresión flandriense, viene marcado por el final de la cultura Magdaleniense e inicio de la Aziliense. A nivel mundial, la superficie del mar comienza a ascender uniformemente hasta nuestros días y el clima se hace templado-húmedo.

Esta transgresión es la responsable de la colmatación de los estuarios, de los que el de Bañugues es el caso más claro. Registros del ascenso flandriense serían las dunas de Sonabía de tipo transversal y barjanoide, las remontantes de las playas del Ris, Loredo, Liencres y Cuchía, todas en Cantabria, así como las de Tenrero (longitudinales de la urbanización «Verdicio» y colgadas), fósiles de Xivares, remontantes de Serantes y colgada de Penarronda. Retazos de playas levantadas correspondientes a este momento son las de Toró, San Pedro de Antromero y Bañugues. Otros signos de este ascenso son los valles colgados de las playas de Estaño, España y Merón, los estuarios fósiles de Colunga, Espasa, Aboño, Luiña, etc., y los fuertes taludes de las dunas de Bayas y Frouxeira.

Alguno de los depósitos eólicos pudieron desarrollarse a medida que el nivel del mar se iba acercando al máximo, cuando las superficies arenosas de las playas eran extensas y el clima, frío y seco, impedía la colonización vegetal. Fácilmente podría correlacionarse con la eolización en Peñas y Torres.

La cultura asturiense se encuadra dentro de este proceso, sin que se pueda afinar con más exactitud.

Posteriormente, el nivel del mar se retira como consecuencia de un nuevo ascenso del borde costero, que enmascara el fenómeno eustático de elevación del nivel del mar a escala mundial, ya que en términos absolutos el balance es superior a una elevación continental. Esta retirada del nivel del mar provoca una ligera incisión en los estuarios, sin que impida que muchos de ellos tengan una tendencia a un relleno sedimentario, una progradación de playas y dunas (Bayas, Salinas, Xagó, Aguilera, etc.) y la fosilización de algunos acantilados.

CONCLUSIONES

Se ha reflejado cómo, posteriormente a la génesis de los pedimentos miocenos, comienza a elevarse la Cordillera Cantábrica en su borde septentrional; se encaja la red fluvial y posteriormente se instala la primera rasa. Esta dinámica es simultánea a la que tiene lugar en la Cuenca del Duero en un tiempo posterior a los depósitos de «raña».

Galicia experimenta un levantamiento menor que Asturias y Portugal, en dos fases sucesivas, de forma que mientras en Asturias el ascenso es continuado y sólo resta una superficie continental en aquélla aparecen dos niveles escalonados; la costa se torna acantilada y la excavación fluvial comienza a conformar desembocaduras que anuncian el desarrollo de rías. El ascenso más lento, la litología y formación de suelos más espesos por meteorización y la tectónica, más importante en las Rías Bajas, son los factores más importantes en la invasión del mar y la consiguiente génesis de las rías gallegas. Por supuesto, los fenómenos eustáticos juegan un papel destacado en la excavación y relleno de las rías, pero difícil de evaluar. En el Holoceno, el ascenso del nivel del mar produce una invasión de las rías, hasta unos 2,0-3,0 m por encima del actual.

Las rasas se van colocando en el borde costero y las cuencas fluviales se encajan adaptando su nivel de base a los sucesivos estacionamientos del nivel del mar, que evolucionan de acuerdo con los abombamientos a que se ve sometido el terreno, primero en la zona central asturiana y finalmente en la oriental. Las inferiores (VI y VII) conservan altitudes similares en toda la costa.

Salvo la rasa superior, que se extiende por las zonas central y oriental, las restantes se continúan por el occidente y algunas, en particular

las inferiores, tanto por Cantabria y País Vasco, como por Galicia.

La rasa IV (110 m entre Llanes y Ribadesella) es una superficie de abrasión marina, como las restantes, que está modificada fuertemente al estar desarrollada sobre materiales calcáreos, que al incorporarse al continente sufre procesos kársticos y fluvio-kársticos.

Si este nivel de arrasamiento correspondiera a las rasas superiores gallegas, en esta última región habría tenido lugar, desde entonces, un ascenso más o menos paralelo a la cornisa cantábrica y portuguesa. Con ocasión de su formación, en Galicia, las rías habrían comenzado ya su desarrollo, puesto que las rasas se encuentran tanto dentro como fuera de las mismas.

El sector Ribadeo-Burela representa un área al que conviene dedicar estudios de detalle en un futuro. Muy probablemente, no existe una continuidad morfológica tan simple de la rasa IV, de modo que sea ésta la correspondiente a la de 5 m en Burela. Hay que tener en cuenta que esta zona sufrió movimientos de ascenso relativos de pequeña magnitud, donde convergen diferentes superficies de rasa. A principios del Cuaternario, ya funciona como un área de inflexión entre Asturias y Galicia, al elevarse el conjunto sierras-pedimentos. Como consecuencia de estos levantamientos pequeños, los espesores sedimentarios sobre las rasas son más importantes, habiendo que buscar la clave del solapamiento de algunas rasas en tales registros sedimentarios.

Es difícil evaluar la edad de los arrasamientos. Se trata de uno de los retos futuros en la investigación de estas formas del relieve costero. Es la misma historia del levantamiento de la Cordillera Cantábrica a lo largo del Cuaternario y los fenómenos eustáticos que se superponen. El encajamiento de la red fluvial y las terrazas asociadas constituyen elementos correlacionables que conviene usar teniendo en cuenta los procesos de abombamiento que desnivelarán obviamente las rasas y las mismas terrazas fluviales.

Las dataciones de los niveles y depósitos marinos más recientes de las que se disponen resultan demasiado modernas en prácticamente todos los casos. Los datos culturales paleolíticos, que son las muestras más antiguas de la actividad del hombre pueden estimarse en más de 25.000 años B.P. Es decir, los primeros pobladores asturianos conocieron los fríos de la gla-

ciación würmiense, cuando el nivel del mar estaba en una posición más alejada e inferior en altura a la actual. De esta época datan las numerosas coladas de soliflución en las playas y posiblemente la formación de los bloques y cantos cuarcíticos de la punta de Peñas. Para este momento ya estaba formada la plataforma de abrasión actual y mucho antes habría que fijar la plataforma y depósitos de 5-6 m (rasa VII).

El paso de esta regresión a la fase transgresiva flandriense, que le sigue en el tiempo, se hace a través de una serie de oscilaciones climáticas alternantes frías secas y húmedas y templado húmedas y consiguientemente con varia-

ciones en el nivel del mar. También entre estos episodios se produce la eolización de la punta de Peñas y Campa de Torres y en general de todo el borde costero, donde se conservan materiales cuarcíticos periglaciares y otros tallados del Paleolítico Inferior eolizados.

La evolución a nuestros días se efectúa mediante un descenso paulatino del nivel del mar, no pudiéndose en ningún caso comparar el nivel arenoso superior de Bañugues con los restos de *Purpura hoemastoma* de Xivares. Estos últimos se emplazaron por el hombre, probablemente magdalenense, que ejerció su actividad sobre una duna eólica costera.

BIBLIOGRAFIA

- Barrois, Ch. (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mémoires de la Société Géologique du Nord*, 2, Lille. Imprimerie et Librairie Six Horemans.
- Birot, P. (1949).—Les surfaces d'érosion du Portugal central et septentrional. Rapport comm. des surfaces d'aplanissement. *Congrès U.G.T.*, Lisbonne, 11 pp.
- y Solé Sabarís, L. (1954).—Recherches morphologiques dans le N-W de la Péninsule Ibérique. *Mémoires et documents, C.N.R.S.*, 270 (D), 1.865-1.870.
- De Blas Cortina, M. A., Morales, M. G., Márquez Uría, M. C. y Rodríguez Asensio, J. A. (1978).—Picos asturianos de yacimientos al aire libre en Asturias. *Bol. del Inst. de Est. Ast.*, 93-94, 337-350.
- Clarke, G. A. (1976).—El Asturiense Cantábrico. *Biblioteca Prehistórica Hispana*, XIII, Madrid.
- Conde de la Vega del Sella, Ricardo Duque de Estrada (1916).—El Paleolítico de Cueto de la Mina. *Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas*, Museo Nacional de Ciencias Naturales, 4, Madrid.
- Corchón, M. S., Hoyos Gómez, M., Soto Rodríguez, E. y Meléndez Hevia, G. (1981).—Cueva de las Caldas, San Juan de Priorio (Oviedo). *Excavaciones Arqueológicas en España*, 115.
- Corrales, I., Rosell, J., Sánchez de la Torre, L. M., Vera, J. A. y Vilas, L. (1977).—*Estratigrafía*. Ed. Rueda, Madrid.
- Dantín Cereceda, J. (1917).—Evolución morfológica de la bahía de Santander. *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat. (Ser. Geol.)*, 20, Madrid.
- Deperet, Ch. (1922-1926).—Essai de classification générale des temps quaternaires. *Congrès Geol. Intern. C. R. XIII*, Bruxelles, 3, 1.409-1.428.
- Flor, G. (1979).—*Depósitos arenosos de las playas del litoral de la región de Cabo Peñas: sedimentología y dinámica*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo (no publicada).
- , Marquínez, J. y O'Neill, A. (1983).—El complejo de dunas eólicas de la playa de Frouxeira (Meirás-Valdoviño, La Coruña). *Publicación de la VI Reunión del Cuaternario, Galicia*.
- Gómez de Llarena, J. y Royo Gómez, J. (1927).—Las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander. *Bol. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, 17, 19-38.
- Guilcher, A. (1955).—La plage ancienne de La Franca (Asturies). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 241, 1.603-1.605.
- (1977).—Les «rasas»: un problème de morphologie littorale générale. *Ann. de Géographie*, 455, 1-33.
- Hernández Pacheco, F. (1949).—Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano. *C. R. du VII^e Congrès International de Géographie, Lisbonne*, 2 (II-III), 29-86.
- y Asensio Amor, I. (1963).—Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica. V. Tramo comprendido entre el valle del río Porcia y la ría del Eo. *Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat.*, 61, 89-120.
- Hoyos Gómez, M., Martínez Navarrete, M. I., Chapa Brunet, T., Castaños, P. y Sanchiz, F. B. (1980).—La Cueva de la Paloma. Soto de las Regueras (Asturias). *Excavaciones Arqueológicas en España*, 116.
- Llopis Lladó, N. (1954).—El relieve de la región central de Asturias. *Est. Geográf.*, 15 (57), 501-550.
- (1955).—Los depósitos de la costa cantábrica entre los cabos Busto y Vidio (Asturias). *Speleon*, 33-347.
- (1962).—Mapa Geológico de Asturias. Hojas n.º 1 y 2. Estudio de la región de Cabo Peñas. *Instituto de Estudios Asturianos*, 116 pp., 10 pls., 2 mapas, Oviedo.
- Malod, J. A. y Vanney, J. R. (1980).—Etude morphologique de la pente du banc Le Danois (Marge continentale nord-espagnole) d'après un relevé bathymétrique au sondeur multifaisceaux et des observations en submersible Cyana. *Annales de l'Institut Océanographique*, 56 (S), 73-83.
- Mary, G. (1968).—Datation de la plage fossile de Xivares (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 266 (D), 1.941-1.942.
- (1970).—Dépôts marins et éolisation ancienne près du phare de Peñas. *Brev. Geol. Ast.*, 14 (3), 29-32.
- (1971).—Les hautes surfaces d'abrasion marine de la côte asturienne (Espagne). *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, 2 (V. 5), 1-12.
- (1979).—*Evolution de la bordure côtière asturienne (Espagne) du Néogène a l'actuel*. Thèse de Doctoral d'Etat, Université de Caen.
- , Medus, J. y Delibrias, G. (1975).—Le Quaternaire de la côte asturienne (Espagne). *Bull. A.F.E.Q.*, 1, 13-23.
- Nonn, H. (1969).—Evolution géomorphologique et types de relief en Galice occidentale et septentrionale. *Revue de Géogr. Phys. et de Géol. Dynam.*, 11 (1), 31-50.
- d'Ozouville, L. (1971).—*Le Plateau Continental Nord Espagnol entre 4º W et 7º 40' W*, Thèse, Université de Rennes.
- Pannekoek, A. J. (1970).—Additional geomorphological data on the ria area of Western Galicia (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 37, 185-194.

- Pérez González, A. (1981).—*Terciario y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.
- Reguant, S. y Truyols, J. (1968).—El *Nummulites* aff. *biedai* de Cabo Oriambre (San Vicente de la Barquera, Santander) y su situación estratigráfica. *Brev. Geol. Ast.*, 12 (2), 1-4.
- Rodríguez Asensio, J. A. (1983).—La presencia humana más antigua en Asturias (El Paleolítico Inferior y Medio). *Estudios de Arqueología Asturiana*, 2.
- y Flor, G. (1979).—Estudio del yacimiento prehistórico de Bañugues y su medio de depósito (Gijón, Asturias). *Zephyrus*, 29, 205-222.
- Schulz, G. (1858).—*Descripción geológica de la provincia de Oviedo*, Madrid.
- Solé Sabarís, L. (1952).—Geografía física de la Península Ibérica. *Geografía de España y Portugal*, 1, 497 pp., 186 figs., 96 pls., Barcelona.
- Straus, L. G., Altuna, J., Clark, G. A., González Moralés, M., Laville, H., Lerd-Gourhan, A., Menéndez de la Hoz, M. y Ortea, J. A. (1881).—Paleoecology at La Riera (Asturias, Spain). *Current Anthropology*, 22 (6), 655-682.
- Terán, M., Solé Sabarís, L., Bolos, M., Bosque Maurel, J., Cabo, A., Capel, H., López Gómez, A., Roselló, V., Vila Valenti, J. y Villegas Molina, F. (1978).—*Geografía General de España*, Ed. Ariel.
- Virgili, C., Mary, G., Suárez, L. C. y Brell, J. M. (1968).—Depósitos marinos del cuaternario antiguo (?) sobre la cuarcita armoricana del Cabo Torres (Gijón). *Brev. Geol. Ast.*, 12 (2), 4-8.

