

El lagoon de Seselle: un episodio de la transgresión holocena en la Ría de Ares (A Coruña, Galicia, España). Datos geomorfológicos, sedimentarios y paleoecológicos

The Seselle lagoon: an episode of holocene transgression in the Ría de Ares (A Coruña, Galicia, Spain). Geomorphologic, sedimentary and palaeoecological data

SANTOS FIDALGO, M. L. & VIDAL ROMANI, J. R.

La secuencia sedimentaria estudiada representa una parte de la transgresión holocena en la costa gallega en un tramo de Ría. La datación por ^{14}C permite asignar este episodio al SubBoreal. El medio sedimentario y paleoecológico representado corresponde a una pequeña laguna litoral de agua dulce, con un desarrollo de unos 380 años de vida, que se ve inundada por el mar, primero brevemente y luego definitivamente 4.000 años antes de ahora, siendo fosilizada posteriormente por un cordón de dunas progradantes que evoluciona en la actualidad a un nivel de playa transgresivo.

Palabras clave: Geomorfología, Sedimentología, Cronología, Transgresión holocena, Ría de Ares, España.

The sedimentary sequence studied represent part of the holocene transgression in the galician coast in a section of a Ría. ^{14}C dating place this episode in the SubBoreal. Sedimentary and palaeoecological environments represented correspond to a little freshwater litoral pond of 380 years invaded by the sea briefly in the beginning of its history and at the end (4000 years B.P.). Subsequently it was fossilized by progradant dunes evolving now to a transgressive beach level.

Key words: Geomorphology, Sedimentology, Chronology, Holocene transgression, Ría de Ares, España.

INTRODUCCION

La costa gallega de rías es uno de los entornos más adecuados para el estudio de las variaciones del nivel del mar durante el Holoceno. Por una parte su situación protegida de la actuación directa de las olas ha permitido la conservación de sedimentos, tanto marinos como continentales, en el borde costero actual o en el fondo de las mismas rías (REY, 1990). Por otra, los bajos gradientes topográficos existentes en su línea costera, sobre todo en el caso de las Rías Medias y Bajas (TORRE ENCISO, 1958), que permiten la conservación de las secuencias de sedimentos marino-continentales más continuas de todo el Holoceno gallego, hacen que se considere el medio de ría, como el lugar más idóneo para el estudio y caracterización de este período en Galicia.

La preservación de los niveles marinos va a depender de distintos factores, entre los que destaca la persistencia del estacionamiento del mar a un determinado nivel. Para el caso del Holoceno, la propia duración del período de tan sólo unos 10.000 años, indica ya por sí misma que la erosión marina no ha podido ser lo suficientemente intensa (REY, 1990), como para dejar en la costa una morfología claramente reconocible (VIDAL ROMANI, 1989). Sin embargo, en otros casos en que las condiciones de sedimentación son las adecuadas y los valores de parámetros como la producción (VARELA *et al.*, 1984) elevados, cabe esperar acumulaciones sedimentarias de gran continuidad temporal y espesores apreciables. Si ésto ocurre en zonas protegidas de las olas, como es el caso de las rías, los sedimentos pueden conservarse en secuencias muy espesas.

A pesar de todo lo antedicho, no se ha realizado hasta la fecha un estudio detallado del Holoceno en Galicia, y los desarrollados hasta el momento no han sido enfocados desde un punto de vista multidisciplinar: geomorfológico, estratigráfico y paleontológico.

El afloramiento estudiado se encuentra en la península de Ares-Mugardos (Fig. 1), entre las Rías de Ares-Betanzos y de O Ferrol.

La línea de costa presenta ensenadas largas y estrechas de claro origen estructural (Chanteiro, O Baño) y otras más amplias y abiertas (Ares, Punta Promontoiro). En las áreas más expuestas (Punta Coitelada-Punta do Castelo) la costa es acantilada y su trazado es sinuoso y recortado. Las playas de arena se desarrollan únicamente en el sector de las Rías de Ares-Betanzos, siendo las más importantes la de Chanteiro (en la zona de confluencia de la ría de Ares y de O Ferrol) y la playa de Ares o de Seselle-O Raso.

La Ría de Ares, con una extensión en línea de aire de 6 km y anchuras muy variables (1-2 km), es un gran accidente geográfico interpretado como un amplio valle fluvial sumergido de forma cónica (ASENSIO & GRAJAL, 1981). Según NONN (1966) es una de las rías más clásica y netamente ligada a la erosión fluvial.

El área de estudio se encuadra dentro de la zona Centroibérica (JULIVERT *et al.*, 1972) del Macizo Hespérico, y dentro de ella en el Complejo de Ordenes (Fig. 2), constituido por materiales principalmente detríticos. Se trata fundamentalmente de metasedimentos que presentan un metamorfismo muy bajo. Han sido denominados por PARGA PONDAL (1956) como «esquistos metamórficos de Ordenes», señalándose entre ellos la presencia de esquistos neísicos con plagioclasa, albita y areniscas con cuarzo y albita detríticos.

La edad de estos metasedimentos no es conocida, dado que no se han encontrado fósiles que faciliten su datación. Para algunos autores estas rocas serían asimilables a las series del Precámbrico Superior de la Península Ibérica (complejo esquistogranítico, Serie de Villalba o Pizarras de Narcea). Para otros podría tratarse de sedimentos paleozoicos, posiblemente cámbricos y ordovícicos (IGME, 1982, 1984).

A excepción de los «esquistos metamór-

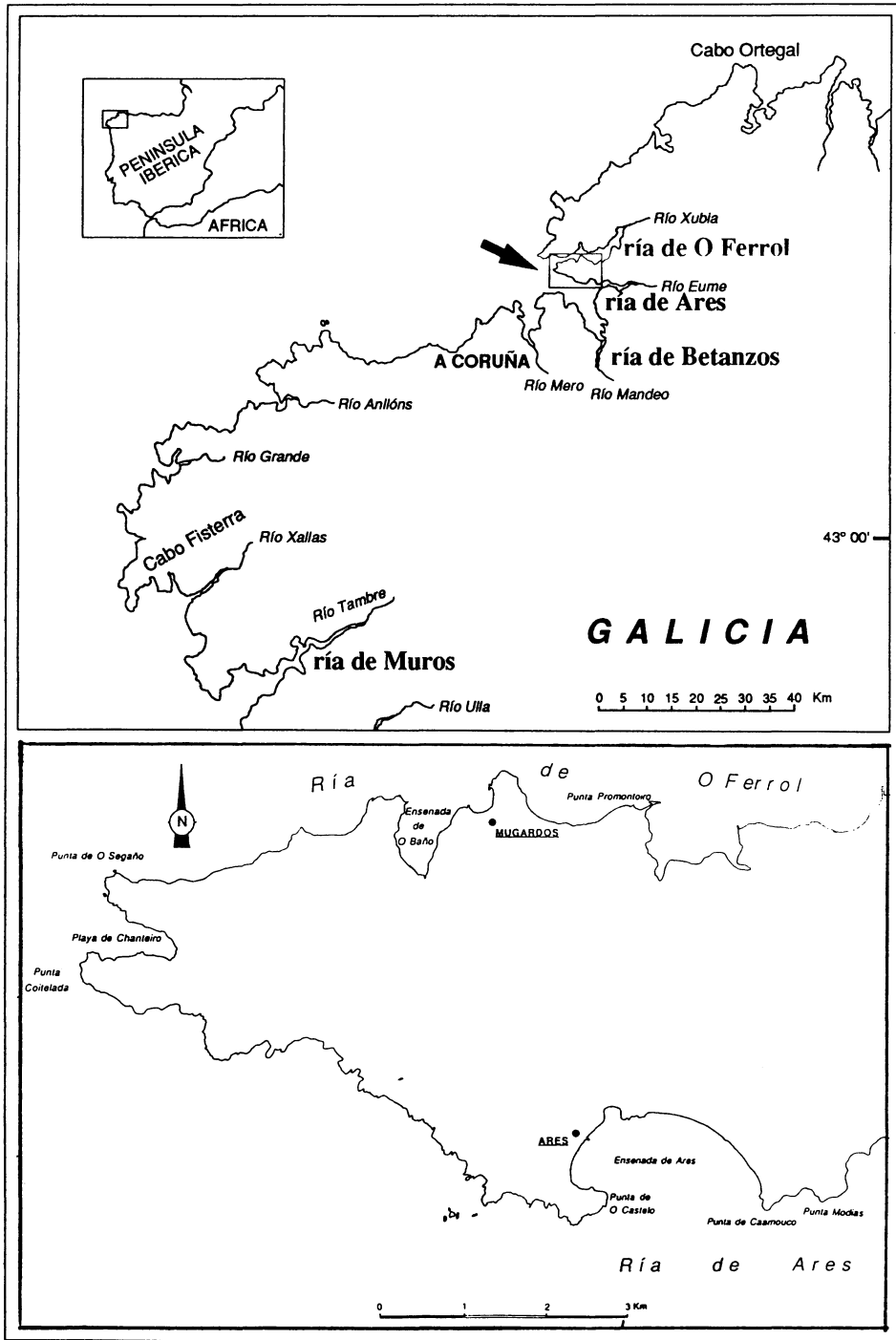
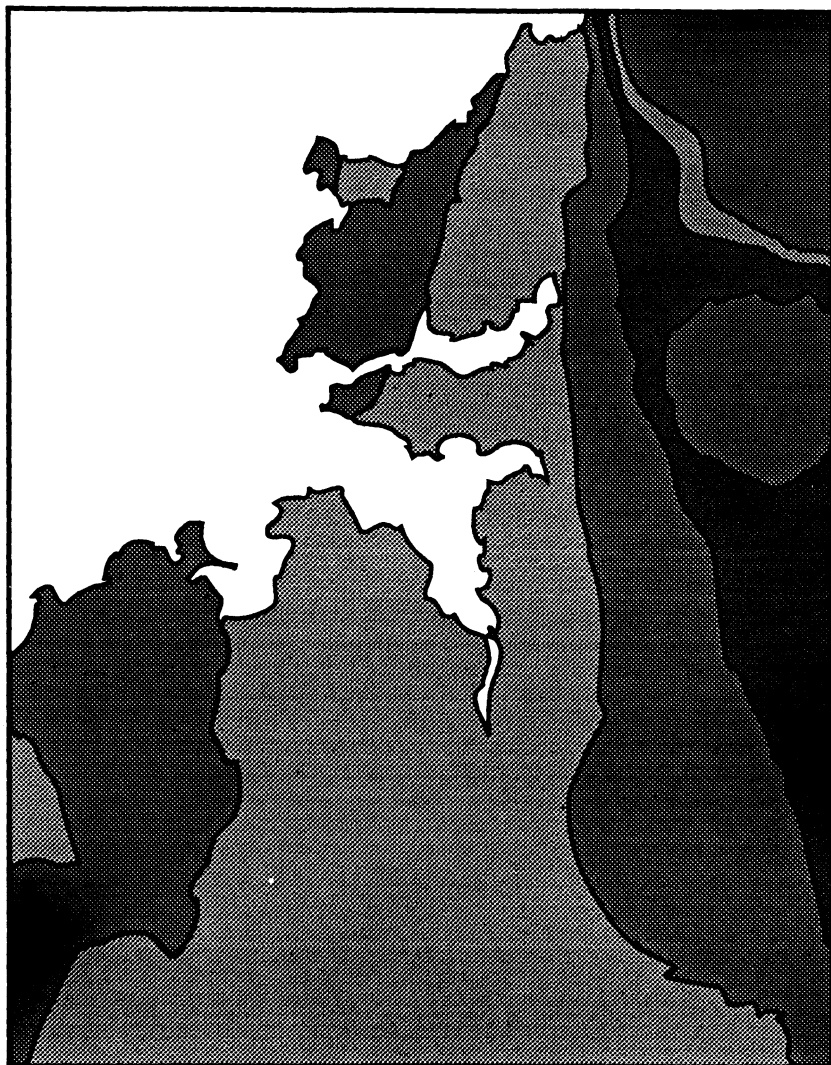


Fig. 1. Mapa de situación de la zona de estudio.



LEYENDA

Escala 1:400.000






-  Complejo de Ordenes
-  Rocas ígneas
-  Silúrico
-  Complejo de Cabo Ortegal
-  Ollo de Sapo

Fig. 2. Mapa Geológico. Según IGME (1982, 1984).

ficos de Ordenes» no se han reconocido otros materiales en el área estudiada hasta el Cuaternario ya que no están representados los depósitos terciarios.

El conocimiento actual del cuaternario gallego es incompleto. Según VIDAL ROMANI (1989), en la zona estudiada, los depósitos cuaternarios alcanzan escaso desarrollo y aparecen claramente relacionados con el sistema de fracturas. Estos depósitos quedan limitados a la presencia de acumulaciones areno-limosas en las desembocaduras de los ríos, depósitos de fondo de valle y terrazas, turberas, depósitos de ladera, playa, lagunas lacustres y sedimentos eólicos.

Conviene destacar la existencia de un recubrimiento general de materiales, originados principalmente por meteorización de la roca y por acumulación de materia orgánica, lo cual da lugar a la aparición de coluviales y suelos a veces de un espesor considerable (hasta 3 m) y que, en general, no aparecen representados en la cartografía.

Es de notar la presencia de alguna terraza fluvial (± 60 m) atribuida por NONN (1966) al período interglacial GUNZ-MINDEL.

Los depósitos asociados a las zonas de playa están constituidos por materiales de tamaños diversos en función de distintos factores. Las playas poco abrigadas frente al oleaje están constituidas principalmente por cantos. Son sin embargo más frecuentes las playas de arena; en éstas el tamaño de grano varía a veces gradualmente desde arenas de grano grueso en las zonas menos abrigadas a arenas de grano muy fino en las más abrigadas. Mineralógicamente, el componente principal de las arenas es el cuarzo, si bien su composición depende en cada caso de la litología del substrato.

A veces, como consecuencia del transporte por el viento de las arenas de playa, se han originado dunas en la zona supralitoral, que en ocasiones favorecen el desarrollo de áreas mal drenadas a las que confluyen las aguas continentales (Sada, Ares, Miño, etc.). A partir de estas áreas y según las ca-

racterísticas de cada caso se han originado zonas de marisma, zonas pantanosas o lagoons.

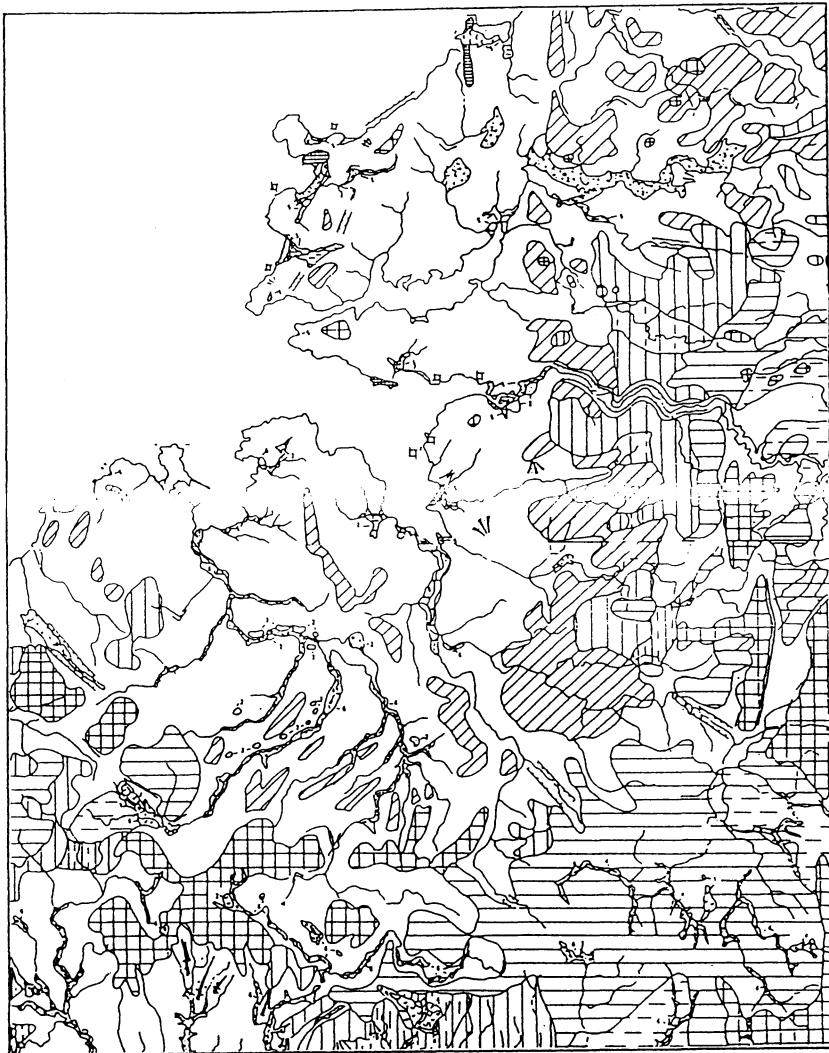
Desde un punto de vista geomorfológico (Fig. 3) podemos destacar la existencia de las tres superficies antiguas (S1, S2 y S3), las dos primeras asignadas al Terciario superior y la S3 al Plio-Cuaternario (VIDAL ROMANI *et al.*, 1989 a y b), así como sus correspondientes prolongaciones degradadas individualizadas por un sistema de fracturas muy densas, utilizadas por la red de drenaje que se encaja según ellas. El resto del área, en la que se encuadra nuestra zona de trabajo, no ha sido definida geomorfológicamente. Sin embargo, cuando se examina a escala de detalle, puede constatarse que en la proximidad de la costa, la superficie topográfica se encuentra enormemente diferenciada.

La razón es que el borde costero ha debido actuar desde el principio del Cenozoico como nivel de base, contribuyendo a una rápida degradación de las tres superficies iniciales en otras más modernas, no todas cartografiadas a la escala de este trabajo. Corresponden a esta etapa los encajamientos de la red fluvial y algunas pequeñas plataformas erosivas de origen marino.

MATERIAL Y METODOS

Los estudios geomorfológicos realizados se han estructurado en tres fases diferentes y sucesivas. Primero se realizó un examen de la zona de estudio por foto aérea, lo que permitió establecer las unidades geomorfológicas esenciales en el área. Posteriormente se contrastaron en el campo los datos deducidos en gabinete, para ya en una tercera fase realizar la cartografía geomorfológica definitiva.

La escala de trabajo utilizada para el estudio de fotointerpretación fue de 1:25.000 en vuelo realizado por la Xunta de Galicia en Septiembre de 1980, para luego pasar los datos obtenidos a una cartografía topográfica a escala 1:10.000 realizada también por



LEYENDA

Escala 1:400.000













	Superficie S1		Superficie S3		Terraza
	Superficie S1 degradada		Glacis		Cañones, Valles de fractura
	Superficie S2		Relieves residuales		Rasa o superficie de abrasión
	Superficie S2 degradada		Llanura de inundación		Rasa no cartografiable

Fig. 3. Mapa geomorfológico. Según Vidal Romaní *et al.* (1989 a y b).

la Xunta de Galicia a partir del mismo vuelo. Asimismo, se han tenido en cuenta los datos previos de otros autores para la misma zona.

A partir de los datos de profundidad de la Carta Marina 929 a escala 1:40.400 levantada por la Comisión Hidrográfica en 1918, se realizó también una reconstrucción de la morfología submarina.

Debido al enfoque de este trabajo, el reconocimiento de sedimentos se ha reducido a una identificación de aquellos directamente asociados al sedimento estudiado. Dicha identificación fue realizada en el campo y consistió en la descripción *de visu* de los sedimentos y en la elaboración de la columna estratigráfica *ad hoc* para la zona.

RESULTADOS

El rasgo morfológico dominante en el área estudiada (Fig. 4) es su topografía indiferenciada con relieve poco destacado. Un análisis geomorfológico de detalle permite distinguir, sin embargo, una secuencia de superficies escalonadas a distintas alturas, con una edad y génesis indeterminadas (pero claramente cuaternarias).

Los relieves más elevados, que constituirían el nivel de cumbres, se sitúan fuera de la zona de trabajo, al W y E de la misma, y parecen relacionados con la litología. Las alturas mayores corresponden a los relieves graníticos (Bailadora, 266 m) mientras que con substrato esquistoso no se superan los 127 m.

Entre estos dos niveles de cumbres se escalonan hasta cuatro niveles de superficies que enlazan entre ellas mediante cambios bruscos de pendiente en unos casos, o de manera más gradual en otros. Estas superficies por su posible génesis se han subdividido en dos grupos: superficies de erosión «s.l.» (90-70 m; 70-50 m) y superficies asimiladas a rasas marinas (40-50 m; 20-30 m). Directamente sobre el terreno y a partir de la foto aérea aún es posible distinguir otros

pequeños replanos a 4-7 m sobre el nivel del mar (Chanteiro, Ares, Promontorio, etc.), que por su escaso desarrollo areal no aparecen representados en la cartografía.

Por criterios aplicables a toda la costa gallega, se asigna un origen marino a las superficies hasta un máximo de 50 m sobre el nivel actual del mar.

También a partir del análisis morfológico del relieve se pone de manifiesto la existencia de una depresión topográfica, orientada en dirección N-S, con una altura máxima de 45 m sobre el nivel actual del mar y situada entre Ares y el sector Punta Promontorio-O Seixo. Paleogeográficamente, durante la etapa de máxima transgresión marina antes mencionada (40-50 m) correspondería a una comunicación marina entre Ares y la Ría de Ferrol.

Por lo que se refiere a la cartografía geomorfológica submarina (Fig. 5) se ha realizado un mapa de isobatas que permite reconstruir la posición de al menos dos barras arenosas sumergidas. En cambio no es apreciable como en otras rías gallegas (Muros, Arousa) (PANNEKOEK, 1966; REY, 1990) la situación del antiguo cauce fluvial inundado correspondiente en nuestro caso al Eume durante las etapas marinas regresivas.

Se ha realizado también un levantamiento estratigráfico de la columna sedimentaria local en la que se incluye el nivel estudiado en este trabajo. De techo a muro (Fig. 6) se distinguen los siguientes niveles:

1. La base está representada por los esquistos de Ordenes (IGME, 1984).
2. Sobre ella se desarrolla un regolito correspondiente al mismo tipo de roca, que aunque intensamente alterado, conserva perfectamente la estructura y características originales de la roca. Recibe la denominación local de «pena morta». El espesor de este nivel es variable, habiéndose observado en algún punto de la costa hasta 2 m de potencia para este regolito, pero en el área estudiada no supera los 50 cm de espesor cuando existe (MACIAS *et al.*, 1980).

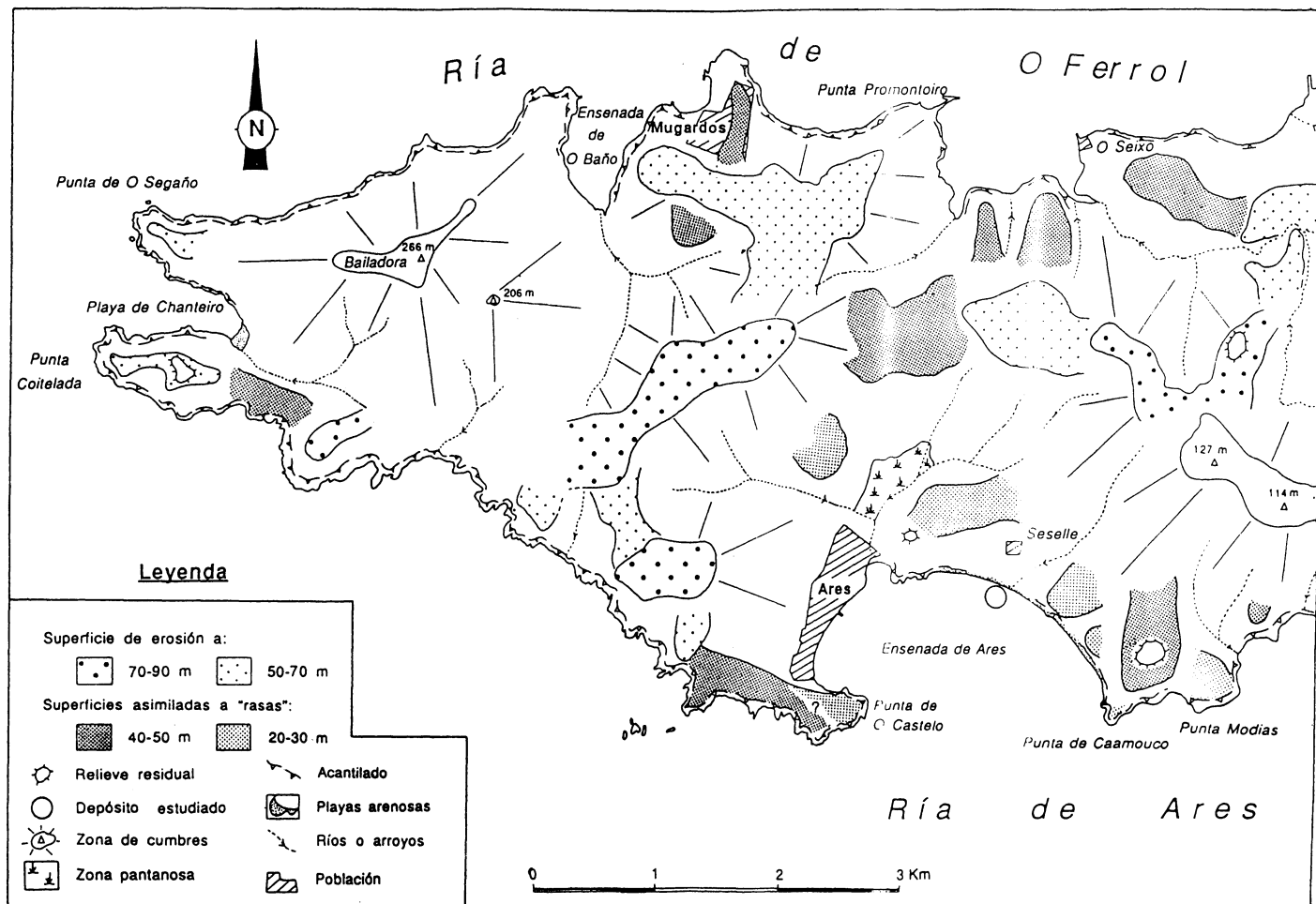


Fig. 4. Mapa geomorfológico de la zona.



Fig. 5. Mapa de isobaras de la ensenada de Ares, estimadas a partir de los datos de la Carta Marina 929.

3. Este nivel corresponde a un depósito coluvial de matriz arcillo-limosa, que engloba a cantos dispersos de cuarzos angulosos a subangulosos indicando un transporte escaso a partir del nivel precedente. El espesor observado no sobrepasa los dos metros, siendo en la zona del trabajo de 60 cm.

4. Gravas aluviales bien rodadas a subredondeadas canto-soportadas de cuarzo y cuarcita. Matriz arcilloso-arenosa de color claro a amarillo rojizo.

5. Nivel de turba con fragmentos de madera, troncos y tocones en posición original (75 cm).

6. Gravas y arenas gruesas marinas bien rodadas (30 cm).

7. Arenas finas marinas con cuarzo y bioclastos (60 cm).

8. Arenas eólicas bien calibradas (120 cm).

9. Suelo actual (50 cm).

Se presentan los resultados de las dataciones ¹⁴C de las muestras correspondientes al nivel estratigráfico 5. Se incluye, además de la referencia del laboratorio donde se realizaron, los criterios en que se apoya la estimación de la edad en cada uno de los intervalos estudiados en este trabajo. Como se puede ver en el siguiente cuadro, se ha efectuado la datación absoluta de un trozo de madera situado en el horizonte superficial de la turba, así como techo y muro del registro.

DISCUSION

El yacimiento de Seselle corresponde geomorfológicamente a una etapa tardía en la generación del relieve de la Ría de Ares. Su situación al nivel actual del mar, define

REFERENCIA	MATERIAL DATADO	DATACION (años ¹⁴ C BP)	ERROR (años ¹⁴ C BP)	PROFUNDIDAD (en cm)
ICEN-929	Madera	3.450	±100	Superficie
ICEN-928	turba	3.970	± 50	0
ICEN-930	turba	4.350	± 90	70

TABLA I. Dataciones ¹⁴C obtenidas en el registro de Seselle 1.

una superficie encajada sobre la rasa más moderna (+4 m), indicando una posible edad holocena para el depósito estudiado. Estratigráficamente se confirma esta idea, ya que el nivel orgánico de Seselle se intercala entre el aluvial basal (4) y los episodios coluvionares subactuales (6) (Fig. 6).

Las dataciones absolutas de los sedimentos de Seselle a muro del nivel turboso (5) dan 4.350 ± 90 años BP y a techo 3.970 ± 50 años BP lo que permite situarlo en el Holoceno.

El depósito estudiado presenta unas ca-

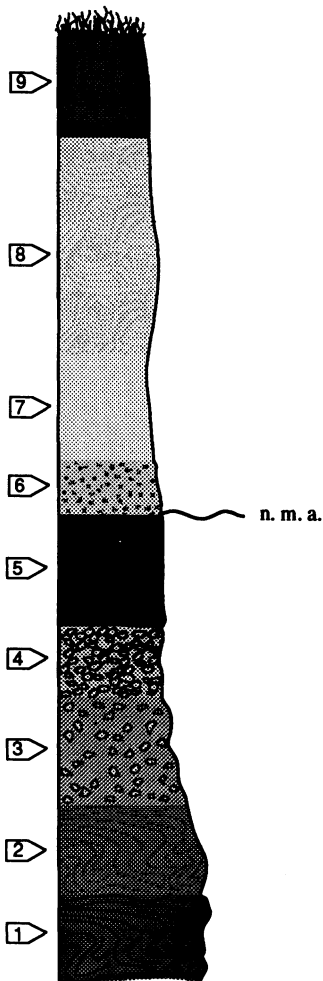


Fig. 6. Columna estratigráfica.

racterísticas bien definidas, y representa un medio sedimentario costero-palustre.

El análisis de los diagramas de diatomeas (SANTOS, 1993; SANTOS, BAO & JALUT, 1993) aporta nuevos datos. El aspecto más significativo de las tendencias estudiadas en la composición de diatomeas a lo largo del perfil estudiado es la disminución primero brevemente en la base del depósito y luego más claramente desde los 20 cm hasta el techo, de los táxones oligohalobios indiferentes y halófbos en favor de las diatomeas polihalobias y mesohalobias (SANTOS, 1993; SANTOS, BAO & JALUT, 1993). Esto se interpreta como un aumento en las concentraciones salinas de las aguas en la laguna de Seselle, asociado a dos etapas transgresivas marinas. La disminución simultánea del porcentaje de diatomeas oligohalobias indiferentes y halófbos en las muestras superiores del nivel estudiado, ha sido interpretada (SANTOS, 1993; SANTOS, BAO & JALUT, 1993) como el reflejo de la invasión marina final de la laguna de Seselle.

La presencia de foraminíferos y su variabilidad es escasa en las muestras estudiadas (SANTOS, 1993; SANTOS, BAO & JALUT, 1993). *Cibicides lobatulus* es la especie más abundante. Aún tratándose de un organismo típico de plataforma interna se encuentra muy bien representado en los sedimentos de playa (LORTIE & GUILBAULT, 1984). Los caparazones extraídos presentan un tamaño casi idéntico en todas las muestras y entre sí (no aparecen juveniles y adultos lo que sería indicativo de restos de fauna «*in situ*»). Esto sugiere la existencia de una selección «*post mortem*», sin duda realizada por el viento. Se puede descartar que esta fauna corresponda a un ambiente de marisma salobre (en cuyo caso debería de aparecer fauna de foraminíferos aglutinantes). Todo esto permite asegurar que la invasión por el mar del área palustre de Seselle debió de ser un acontecimiento muy rápido, sin un intervalo de adaptación que de otro modo aparecería reflejado en la asocia-

ción de foraminíferos incluidos en los sedimentos.

La lectura paleoecológica obtenida a través del estudio micropaleontológico (SANTOS, 1993; SANTOS, BAO & JALUT, 1993), se complementa y nos permite reconstituir dos paleoambientes fundamentalmente:

1) entre 75-25 cm, medio continental vegetado, cercano a la línea de costa y que recibiría aportes eólicos litorales de ahí la existencia de los foraminíferos típicos de playa (caparazones de foraminíferos bentónicos).

2) entre 25-0 cm, este ambiente tiene condiciones más salobres, manifestado sobre todo en las diatomeas y en la aparición de táxones vegetales halófilos. Este cambio en las condiciones se atribuye al ascenso del nivel del mar.

En la época considerada debemos imaginar un nivel marino ligeramente más bajo que el de nuestros días, donde se desarrolló la formación turbosa estudiada. Entre la turbera y el océano debía situarse un cordón dunar que dificultaba el drenaje de las aguas dulces del continente. Este estancamiento de aguas continentales detrás del cordón dunar provocó la formación de medio dulceacuícola. Posteriormente un aumento del nivel del mar daría lugar a un medio más salobre, evidenciado sobre todo por el polen y por las diatomeas (SANTOS, 1993; SANTOS, BAO & JALUT, 1993). El hecho de que ni sedimentación ni foraminíferos reflejen ese cambio, indica que el anegamiento de la zona palustre de Seselle fue muy rápido.

Al menos en el ámbito de la Ría de Ares no se han reconocido otros afloramientos fósiles equivalentes a Seselle. Sin embargo, existen una serie de indicios que permiten suponer como válida su extensión no sólo al resto de la costa gallega sino al borde cantábrico, lo que tendría una gran importancia, habida cuenta de la escasez de datos sobre el

Holoceno en la costa atlántica ibérica (PIRAZZOLI, 1990).

En Galicia se conoce otro nivel semejante en la Ría de Arousa (Lobeira Grande, Boiro), que aparece asociado a cerámica campaniforme. Según Vázquez Varela (com. per.), aún no habiéndose realizado datación alguna por métodos absolutos, puede dársele una edad de 4.000 B.P. La importancia de esta nueva localización contemporánea a Seselle, en una zona de costa como la de rías, que se supone tectónicamente muy activa durante el Cenozoico (VANNEY *et al.* 1979), es decisiva, ya que permite suponer una estabilidad de la costa gallega durante esta etapa del Holoceno, reforzando así las garantías de correlación entre niveles marinos eustáticos contemporáneos al de Seselle y situados en localidades aún más alejadas. Es el caso del nivel de bosque fósil inundado de Santoña (Santander) (CEARRETA, 1993), donde se han datado dos troncos fósiles en 4.070 ± 100 y 3.080 ± 100 B.P.

CONCLUSIONES

La secuencia sedimentaria de Seselle representa una parte de la transgresión holocena en las Rías gallegas comprendida entre 4.350 ± 90 años B.P., fecha del muro de la secuencia estudiada y 3.970 ± 50 B.P., fecha del techo de la misma.

El medio sedimentario y ecológico representado por el depósito de Seselle corresponde a una pequeña laguna litoral de agua dulce, con unos 380 años de vida, que es bruscamente invadida por el mar durante la oscilación eustática positiva del Subboreal (hace 4.000 años). Posteriormente es fosilizada por un cordón de dunas progradantes evolucionando en el momento actual a un nivel de playa transgresivo.

El estudio de este tipo de depósitos orgánicos, frecuentes en la costa gallega, utilizando criterios diferentes, como los micro-

paleontológicos, estratigráficos y geomorfológicos, se revela como el procedimiento más adecuado a la hora de reconstruir las condiciones paleoambientales en medios fósiles.

Los resultados obtenidos de las diferentes líneas de investigación desarrolladas en este trabajo, son altamente coincidentes a la hora de reconstruir la variación de los parámetros ambientales en la laguna fósil de Seselle. Sin embargo, los datos micropaleon-

tológicos reflejan estos cambios de manera más precisa que los sedimentarios.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Maribel Nieto Freire los datos geomorfológicos proporcionados sobre el área de trabajo. También al Profesor Cearreta su identificación de los foraminíferos encontrados.

BIBLIOGRAFIA

- ASENSIO, I. & GRAJAL, M. (1981). Rasgos morfológicos y sedimentológicos de la ría de Betanzos (La Coruña, Galicia, España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2: 197-208.
- ASENSIO, I. & GRAJAL, M. (1982). Morfología litoral y sedimentación actual de la ría de Ares (La Coruña, Galicia, España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3: 247-264.
- CEARRETA, A. (1993). Palaeoenvironmental interpretation of holocene coastal sequences in the southern Bay of Biscay. *Geologische Rundschau* (en prensa).
- CLEVE-EULER, A. (1951-1955). Die Diatomen von Schweden und Finland. *K. Ev. Vet. Ak. Handl. Fjard. ser.*, 2(1), 3(3), 4(1-5), 5(4).
- I.G.M.E. (1982). Hoja y Memoria del Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000. Hoja 8 (2-2): Lugo.
- I.G.M.E. (1984). Hoja y Memoria del Mapa Geológico de España. Escala: 1:200.000. Hoja 1 (2-1): La Coruña.
- IHIRA, M., MAEDA, Y., MATSUMOTO, E. & KUMANO, S. (1985). Holocene sedimentary history of some coastal plains in Hokkaido, Japan. 2. Diatom assemblages of the sediments from Kushiro Moor. *Jap. J. Ecol.*, 35: 199-205.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J. M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Inst. Geol. Min. España, escala 1:1.000.000.
- LORTIE, G. GUILBAULT, J.-P. (1984). Les diatomées et les foraminifères de sédiments marins post-glaciaires du Bas-Saint-Laurent (Québec): une analyse comparée des assemblages. *Naturaliste can. (Rev. Ecol. Syst.)*, 111: 297-310.
- MACIAS VAZQUEZ, F., SILVA HERMO, M. C. & VILLAR CELORIO, M. C. (1980). El factor material de partida en los suelos de las Mariñas. 3.—Formaciones sedimentarias. *Acta Científica Compostelana*, XVII (1): 15-46.
- NONN, H. (1966). *Les régions cotières de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique*. Les Belles Lettres. Paris.
- PANNEKOEK, A. J. (1966). The geomorphology of the surroundings of the Ría de Arosa (Galicia, NW Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 37: 1-5.
- PARGA PONDAL, I. (1956). Nota explicativa del mapa geológico del NO de la provincia de La Coruña. *Leidse Geologische Mededelingen*, 21: 467-484.
- REY, J. (1990). *Relación morfosedimentaria entre la Plataforma continental de Galicia y las Rías Bajas y su evolución durante el Cuaternario*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid.
- SANTOS FIDALGO, L. (1993). *Estudio paleoambiental de la transgresión holocena en la Ría de Ares: el depósito palustre costero de Seselle (A Coruña)*. Tesis de Licenciatura. Universidade de A Coruña. 89 págs. (inédita).
- SANTOS FIDALGO, L., BAO CASAL, R. & JALUT, G. (1993). Estudio micropaleontológico de una turbera litoral holocena en la Ría de Ares (A Coruña, España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 18.
- TORRE ENCISO, E. (1958). Estado actual del conocimiento de las rías gallegas. Libro Homaxe A Ramón Otero Pedrayo, 7: 237-249.
- VARELA, M., FUENTE, J. M., PENAS, E. & CABANAS, J. M. (1984). Producción primaria de las Rías Baixas de Galicia. *Cuadernos da Area de Ciencias Mariñas*, 1: 173-182.
- VIDAL ROMANI, J. R. (1989). Galicia. En: *Mapa del Cuaternario de España*. I.T.G.E. Madrid. pp. 95-104.
- VIDAL ROMANI, J. R.; CASTRO IZQUIERDO, J. A.; GARCIA MELENDEZ, E. & NIETO FREIRE, M. (1989a). Hoja y Memoria del Mapa Geomorfológico de Galicia. Escala: 1:200.000. Hoja 1 (2-1): La Coruña (inédito).
- VIDAL ROMANI, J. R.; CASTRO IZQUIERDO, J. A., GARCIA MELENDEZ, E. & NIETO FREIRE, M. (1989b). Hoja y Memoria del Mapa Geomorfológico de Galicia. Escala: 1:200.000. Hoja 8 (2-2): Lugo (inédito).

Recibido, 12-III-93
Aceptado, 20-VII-93