



# **MAPAS GEOMORFOLÓGICO Y DE PROCESOS ACTIVOS ESCALA 1:50.000**

**OIA/TUI**

**260/261 (3-12/4-12)**

Primera edición

MADRID, 2008



Los Mapas Geomorfológico y de Procesos Activos y la Memoria explicativa de las Hojas de OIA-TUI (260/261) han sido realizados por el Departamento de Infraestructura Geocientífica y Servicios del I.G.M.E. En su realización han intervenido los siguientes autores:

**Mapa Geomorfológico y de Procesos Activos:** Rodríguez García (I.G.M.E.).

**Memoria:** Rodríguez García (I.G.M.E.).

**Dirección y supervisión del I.G.M.E.:** A. Martín-Serrano García y A. Suárez Rodríguez (I.G.M.E.).



# ÍNDICE

<b>1. GEOMORFOLOGÍA .....</b>	<b>7</b>
1.1. Descripción fisiográfica.....	7
1.2. Análisis geomorfológico.....	8
1.2.1. Estudio morfoestructural .....	11
1.2.2. Estudio del modelado.....	12
1.3. Evolución geomorfológica .....	24
1.4. Procesos activos .....	26
<b>2. BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>29</b>



# 1. GEOMORFOLOGÍA

## 1.1. Descripción fisiográfica

Las Hojas 260/261, a escala 1:50.000, de OIA/TUI se sitúan en el margen atlántico del noroeste de Iberia.

El margen atlántico del noroeste de Iberia está caracterizado por los dominios de las Rías Baixas y del Río Miño. Las Rías Baixas están constituidas por un conjunto de anchas y profundas rías de dirección NE-SW mientras que el dominio del Río Miño está constituido por una continua línea de costa de dirección N-S disectada por el relativamente estrecho y poco profundo estuario del Río Miño.

Las principales unidades fisiográficas de las Hojas son: la Bahía de Baiona, el valle del Río Miño y la Depresión Meridiana.

La Bahía de Baiona se sitúa en el extremo sur de la desembocadura de la Ría de Vigo (Cabo de Home-Cabo Silleiro). Esta bahía presenta una anchura de más de 6 km en su desembocadura (Cabo Silleiro-Península de Monteferro); el principal curso fluvial que drena en ella es el Río Miñor.

El valle del Río Miño incluido en las Hojas se extiende de noreste a suroeste. Este valle presenta un perfil longitudinal con pendientes suaves y está limitado por pendientes mayores, al norte, por el Monte Galiñeiro (709 m) y Chan de Mielo (434 m) y, al sur, por el Monte Faro (565 m).

La Depresión Meridiana es una depresión topográfica, alargada N-S y con una longitud de aproximadamente 140 km entre las localidades de Carballo, en el Golfo Ártabro, y Tui, en el Río Miño. Esta unidad presenta una serie de valles con pendientes suaves limitados, al oeste y este, por pendientes mayores. En las Hojas, esta depresión se extiende a lo largo del río Louro y está limitada, al oeste, por el Monte Monte Galiñeiro (709 m) y, al este, por el Chan de Mielo (434 m).

En el resto de las Hojas se pueden diferenciar dos unidades del relieve contrastadas como son una unidad de “relieve suave” y otra de “relieve abrupto”. La primera unidad incluye los

amplios valles con pendientes suaves entorno a los principales cursos fluviales de las Hojas. La segunda incluye a los relieves con pendientes escarpadas y cursos fluviales encajados; es en esta unidad donde se alcanzan las máximas alturas de las Hojas como son los 709 m del Monte Galiñeiro. Es importante destacar que culminando los relieves o colgadas en las laderas aparecen superficies planas y poco inclinadas.

La red de drenaje del margen atlántico del noroeste de la Península Ibérica presenta un régimen de tipo Pluvial Atlántico con notables influencias mediterráneas, caracterizado por caudales con un máximo invernal en el mes de febrero y un apreciable estiaje en los meses de julio y agosto (RÍO Y RODRÍGUEZ, 1992). El principal curso fluvial de las Hojas es el Río Miño; este río es principal curso fluvial del margen atlántico del noroeste de Iberia; presenta una longitud de 308 km y un caudal medio de 340 m<sup>3</sup>/s (RÍO Y RODRÍGUEZ, 1992). Como cursos fluviales menores cabe mencionar los ríos Miñor, principal curso fluvial de la Bahía de Baiona, y Louro, en la Depresión Meridiana; el Río Miñor presenta una longitud de 16 km y el Louro una longitud de 30 km y un caudal medio de 8,44 m<sup>3</sup>/s.

Las Hojas presentan un clima Oceánico Húmedo afectado, en invierno, por los sistemas nubosos de aire templado y húmedo procedentes del Atlántico y, en verano, por el Anticiclón de las Azores que desplaza a las borrascas atlánticas más al norte. Las temperaturas medias anuales son de 14° con amplitudes que van desde los 7° del mes de enero hasta los 20° de los meses de julio o agosto (RÍO y RODRÍGUEZ, 1992). La precipitación anual oscila entre los 1.000 mm cerca de la costa hasta los 2.000 mm del interior; es también notable la aridez estival (RÍO y RODRÍGUEZ, 1992).

## **1.2. Análisis geomorfológico**

En el margen atlántico del noroeste de Iberia se puede observar un relieve en el que destacan la singularidad de las rías, la desembocadura del Río Miño, las altas superficies planas o las anomalías en la red fluvial con valles maduros y pronunciados encajamientos. Este relieve ha llamado la atención de diversos autores que en numerosos trabajos desde finales del siglo XIX hasta el momento actual han discutido distintas interpretaciones sobre el origen de las formas de este relieve.

La primera contribución bibliográfica importante sobre la zona es el trabajo de VON RICHTHOFEN (1886) sobre las rías. Este autor clasifica a las rías gallegas en un tipo específico de costa que define como una alternancia de sierras montañosas y valles inundados transversales al borde litoral y que son el resultado de una transgresión marina que inunda un relieve de origen fluvial consecuente con una desigual resistencia de las rocas del sustrato.

Posteriormente aparecen trabajos en los que se incluye a la tectónica como un factor condicionante en el origen de las rías y de otras formas del relieve. En este sentido HERNÁNDEZ-PACHECO (1912) propone que las rías serían el resultado de un basculamiento del noroeste de la Península Ibérica que provocaría el hundimiento de los valles próximos a la costa. Por su parte, SCHEU (1913) empieza a prestar atención a las superficies de erosión de Galicia y también las relaciona con movimientos tectónicos, especialmente en zonas de fracturación N-S como la Depresión Meridiana.

En los años cuarenta continúan apareciendo trabajos en esta misma línea tectonicista. En el trabajo de CARLE (1949) se interpretan las rías y la Depresión Meridiana como depresiones tectónicas entre bloques levantados. Los trabajos de TEIXEIRA (1944) y HERNÁNDEZ-PACHECO (1949) incluyen el noroeste de Iberia en un área continental afectada por una tectónica tardivarisca distensiva que supondría una sucesión de movimientos epirogénicos, provocando pulsos de erosión y sedimentación con elaboración de varias superficies de erosión.

En los años cincuenta, TORRE ENCISO (1954) continua con el trabajo de HERNÁNDEZ-PACHECO, sin embargo, el más representativo de los trabajos de los años cincuenta es el titulado "*Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Peninsule Ibérique*" de BIROT y SOLE SABARIS (1954); este trabajo constituye el primer intento de esclarecer de forma sistemática el problema de las superficies de erosión presentes en Galicia. En este trabajo se admite la morfología en "teclas de piano" (HERNÁNDEZ-PACHECO, 1949) que se interpreta como la expresión de una tectónica de bloques en régimen distensivo.

Paralelamente a estas investigaciones destaca el trabajo de COTTON (1956). Este autor vuelve a retomar la idea de VON RICHTHOFEN que destaca a los factores litológicos y eustáticos como los condicionantes del origen de las rías y asume que las rías se formaron en relación con una zona de debilidad impuesta por una fracturación NE-SO aprovechada por la red de drenaje.

El principal trabajo de los años sesenta es la tesis de NONN (1966) titulada: “*Les Regions Cottieres de la Galice (Espagne). Etude Geomorphologique*”. La aportación más importante de este autor es la definición de cuatro superficies de erosión basándose en estudios de cuencas terciarias. La importancia concedida por este autor a la “Tectónica Neógena”, vuelve a dar un fuerte peso a los movimientos de bloques en la interpretación tanto de las rías como del resto del relieve.

En esta época también aparece el trabajo de PANNEKOEK (1966) titulado: “*The geomorphology of the surroundings of the Ría de Arosa (Galicia, NW Spain)*”. Es un trabajo centrado en la Ría de Arousa y en el que se interpreta la Depresión Meridiana como un ‘rift valley’; los ríos que desembocan en las rías siguiendo la dirección NE-SO serían anteriores al hundimiento del ‘rift valley’ y una vez producido el mismo, se encajarían aguas arriba y tendrían un ensanchamiento aguas abajo que originaría las rías. Sin embargo, estas ideas fueron modificadas con posterioridad, y así, en PANNEKOEK (1970) se redefine la Depresión Meridiana como una zona de falla compleja que sólo en determinadas partes tiene carácter de fosa y se acepta a los procesos erosivos fluviales a lo largo de líneas de falla preexistentes como los principales procesos en el modelado del relieve.

Los distintos enfoques genéticos del relieve expuestos en estos trabajos han sido el resultado de la escasez de sedimentos recientes o de otros criterios válidos que permitan realizar dataciones precisas de formas del relieve. En este sentido destaca la aportación metodológica que en los años ochenta realiza el trabajo de MARTÍN-SERRANO (1988) sobre la evolución geomorfológica del Macizo Varisco en la Meseta Norte del noroeste de Iberia. En este trabajo se correlaciona el análisis del relieve con el de los sedimentos depositados en cuencas próximas. Este autor también publica algunos trabajos de carácter general sobre Galicia en los que se disminuye la importancia de la tectónica en la configuración del relieve del noroeste de Iberia.

A partir de los años ochenta las líneas de investigación se diversifican impulsadas por la exploración de petróleo; en este sentido destaca el trabajo de VANNEY *et al.* (1985) centrado en el margen y la plataforma continental.

En la década de los noventa también aparecen importantes trabajos. Es fundamentalmente en esta década cuando comienzan a realizarse estudios sobre el control tectónico en el dominio del Río Miño; estas evidencias tectónicas fueron puestas de manifiesto por PEREIRA (1989 y

1991), CABRAL (1995), ALVES y PEREIRA (1999 y 2000) y PEREIRA y ALVES (2001). En cuanto a los estudios de morfología granítica destaca el de VIDAL ROMANÍ Y TWIDALE (1998); este trabajo ayuda a la descripción y comprensión de la evolución y pervivencia en el tiempo de los paisajes graníticos de la Hojas. El último trabajo sobre geomorfología regional desarrollado en áreas próximas a las Hojas es el de PAGÉS (1996) titulado: “La Cuenca del Xallas y su entorno. Evolución cenozoica del relieve en el oeste de la provincia de La Coruña”; para este autor, durante el Cenozoico, el noroeste de Iberia ha experimentado un levantamiento homogéneo, sin llegar a desarrollarse una tectónica de bloques, y en impulsos discretos, relacionados con las diferentes fases de deformación de la Orogenia Alpina, que ha permitido el desarrollo de un paisaje policíclico de superficies de erosión escalonadas.

### **1.2.1. Estudio morfoestructural**

Las características litoestratigráficas y la evolución estructural de las rocas del sustrato son factores que controlan la distribución y evolución de las formas del relieve. En el Mapa Geomorfológico 260/261 (OIA/TUI) se distingue, teniendo en cuenta las características litoestratigráficas y la evolución estructural de las rocas del sustrato, un dominio geológico: el Basamento Varisco.

El Basamento Varisco está constituido por rocas metamórficas, intensamente plegadas y fracturadas a lo largo de la Orogénesis Varisca durante el Devónico y Carbonífero, y rocas plutónicas, de carácter intrusivo; estas rocas fueron afectadas, a su vez, por dos eventos tectónicos posteriores, la apertura del Océano Atlántico entre el Jurásico y Cretácico inferior y la Orogénesis Alpina durante el Terciario.

En el Mapa Geomorfológico 260/261 (OIA/TUI), además, se distinguen, teniendo en cuenta las unidades litoestratigráficas de las rocas del sustrato (GARCÍA *et al.*, 1981a y 1981b; ABRIL HURTADO e IGLESIAS, 1985; TOYOS, 1995; LLANA FÚNEZ, 2001), cinco unidades litológicas: Granitos, Esquistos y Paraneises, Granodioritas, Ortoneises y Cuarzitas.

La Unidad de Granitos incluye los Granitos de Dos Micas; la relación espacial de la Unidad de Granitos con la unidad de “relieve abrupto”, definida en el apartado **Descripción fisiográfica**, parece indicar que se trata de una unidad resistente a la meteorización como consecuencia de su carácter masivo y composición homogénea. La Unidad de Esquistos y

Paraneises incluye los esquistos y paraneises de Douro, Nogueira y Beo; la relación espacial de la Unidad de Esquistos y Paraneises con la unidad de “relieve suave”, definida en el apartado **Descripción fisiográfica**, parece indicar que se trata de una unidad fácilmente meteorizable como consecuencia de su carácter plagioclásico y biotítico. La Unidad de Granodioritas incluye el Plutón Granítico de Porriño y la Granodiorita de Baio-Vigo y la Unidad de Ortoneises incluye los ortoneises de Borneiro y del Galiñeiro; en la Hojas, estas dos unidades aparecen relacionadas con las dos unidades de relieve anteriormente definidas. La Unidad de Cuarcitas incluye las Cuarcitas de Santabaia; la escasa presencia de esta litología en la Hojas no permite observar su influencia en el relieve.

Las características litoestratigráficas y estructurales de las rocas del sustrato y la distribución y evolución de las formas del relieve permiten diferenciar distintas unidades geomorfológicas. Las Hojas 260/261 (OIA/TUI) se incluyen, según GUTIERREZ-ELORZA (1994) en el Macizo Ibérico Septentrional (o Macizo Hespérico Septentrional). A su vez, una observación más detallada del Macizo Ibérico Septentrional permite reconocer la existencia de otras unidades geomorfológicas; las Hojas 260/261 (OIA/TUI) se incluyen, en el Margen Atlántico de Iberia NO (o Costa Atlántica de Galicia) (PAGÉS VALCARLOS y VIDAL ROMANÍ, 1998); y, más concretamente, en el tránsito entre los dominios de las Rías Baixas y del Río Miño, donde el control tectónico, además del climático, parece haber tenido un papel fundamental (PEREIRA y ALVES, 2001).

### **1.2.2. Estudio del modelado**

A continuación se describen las diferentes formas del relieve, tanto erosivas como deposicionales (formaciones superficiales), derivadas de la actuación de los procesos geomorfológicos.

Las formas del relieve de las Hojas 260/261 (OIA/TUI) destacan por su variedad genética y además, en el caso de las formaciones superficiales, por su extensión; la potencia mínima cartografiada en las formaciones superficiales es de 0,5 metros, sin embargo pueden llegar a alcanzar varios metros de espesor. En general, son las formas gravitacionales y fluviales las de mayor desarrollo espacial. Otras formas con menor desarrollo espacial pero de igual significación geomorfológica son las formas estructurales, eólicas, lacustres, litorales, de

meteorización y poligénicas. Todas estas formas se han agrupado según los sistemas morfogenéticos a los que pertenecen y se han reconocido:

#### *Formas estructurales*

Los **valles de fractura** son formas indicadoras de la influencia de la fracturación en el relieve, ya sea por las deformaciones en superficie relacionadas con fracturas recientes o por efecto de la erosión diferencial en fracturas relictas. Los criterios que se han tomado para identificar un valle de fractura son la superposición o situación en prolongación o en paralelo de un segmento fluvial rectilíneo, independientemente del orden del curso fluvial en el que se incluye, a una fractura.

Entre los valles de fractura cartografiados destaca el sistema de orientación N-S; los principales valles de fractura, en este sistema, son los valles de los ríos Louro, Caselas, Furnia y Cereixo. Estos valles de fractura están relacionados con algunas de las principales fallas variscas de estas Hojas; estas fallas también muestran indicios de su reactivación posterior.

Desde la Costa Atlántica de Galicia hasta el Banco de Galicia se observa una corteza adelgazada mediante un sistema de fallas normales lítricas N-S producido durante la apertura del Océano Atlántico. La edad de esta estructura es Jurásica y Cretácica inferior (MURILLAS *et al.*, 1990). Este sistema de fracturación también se encuentra ligado a las cuencas sedimentarias de edad terciaria del sur de Galicia (Tuy, Monçao y Verín) (SANTANACH, 1994), a la Depresión Meridiana (BIROT Y SOLÉ, 1954; NONN, 1966) y a la morfología de la línea de costa entre las localidades de Baiona y A Guarda (MARTÍN-SERRANO, 1994).

Las cuencas terciarias del sur de Galicia parecen ser de tipo “*pull-apart*” y a ellas se asocian fallas normales que indicarían una extensión E-O relacionada con la compresión N-S producida por la colisión entre las placas Europea e Ibérica y causante del Orógeno Pirenaico-Cantábrico entre el Eoceno y Mioceno (SANTANACH, 1994).

En las Hojas, la Depresión Meridiana se extiende a lo largo del valle del Río Louro. Algunos autores proponen una falla normal de dirección N-S (GARCÍA *et al.*, 1981) y un rejuego de dicha fractura durante el Terciario (LAUTENSACH, 1945; SOS BAYNAT, 1965), el cual dio lugar a la formación de una fosa tectónica de dirección meridiana que se colmató de sedimentos arcósicos; la flora (gimnospermas arbóreas y palmeras) encontrada en los depósitos de las Gándaras de Budiño (AGUIRRE, 1964) dan una edad mínima Mioceno

superior (Tortonense o Torto-Pontense). La localización de fallas normales de dirección submeridiana hacen pensar en una posible reactivación tectónica de edad Plioceno o Pleistoceno (GRACIA *et al.*, 2004).

#### *Formas de ladera*

Dentro de las formaciones superficiales de la zona de estudio, los **coluviones** son las que mayor representación cartográfica presentan. En general, esta formación se localiza en relieves suaves al pie de las laderas. La extensión cartográfica de los depósitos puede variar según se desarrolle en fondos de valle o en amplias superficies de topografía suave y ondulada.

Los depósitos son poco coherentes y están constituidos por clastos angulosos y heterométricos con abundante matriz areno-arcillosa, enriquecida frecuentemente en materia orgánica. La litología de los materiales puede ser granítica con matriz fundamentalmente arenosa o esquistosa con matriz predominantemente limo-arcillosa.

Se trata de una formación originada por la acción conjunta de la gravedad y del agua en las laderas; principalmente, por procesos de reptación con participación de fenómenos de arroyada en fondos de valle o en laderas con pendientes suaves. Debido a que son depósitos de transporte moderado, en general suelen reposar sobre las formaciones del sustrato de las que proceden.

Las escasas evidencias de procesos gravitacionales actuales en esta formación y su gran extensión parecen indicar que se trata de materiales originados en laderas colonizadas por una vegetación más escasa que en la actualidad; estas características inducen a relacionar su origen con los periodos fríos del Cuaternario. En este sentido, ALONSO Y PAGÉS (2000) diferencian en las costas de las provincias de A Coruña y Lugo una formación superficial a la que denominan Formación Arnela con características sedimentológicas comparables a las anteriormente descritas. Estos autores describen esta formación como una unidad compleja de potencia variable que presenta varios cambios de facies, pero que consiste básicamente en arenas gruesas con cantos y bloques dispersos y que interpretan como episodios de transporte en masa procedentes de relieves adyacentes. Las dataciones de diversas muestras por el método del radiocarbono han situado la edad de esta formación entre los 70.000 y los 25.000 años BP, es decir, en los primeros estadios de la última etapa glacial pleistocena (Würm).

La larga evolución, gran extensión y los limitados afloramientos de los coluviones hacen difícil la diferenciación cartográfica, dentro de esta formación, de otras formaciones superficiales de aspecto cartográfico similar pero de génesis diferente. Esta dificultad implica que en algunas ocasiones los coluviones puedan presentar características sedimentológicas heterogéneas más propias de depósitos cuaternarios indiferenciados.

Los **derrubios** se localizan en laderas con pendientes elevadas por lo que se encuentran agrupados en posiciones topográficas altas y entorno a los principales relieves de las Hojas, como son las sierras de A Groba y Galiñeiro.

Los depósitos son poco coherentes y están constituidos por clastos angulosos y heterométricos con escasa matriz. La litología de los materiales puede ser granítica con matriz fundamentalmente arenosa o esquistosa con matriz predominantemente limo-arcillosa.

Esta formación superficial se interpreta como el resultado de la fragmentación de las rocas por gelifracción y posterior movilización de los fragmentos por procesos de caída, deslizamiento o flujo en laderas con pendientes elevadas y escasa vegetación. En este sentido, ALONSO Y PAGÉS (2000) diferencian en las costas de las provincias de A Coruña y Lugo una unidad comparable a la formación superficial aquí descrita a la que denominan Formación Moreiras. Estos autores describen esta formación como una unidad compuesta por conglomerados de cantos muy angulosos que constituyen acumulaciones caóticas de tipo canchal y que interpretan como episodios de transporte en masa en laderas desprovistas de vegetación y expuestas a gelifracción. La edad de la formación la sitúan entre los 25.000 y los 15.000 años BP, es decir, en el pleniglacial de la última etapa glacial pleistocena (Würm).

Los principales **movimientos en masa** cartografiados se localizan al pie de la Sierra de A Groba.

Los depósitos son poco coherentes y están constituidos por clastos heterométricos y angulosos con matriz areno-arcillosa. La litología de los materiales es granítica con matriz fundamentalmente arenosa.

Los principales flujos cartografiados presentan planta en forma de abanico y cabeceras asociadas a pequeñas cuencas torrenciales; estas características, similares a las de los abanicos torrenciales, parecen indicar que estas formas han sido originadas por procesos de tipo flujo con participación de fenómenos fluvio-torrenciales que afectaron a formaciones superficiales

con matriz detrítica poco consolidada como es el caso de los coluviones, derrubios o mantos de alteración. La interacción de estos procesos puede originar flujos de sedimentos (“*debris flows*”) con un alto contenido en agua (hasta un 30% de agua por volumen). Este origen mixto provoca dificultades en su clasificación como formaciones gravitacionales o fluviales; en este sentido, la relación Área de Cuenca / Área de Depósito  $\leq 1$  determina su clasificación como formaciones gravitacionales de tipo flujo.

Con una extensión cartográfica más reducida, también se pueden observar flujos que forman masas poco definidas con lóbulos de deformación localizadas en laderas o pequeñas lenguas alargadas en fondos de valle. Estos depósitos son movimientos controlados fundamentalmente por procesos de tipo flujo con participación de fenómenos de arroyada; es frecuente que el material afectado por estos procesos presente un alto contenido de humedad. La dimensión de los flujos de fondo de valle es reducida por lo que en la mayoría de los casos no son cartografiables.

Al igual que las formaciones de ladera anteriormente descritas, parece que su origen está relacionado con las condiciones periglaciares de la última etapa glacial pleistocena (Würm).

#### *Formas fluviales y de escorrentía superficial*

Las **incisiones en “v”** se localizan en las partes altas de las laderas. La longitud de estas formas puede variar desde centenares de metros hasta varios kilómetros de longitud.

El estudio de la morfología de los cauces y de la red de drenaje permite interpretar algunas características de los procesos que han generado las incisiones en “v”. La morfología de los cauces de estas formas es, según la clasificación de MORISAWA (1985), de tipo rectilíneo mientras que la morfología de la red de drenaje más frecuente es, según la clasificación de HOWARD (1967), de tipo dendrítico. La morfología del cauce indica que se trata de cursos fluviales con alta energía y gran capacidad para el arranque y arrastre de material; en este sentido, el perfil transversal en “v” de los valles asociados a estas formas apunta además a que la tasa de encajamiento fluvial es semejante a la del retroceso de ladera. Por su parte, la morfología de la red de drenaje indica un origen relacionado con el tránsito de escorrentía superficial difusa a concentrada; en los tramos altos de estas formas el caudal de sus cursos fluviales asociados presentaría un régimen discontinuo mientras que en los tramos más bajos y relacionados con cursos fluviales, con un grado de madurez mayor, el régimen llegaría a ser continuo.

Los depósitos **aluvio-coluviales** se localizan en fondos de valle o depresiones cerradas.

Se trata de una formación superficial con clastos desde angulosos a subangulosos y matriz abundante de carácter limo-arcilloso; también es frecuente observar niveles intercalados de limos y arcillas sin apenas clastos. La litología de los materiales puede ser granítica con matriz fundamentalmente arenosa o esquistosa con matriz predominantemente limo-arcillosa. Los suelos originados sobre estos depósitos son, en general, poco evolucionados y corresponden a suelos grises y pardos, en los que aparece un horizonte orgánico bien desarrollado.

El hecho de que esta formación aparezca en relación con los tramos de la red fluvial con menor grado de madurez indica que estos depósitos son el resultado de la interacción de procesos fluviales y de gravedad generados en las vertientes adyacentes a los fondos de valle en los que aparecen. En este sentido, la alternancia de niveles con clastos y niveles de limos y arcillas sin apenas clastos, también explica una alternancia entre procesos gravitacionales y periodos de inundación.

Los **fondos** y **abanicos torrenciales** se localizan en la confluencia de cursos tributarios de pendientes elevadas con cursos fluviales de orden superior. Morfológicamente, presentan perfiles longitudinales y transversales convexos y, en el caso de los abanicos torrenciales, planta en forma de abanico.

Los depósitos están constituidos por gravas y bloques de formas subangulosas a subredondeadas y escasa matriz arenosa. La litología de los materiales puede ser granítica con matriz fundamentalmente arenosa o esquistosa con matriz predominantemente limo-arcillosa.

A pesar de que algunos de estos depósitos pueden activarse en épocas de lluvias, su génesis parece estar relacionada con fenómenos fluvio-torrenciales, afectando a materiales poco coherentes, principalmente formaciones superficiales, en laderas colonizadas por una vegetación más escasa que en la actualidad. Por otra parte, la presencia aleatoria de estos depósitos a la salida de cuencas fluvio-torrenciales de características similares induce a caracterizarlos como formaciones en proceso de fosilización. En base a estas interpretaciones se les ha asignado una edad Pleistoceno-Holoceno.

La localización a nivel regional de depósitos aluvio-coluviales a la salida de cuencas fluvio-torrenciales o con depósitos torrenciales adyacentes o subyacentes, parece indicar que los

depósitos aluvio-coluviales también estuvieron relacionados en origen con el funcionamiento de los sistemas fluvio-torrenciales pleistocenos. En base a esta interpretación también se les ha asignado una edad Pleistoceno-Holoceno.

Entre las **llanuras de inundación** cartografiadas destacan las de los ríos Miño, Louro y Miñor. Las llanuras de inundación cartografiadas coinciden con la primera llanura ( $T_0$ ) sobre el cauce del río entre los + 0-10 m.

Los materiales que constituyen estos depósitos están formados por cantos heterométricos desde subredondeados a subangulosos con abundante matriz areno-limosa. Los clastos son fundamentalmente cuarcíticos y con carácter accesorio existen clastos graníticos o esquistosos.

Se les asigna una edad Holocena, por ser depósitos con numerosas evidencias de actividad reciente.

Los cursos fluviales que presentan depósitos de **terrazza** asociados son los ríos Miño y Louro.

Los depósitos fluviales del tramo de desembocadura del Río Miño han sido estudiados por numerosos autores (LAUTENSACH, 1928 y 1945; FEIO, 1948; TEIXEIRA, 1946, 1949 y 1952; NONN, 1967; BUTZER, 1967; PÉREZ ALBERTI, 1978; VIDAL-ROMANÍ, 1989; GRACIA *et al.*, 2004). También han sido publicados diversos trabajos sobre los depósitos fluviales del Río Louro (AGUIRRE, 1964; SOS BAYNAT, 1965; BUTZER, 1967; VIDAL ENCINAS, 1982; GRACIA *et al.*, 2004).

En los ríos Miño y Louro se han identificado tres niveles de terraza ( $T_1$ ,  $T_2$  y  $T_3$ ). La terraza  $T_1$  se dispone en los + 10-25 m; la terraza  $T_2$  en los + 30-45 m y la terraza  $T_3$  entre los + 50-70 m.

La degradación que presentan las superficies de colmatación de las terrazas, los bordes de terraza poco netos o enmascarados por depósitos de ladera y las distintas escalas de trabajo ha implicado el establecimiento de distintos niveles de terraza según los autores. La correlación entre los niveles de terraza establecidos en este trabajo y por otros autores aparece en la siguiente tabla (modificado de CANO *et al.*, 1997):

Lautensach (1945)	Teixeira (1949)	Teixeira (1952)	Nonn (1967)	Butzer (1967)	Pérez Alberti (1978)	García <i>et al.</i> (1981b)	Vidal Romani (1989)	Cano <i>et al.</i> (1997)	esta cartografía
-	-	90-100	-	-	-	-	-	-	-
-	80-90	75-80 (95)	-	76-80	-	-	80	76-95	-
-	60-65	60-70	65	65-68	-	50-70	65-66	65-72	50-70
-	-	(62-63)	35-50	52-59	-		52-59	52-62	
45-52	45-50	(41-52)	35-45	42-44	40-46	30-45	42-44	42-55	30-45
-	30-40	30-42	30-35	34-36	30-33		34-36	32-42	
20	-	(25)	25	18-24	20-26	10-25	22-24	19-28	10-25
-	12-20	13-20	15-20	-	-		-	10-19	
5-10	5-8	5-6	-	3-10	4-10	0-10	-	2-9	0-10

Las terrazas del nivel T<sub>1</sub> del Río Miño son las terrazas más extensas de las Hojas. Los depósitos están constituidos por gravas y cantos redondeados y cuarcíticos; los clastos presentan un bajo grado de alteración. La matriz es abundante y de carácter areno-limoso. En ocasiones, se observan niveles lignitíferos con restos de plantas que conservan su textura original (GARCÍA *et al.*, 1981b)

Los depósitos del nivel T<sub>2</sub> del Río Miño están constituidos por gravas y cantos redondeados y cuarcíticos; los clastos presentan un alto grado de alteración. La matriz es areno-limosa. La potencia máxima observada es de 6-8 m.

Los depósitos de la terraza del nivel T<sub>3</sub> del Río Miño consisten mayoritariamente en cantos redondeados y cuarcíticos; el tamaño observado medio oscila entre los 4 y 6 cm y el máximo es de 20 cm; los clastos presentan un alto grado de alteración. La matriz es areno-limosa. En ocasiones, se observa imbricación de clastos y estratificación cruzada. La potencia máxima observada es de 2 m. En algunos afloramientos, los depósitos del nivel T<sub>3</sub> del Río Miño se apoyan sobre arenas caoliníferas con algunos niveles de clastos o de arcillas mas o menos caoliníferas.

Los depósitos de terraza del Río Louro (T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub> y T<sub>3</sub>) están constituidos por gravas y cantos redondeados de granitos y neises. La matriz es de carácter areno-limoso. La diferente litología de las terrazas de los ríos Miño y Louro ha permitido observar que, en la confluencia entre estos dos ríos, las terrazas cuarcíticas del Río Miño llegan a adentrarse más de 2 km en el

valle del Río Louro. En este sentido, BUTZER (1967) y GRACIA *et al.* (2004) proponen un desbordamiento del Río Miño hacia una depresión de origen tectónico en la actual zona endorreica de las Gándaras de Budiño.

Por último, es preciso indicar que en las Gándaras de Budiño las terrazas de los ríos Miño y Louro se apoyan sobre un conjunto de materiales de carácter detrítico. Según BUTZER (1967), la sedimentación comenzó con la acumulación de arcillas de origen lacustre en el Mioceno inferior. Posteriormente se acumularon arcillas masivas de carácter caolinítico interestratificadas con niveles de cuarzo detrítico heterométrico; estos niveles parecen indicar un transporte acuoso desde las laderas circundantes, formadas en esa época por potentes perfiles de alteración (GRACIA *et al.*, 2004).

Los distintos estudios geoarqueológicos realizados en el valle del Río Miño han permitido establecer una secuencia cronoestratigráfica para los depósitos de terraza asociados (BUTZER, 1967; CANO *et al.* 1997, 1999 y 2000; GILES *et al.*, 2000). En los depósitos de terraza del río Miño del nivel T + 33 m (T<sub>2</sub>) fue encontrada industria lítica del Achelense que permite asignar a este nivel una edad Pleistoceno Medio (CANO *et al.*, 1997); en el nivel T + 19-28 m (T<sub>1</sub>) fue encontrada industria lítica del Achelense Pleno evolucionado que también permite asignarle una edad Pleistoceno Medio (CANO *et al.*, 1997); en el nivel T + 10-19 m (T<sub>1</sub>) fue encontrada industria lítica del Paleolítico Medio que permite asignarle una edad Pleistoceno Superior (CANO *et al.*, 1997); y en el yacimiento arqueológico de las Gándaras de Budiño (T + 10-29 m (T<sub>1</sub>)) existe un nivel arqueológico datado por radiocarbono que asigna una edad de 26.700-18.000 años B.P. (BUTZER, 1967).

Los **bordes de terraza** son, en la mayoría de los casos, poco netos y, a su vez, los bordes superiores se encuentran enmascarados, en muchas ocasiones, por depósitos de ladera.

Los **rellanos** fluviales son pequeñas superficies de topografía suave y subhorizontal limitadas por cambios bruscos de pendiente con escasos metros de desnivel; en las Hojas, no se han observado, sobre estas formas, depósitos fluviales.

Los rellanos han sido interpretados como restos degradados de terrazas fluviales erosivas. Esta interpretación depende de que sus características litológicas no indiquen un origen relacionado con erosión diferencial y que, además, exista una relación cartográfica con otras hombreras o formas de claro origen fluvial; esta relación cartográfica consiste en que las

formas relacionadas definen bandas relativamente estrechas, alargadas, próximas a cursos fluviales actuales y con una pendiente similar a la de estos cursos.

#### *Formas eólicas*

Las principales formas eólicas cartografiadas son los **campos de dunas** de las playas América y Ramallosa, en la Bahía de Baiona. Estas formaciones superficiales se presentan como extensos y potentes depósitos alargados y paralelos a la línea de costa. La morfología de las dunas es fundamentalmente piramidal y se encuentran en la mayoría de los casos colonizadas por vegetación halófila.

Los depósitos están constituidos mayoritariamente por arenas de grano fino-medio con cantidades menores de limos, arcillas y materia orgánica. Las arenas presentan una fracción siliciclástica, compuesta por cuarzo con cantidades menores de feldespatos, micas, fragmentos líticos y minerales pesados, y una fracción carbonatada, compuesta por fragmentos de bivalvos, gasterópodos y equinodermos. La clasificación de las arenas es buena.

El origen de los complejos dunares de las playas de la Bahía de Baiona se relacionan con la variación de la línea de costa desde el último periodo glaciario (Würm) (GARCÍA-GIL *et al.*, 2002a, 2002b; VILAS, 2002, VILAS *et al.* 1999, 2002; MÉNDEZ y VILAS, 2004). En ese periodo, un descenso del nivel del mar del orden de 100-150 m dio lugar a una costa de islas-barrera con pequeños estuarios en el borde de la plataforma continental (aprox. 18 a.B.P.); posteriormente, un ascenso del nivel del mar dio lugar a una costa de estuarios y barreras arenosas adosadas a los relieves costeros (aprox. 11.000 a B.P.); por último, la transgresión holocena dio lugar a la actual costa de rías con barreras arenosas atrapadas en sus desembocaduras.

#### *Formas semiendorreicas*

Las turberas cartografiadas aparecen en la Sierra del Galiñeiro y en las Gándaras de Budiño. Las turberas de las Gándaras de Budiño aparecen en depresiones de carácter endorreico que dan lugar a pequeñas lagunas de escasa extensión y profundidad. Los depósitos están constituidos por turba y arcillas negras con intercalaciones de depósitos de ladera, localizados en áreas mal drenadas, con escasa pendiente y asociadas a arroyos.

Las características litológicas de esta formación son semejantes a las de la Formación Nois descrita en las costas de las provincias de A Coruña y Lugo por Alonso y Pagés (2000). Estos

autores interpretan a esta formación como una turbera local en la línea de costa que coexistiría con coladas de solifluxión en zonas de mayor pendiente y la datan por el método del radiocarbono en los primeros estadios de la última etapa glacial (Würm).

### *Formas litorales*

Las **rasas** cartografiadas son superficies de topografía suave y de pendientes algo inclinadas hacia el mar (inclinación máxima del 3 por 100). Su extensión lateral y hacia el interior es variable. La mayoría de los depósitos que se sitúan sobre la rasa son materiales terrígenos de origen continental cuyo medio de transporte ha sido gravitacional, fluvial o lacustre. En las Hojas se han clasificado, según su cota, dos rasas: R<sub>5-10</sub> y R<sub>20-40</sub>.

El origen de las rasas se relaciona con fenómenos de abrasión marina e importantes oscilaciones en el nivel del mar. El reajuste isostático por la pérdida de masa que supuso el desmantelamiento de la Cordillera Varisca, el levantamiento de los relieves alpinos y la disminución de agua de los océanos como consecuencia de las glaciaciones pleistocenas originó que las plataformas de abrasión marina precuaternarias quedaran elevadas por encima del nivel del mar.

La distribución de las formaciones superficiales litorales en las Hojas está controlada por la interacción entre los procesos marinos y fluviales (VILAS, 2002; VILAS *et al.*, 1995, 2001, 2005). En este sentido, en las áreas expuestas a oleaje de alta energía, como es la zona exterior (desde la desembocadura hasta las puntas de Cortés y Muiño), se observan **playas de cantos** y **arena** constituidas por arenas bioclásticas y gravas con bajo contenido en materia orgánica; en las áreas expuestas a oleaje de baja energía, como es la zona interior de la Bahía de Baiona, se observan **llanuras de marea** constituidas por arenas siliciclásticas y fangos con alto contenido en materia orgánica; y por último, en las áreas con importante influencia fluvial, como es la desembocadura del Río Miñor, en la Ensenada de Baiona, se observa un **delta sumergido** constituidos por barras de arenas siliciclásticas y gravas.

En la desembocadura del Río Miñor es donde se encuentran las únicas **marismas** de las Hojas. Estas formaciones superficiales están constituidas por depósitos fangosos con bioturbación por raíces; la vegetación es abundante y propia de ambientes salinos.

### *Formas de meteorización química*

Los **mantos de meteorización** se han podido delimitar cartográficamente por su relación con determinados usos del suelo como pueden ser los cultivos o prados y con topografías deprimidas y suaves. Los mantos de meteorización están, en general, enriquecidos en cuarzo y fragmentos líticos producto de las removilizaciones de las partículas menos resistentes a la meteorización.

Los mantos de meteorización pueden incluirse en una forma de meteorización mayor denominada **alveolo de alteración** que, además de los mantos de meteorización, incluye afloramientos del sustrato sin meteorizar, exhumados por la removilización del regolito desarrollado en la etapa de meteorización.

Los **roquedos** de las Hojas son masas graníticas constituidas por zonas de roca masiva y poco diaclasada y en las que abundan pináculos rocosos y acumulaciones de bloques. Los pináculos rocosos son pequeños relieves constituidos por rocas acastilladas dispuestas a favor de una red de diaclasado. Los bloques son las formas de alteración más numerosas y, situados aisladamente o en grupo, se encuentran ampliamente distribuidos por las áreas graníticas de las Hojas. El tamaño de los bloques representados en la cartografía puede llegar a acercarse a los 10 m de altura.

El origen de todas estas formas de alteración está relacionado con una meteorización diferencial subsuperficial y la posterior exhumación de los núcleos de roca fresca.

### *Formas poligénicas*

Las **superficies de erosión** cartografiadas en las Hojas son superficies de topografía suave y pendientes bajas y limitadas por escarpes que definen cambios bruscos de pendiente. En las Hojas se han clasificado, según su cota, tres superficies de erosión: S<sub>200</sub>, S<sub>400-500</sub> y S<sub>500</sub>.

Según la bibliografía (THOMAS, 1994; BREMER, 1981; TWIDALE, 1987 y VIDAL ROMANÍ y TWIDALE, 1998) el origen y pervivencia de estas formas se relaciona con la combinación de factores estructurales y litológicos, como la estabilidad tectónica y un basamento cristalino, y la actuación de procesos de meteorización y fluviales propios de climas tropicales con estación seca y húmeda que propicien el desarrollo de potentes mantos de alteración durante prolongados periodos de alteración subsuperficial.

La diferenciación de las superficies de erosión cartografiadas ha dependido de que las características litológicas de la superficie considerada no indiquen un origen relacionado con la erosión diferencial y, además, de la existencia de una relación cartográfica con otras superficies de erosión, otras formas poligénicas, como relieves residuales; esta relación cartográfica consiste en que las superficies relacionadas definan superficies extensas con cotas y pendientes equivalentes.

Los **relieves residuales** cartografiados son montículos, en algunos casos biselados en sus culminaciones y asociados a una superficie de topografía suave.

Las características antes mencionadas han llevado a interpretarlos como relieves residuales relacionados con la degradación de una superficie de erosión. Esta interpretación se ha aplicado a aquellos montículos en los que existe una relación cartográfica con otros montículos y superficies de erosión; esta relación cartográfica consiste en que las formas relacionadas definan superficies extensas con cotas y pendientes equivalentes.

#### *Formas antrópicas*

Se han representado como **superficies fuertemente remodeladas por el hombre** a los núcleos urbanos de Baiona, Porriño y Tui por tratarse de áreas en las que las actividades antrópicas dificultan la reconstrucción geomorfológica o que influyen de forma importante en la dinámica de algunos procesos geomorfológicos.

### **1.3. Evolución geomorfológica**

Durante el Mesozoico, el Macizo Varisco era una cordillera montañosa afectada por periodos de intensa erosión que empezarían a suavizar el relieve y a trazar una red fluvial en relación con las principales estructuras variscas (BIROT Y SOLE SABARIS, 1954). Mientras, se producía un adelgazamiento litosférico que culminó con el comienzo de la apertura en el Jurásico inferior del Océano Atlántico que dio lugar al margen occidental de Galicia (MOUGENOT, 1989).

Entre el Cretácico superior y el Paleógeno el Macizo Varisco estaba sometido a un clima con altas temperaturas y abundantes precipitaciones y una densa cobertera vegetal (UCHUPI, 1988; RAT, 1982) que favorecerían la formación de uno de los principales rasgos geomorfológicos del noroeste peninsular: la Superficie Fundamental (MARTÍN-SERRANO,

1991). En las Hojas, la Superficie Fundamental se conserva en la Sierra del Galiñeiro ( $S_{500}$ ). Por su parte, la red fluvial debía de seguir reflejando mayoritariamente las orientaciones N-S de las principales direcciones litológicas y estructurales variscas aunque parte de esta red ya estaría drenando al Atlántico a lo largo de los sistemas de fracturación frágil NE-SO y esbozando el trazado general de la Ría de Vigo (PAGÉS, 2000).

Las diferentes características litológicas y estructurales de las rocas del sustrato del Macizo Varisco, sobre las que se generó la Superficie Fundamental, provocaron la meteorización selectiva de las mismas. Esta meteorización fue muy intensa y profunda allí donde el sustrato fuera fácilmente alterable y, en cambio, apenas progresó sobre el sustrato resistente. La consecuencia es que el manto de meteorización adquirió un espesor notablemente irregular; esta irregularidad geométrica en el frente de meteorización basal no se reflejaría en superficie, la superficie sería suave como la descrita para la Superficie Fundamental.

Durante el Paleoceno-Eoceno comienza un régimen compresivo como resultado de la convergencia entre la placas Ibérica y Euroasiática (BOILLOT y MALOD, 1988). A partir de este momento, la evolución del relieve de las Hojas hay que enmarcarla en un contexto de levantamiento del zócalo varisco (VIDAL ROMANÍ, 1983). Esta circunstancia dio lugar a un descenso en el nivel de base de la red fluvial que, a su vez, provoca el encajamiento de la red en la Superficie Fundamental (NONN, 1966). Por otra parte, el Macizo Varisco estuvo sometido a una variación climática hacia condiciones más estacionales, con estación húmeda y seca, que comenzaron a degradar la cobertura vegetal y el espeso manto de meteorización que cubría. En estas circunstancias, el manto de meteorización asociado a la Superficie Fundamental, comenzó a erosionarse dejando al descubierto la superficie del frente de meteorización basal ( $S_{400-500}$ ).

A finales del Mioceno, existe una significativa etapa de estabilidad tectónica que permite desarrollar una amplia superficie ( $S_{200}$ ) con una red fluvial madura que ya parece tener preferencia por la orientación NE-SO (PANNEKOEK, 1970; PAGÉS, 1996).

A partir del plioceno, una fuerte epirogénesis (CABRAL, 1995) y un cambio radical en las condiciones climáticas, caracterizado por la aparición de las etapas glaciares pliocuaternarias (PENCK Y BRÜKNER, 1901-1909), dieron lugar a un avance general de la línea de costa varios kilómetros al oeste de su posición actual. Como consecuencia de este fenómeno, la

plataforma de abrasión marina precuaternaria quedó elevada por encima del nivel del mar, lo que dio lugar a la aparición de la rasa costera.

El avance y retroceso de la línea de costa tuvo lugar varias veces a lo largo del Cuaternario, provocando distintas rasas a diferentes niveles. En las etapas con una línea de costa más retirada que la actual la red de drenaje se encajaba, originando valles fluviales que disectaron la rasa costera. En el interior, el encajamiento de la red fluvial provocó la degradación de la S<sub>200</sub>.

En la última etapa glacial las condiciones periglaciares que afectaban a la zona de estudio originaron abundantes formaciones de ladera como coluviones, derrubios o flujos y en las zonas deprimidas y mal drenadas la escasa vegetación existente llegaría a formar turberas.

Finalmente en el Holoceno las temperaturas fueron aumentando hasta alcanzar las actuales condiciones climáticas lo que produjo un nuevo avance de la línea de costa desde la última etapa glacial hasta la posición actual.

#### **1.4. Procesos activos**

El modelado del actual relieve de las Hojas 260/261 (OIA/TUI) es consecuencia de la actuación, a lo largo del tiempo, de procesos geológicos endógenos y exógenos. Los procesos más recientes se han representado cartográficamente en el Mapa de Procesos Activos 260/261 (OIA/TUI) a escala 1:50.000 mediante las formas, tanto erosivas como deposicionales, que han generado. En el Mapa también se proporciona una valoración cualitativa del grado de actividad de dichos procesos en la actualidad, basada en el grado de conservación de las formas que han generado, la comparación de estas formas en fotografías aéreas de distintas fechas y estudios geomorfológicos regionales. Esta valoración ha permitido proponer en la leyenda del Mapa tres niveles de atención (bajo, moderado y notable) que proyectos o estudios de cualquier clase deben prestar a estos procesos. La información aportada en este mapa es una estimación orientativa de la actividad de los procesos geológicos representados que no exime de la necesidad de realizar estudios geodinámicos más detallados en proyectos o estudios de cualquier clase.

Entre los procesos geológicos endógenos con actividad reciente en las Hojas 260/261 (OIA/TUI), cabe citar la actividad sísmica (ver esquema de actividad sísmica del Mapa de

Procesos Activos 260/261). El Catálogo General de Sismos del IGN ha registrado 2 sismos con epicentro incluido en las Hojas; los valores de magnitud registrados han estado siempre por debajo de los 4 Mw. Los valores de máxima intensidad previsible para un periodo de retorno de 500 años son inferiores a VI MSK y los de aceleración sísmica para un periodo de retorno de 500 años son inferiores a 0.036 g (RUEDA y MEZCUA, 1997).

Entre los procesos geológicos exógenos que en la actualidad modelan el relieve de las Hojas 260/261 (OIA/TUI), destacan por su importancia la dinámica de laderas y los procesos fluviales.

La dinámica de laderas ha generado coluviones, derrubios y movimientos en masa. Las escasas evidencias actuales de procesos gravitacionales y de escorrenría superficial asociados a los coluviones y derrubios de estas Hojas permiten proponer un nivel de atención bajo a los procesos de caída, deslizamiento, flujo y arroyada que han generado estos depósitos. Los movimientos en masa cartografiados también se han interpretado como depósitos fundamentalmente heredados, sin embargo, la alta probabilidad de reactivación por variaciones, ya sean por causas naturales o antrópicas, de carga, geometría, estabilidad sísmica, humedad o cobertera vegetal aconsejan proponer un nivel de atención moderado para estos procesos. También se ha representado, mediante una letra, el tipo de material, en cuanto a su comportamiento mecánico, implicado en el movimiento en masa; **(R)** si el movimiento ha afectado a las rocas del sustrato, **(D)** cuando el material afectado es una mezcla de fragmentos rocosos con escasa matriz y **(S)** cuando el material afectado tenga abundante matriz.

Se puede afirmar que los procesos activos de las Hojas están fundamentalmente representados por los procesos de erosión de carácter fluvial. Las Hojas, en general, presenta una red de drenaje con alta densidad y baja sinuosidad, que al transcurrir por zonas con pendientes elevadas propician el arranque y arrastre de material, dando lugar a una generalizada red de incisión.

Los procesos de inundación y sedimentación actúan fundamentalmente en los principales valles fluviales. Se han representado como zonas inundables las llanuras de inundación y algunas terrazas inundables en avenidas con mayor tiempo de recurrencia. También se producen procesos de inundación y sedimentación en los fondos de valles secundarios, aunque suelen tener un carácter esporádico debido al encauzamiento muy incipiente del agua.

Es importante destacar que cuando disminuyen los caudales de la avenida tiene lugar la sedimentación, aportando depósitos de decantación sobre las zonas inundables. Los procesos de inundación y sedimentación también pueden manifestarse en depósitos con pendientes más pronunciadas como los fondos y abanicos torrenciales.

Los procesos de inundación y sedimentación también se encuentran asociados a la dinámica lacustre, en las turberas, y a la dinámica litoral, en los ambientes de playa, marisma, llanuras de marea, deltas sumergidos y lagunas costeras.

Los procesos de sedimentación también pueden observarse en los campos de dunas; sin embargo, también soportan procesos erosivos relacionados con la transgresión holocena y las actividades antrópicas.

Los procesos de origen antrópico han introducido modificaciones en el paisaje del área cartografiada; estas actividades, por ejemplo, han llevado a cabo movimientos de materiales que han originado escombreras o superficies fuertemente remodeladas por el hombre. Sólo se han representado las formas antrópicas que dificultan la reconstrucción de la geología o que influyen de forma importante en la dinámica de algunos procesos geológicos actuales.

## 2. BIBLIOGRAFÍA

- ABRIL HURTADO, J. e IGLESIAS, M. (1985): Mapa Geológico de España, escala 1:200.000, Hoja 16-26 Pontevedra-La Guardia y memoria explicativa. *IGME. Serv. Publ. Minist. Industria, Madrid*: 160 p.
- AGUIRRE, E. (1964): Las Gándaras de Budiño, Porriño (Pontevedra). *Excavaciones Arqueológicas en España, Madrid*, **31**, 28 p.
- ALONSO, A. y PAGÉS, J.L. (2000): El registro sedimentario del final del Cuaternario en el litoral noroeste de la Península Ibérica. Márgenes cantábrico y atlántico. *Rev. Soc. Geol. España*, **13** (1): 17-29.
- ALVES, M.I.C. y PERERIA, D.I. (1999): Revisao dos datos sedimentológicos e paleontológicos das bacias do Minho: contribucao para o conhecimento da evolucao plio-quadernaria regional. *Encontros de Geomorfologia (Comunicacoes), Universidade de Coimbra*: 123-129.
- ALVES, M.I.C. y PERERIA, D.I. (2000): A sedimentacao e a gliptogenese no registro Cenozoico continental do Minho (NW Portugal). *Ciencias da Terra (UNL)*, **14**: 101-112.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954): Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Peninsule Ibérique. *Mem. et Doc. CNRS*, **7**: 61 p.
- BOILLOT, G. y MALOD, J. (1988): The north and northwest Spanish continental margin: A review. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, **1** (3-4): 295-316.
- BREMER, H. (1981): Reliefformen und reliefbildende Prozesse in Sri Lanka. *En: Zur Morphogenese in den feuchten Tropen: Verwitterung und Reliefbildung am Beispiel von Sri Lanka, Relief Boden Paäoklima, Bremer, H., Schnütgen, A. y Späth, H.*, **1**: 7-183.
- BUTZER, K.W. (1967): Geomorphology and stratigraphy of the Paleolithic Site of Budiño. *Eiszeifalter und Gegenwart, Ohringen/Würt*, **18**: 31-12: 82-103.

- CABRAL, J. (1995): Neotectónica em Portugal continental. *Memorias do Instituto geológico e Minero, Lisboa*, **31**: 265 p.
- CANO, J.A., AGUIRRE, E., GILES, F., GRACIA, F.J., SANTIAGO, A., MATA, A., GUTIÉRREZ, J.M., DÍAZ DEL OLMO, F., BAENA, R. y BORJA, F. (1997): Evolución del Pleistoceno en la cuenca baja del Miño, sector La Guardi-Tuy. Secuencia de los primeros doblamientos humanos y registro arqueológico. *En: J. Rodríguez Vidal (ed.): Cuaternario Ibérico. AEQUA, Huelva*: 201-212.
- CANO, J.A., AGUIRRE, E., GILES, F., GRACIA, F.J., SANTIAGO, A., MATA, A., GUTIÉRREZ, J.M., AGUILERA, L. y PRIETO, O. (1999): Secuencia cronoestratigráfica y doblamiento paleolítico en la cuenca media-baja del río Miño. Sector Tuy (Pontevedra) – Cortejada (Orense). *En: L. Pallí y C. Roqué (eds.): Avances en el estudio del Cuaternario español. Univ. de Girona*: 231-240.
- CANO, J.A., AGUIRRE, E., SANTIAGO, A., GRACIA, F.J., MATA, A., GUTIÉRREZ, J.M., y PRIETO, O. (2000): Middle Paleolithic technocomplexes and lithic industries in the Northwest of the Iberian Peninsula. *En: C.B. Stringer, R.N.E. Barton & J.C. Finlayson (Eds.): Neanderthals on the Edge. Oxbow Books, Oxford*: 49-57.
- CARLE, W. (1949): Las Rías bajas gallegas. *Est. Geográficos*, **35**: 323-330.
- COTTON, C.A. (1956): Rias sensu stricto and sensu lato. *Geogr. Jour.*, **122**: 360-364.
- FEIO, M. (1948): Notas geomorfológicas II. Em torno da interpretacao dos terracos do Rio Minho. *Bolitin de la Sociedade Geologica do Portugal*, **7**: 44-54.
- GARCÍA, F., ABRIL, J., PLIEGO, D.V. y SOLAR, J.B. (1981a): Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Hoja nº260: Oya. *IGME. Serv. Publ. Minist. Industria, Madrid*: 19 p.
- GARCÍA, F., ABRIL, J., PLIEGO, D.V., RUBIO, J., SOLAR, J.B., CORRETGÉ, L.G. y FLOOR, P. (1981b): Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Hoja nº261: Tuy. *IGME. Serv. Publ. Minist. Industria, Madrid*: 52 p.
- GARCÍA-GIL, S., VILAS, F., FERRÍN, A., DIEZ, R., DURÁN, R., MAGARIÑOS, J. y IGLESIAS, J. (2002a): High-resolution seismic stratigraphy from the southern

- Galician Shelf and its connection with the rías, NW Spain. *Abstracts, 2<sup>nd</sup> Conference of the IGCP464 Project, Sao Paulo and Cananéia*: 37-39.
- GARCÍA-GIL, S. y VILAS, F. (2002b): Shallow gas features in incised-valley fills (Ria de Vigo, NW Spain): a case study. *Continental Shelf Research*, **22**: 2302-2315.
- GILES, F., CANO, J.S., SANTIAGO, A., GUTIÉRREZ, J.M., MATA, E., GRACIA, F.J., AGUILERA, L. y PRIETO, O. (2000): Poblamiento paleolítico en la cuenca media-baja del río Miño. Sector La Guardia-Tuy (Pontevedra)-Cortegada (Orense). *Secuencia cronoestratigráfica. Actas do 3º Congreso de Arqueología Peninsular*, ADECAP, Porto, **II**: 101-121.
- GRACIA, F.J., GILES, F., CANO, J., SANTIAGO, A., MATA, E. y GUTIÉRREZ, J.M. (2004): Evolución geomorfológica de la cuenca del río Louro en conexión con el valle del Miño y doblamiento paleolítico (Gándaras de Budiño-Tuy; Pontevedra). *Libro Homenaje a Emiliano Aguirre. Museo Arqueológico Nacional*.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1994): Geomorfología de España. *Rueda, Madrid*: 526 p.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1912): Ensayo de síntesis geológica del N de la Península Ibérica. *Trab. Mus. Nac. Ciencias Naturales (Geol)*, **5**.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1949): Geomorfología de la cuenca media del Sil. *Mem. R. Ac. Ciencias E. F. y Naturales*, **13**: 112 p.
- HOWARD, A.D. (1967): Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **51**: 2246-2259.
- LAUTENSACH, H. (1928): Formacao dos terracos interglaciaros do Norte de Portugal e as suas relacoes com os problemas da epoca glaciaria. *Publ. Da Soc. Geol. de Portugal, Porto*.
- LAUTENSACH, H. (1945): Formacao dos terracos interglaciaros do Norte de Portugal e as suas relacoes com os problemas da epoca glaciaria. *Publ. Da Soc. Geol. de Portugal, Lisboa*: 45 p.
- LLANA-FÚNEZ, S. (2001): La estructura de la Unidad de Malpica-Tui (Cordillera Varisca en Iberia). *Serie Tesis Doctorales, IGME, Ministerio de Ciencia y Tecnología*: **1**, 295 p.

- MARTIN-SERRANO, A. (1988): El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico. *Instituto de Estudios Zamoranos "Florian de Ocampo", Diputación de Zamora*: 311 p.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991): La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de la geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, **4**: 337–351.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1994): Macizo Hespérico septentrional. En: M. Gutiérrez (ed.): Geomorfología de España. Ed. Rueda: 25-62, Madrid.
- MÉNDEZ, G. y VILAS, F. (2004): Geological antecedents of the Rias Baixas (Galicia, northwest Iberian Peninsula). *Journal of Marine Systems*, **54**: 195-207.
- MORISAWA, M. (1985): Rivers. Form and process. Geomorphology texts, 7. *Longman London*.
- MOUGENOT, D., (1989): Geologia da Margem Portuguesa. Pub. (G)-IH-192-DT, Tese, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, **VI**: 259 p.
- MURILLAS, J., MOUGENOT, D., BOILLOT, G., COMAS, M.C., BANDA, E. y MAUFFRET, A. (1990): Structure and evolution of the Galicia Interior Basin Atlantic westrn Iberian continental margin). *Tectonophysics*, **184**: 297-319.
- NONN, H. (1966): Les Regions Cottieres de la Galice (Espagne). Etude Geomorphologique. *Tesis Doctoral inédita. Les Belles Lettres. Faculte des Lettres de l'Universite de Strasbourg* : 591 p.
- NONN, H. (1967): Les terrasses du rio Minho inferior. Localisation et etude sedimentologique. *Revue du Geomorphologie Dynamique*, **22**: 97-106.
- PAGÉS, J.L. (1996) La cuenca del Xallas y su entorno. Evolución cenozoica del relieve en el oeste de la provincia de Coruña. *Tesis Doctoral inédita. Departamento de Estratigrafía. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid*: 300 p.
- PAGÉS, J.L. (2000): Origen y evolución geomorfológica de las rías atlánticas de Galicia. *Rev. Soc. Geol. España*, **13 (3-4)**: 393-403.
- PAGÉS VALCARLOS, J. L y VIDAL ROMANÍ, J. R. (1998): Síntesis de la evolución geomorfológica de Galicia Occidental. *Geogaceta*, **23**: 119-122.

- PANNEKOEK, A.J. (1966): The geomorphology of the surroundings of the Ria de Arosa (Galicia, NW Spain). *Leidse Geol. Mededelingen*, **37**: 7-32.
- PANNEKOEK, A.J. (1970): Additional geomorphological data on the ria area of western Galicia (Spain). *Leidse Geol. Mededelingen*, **37**: 185-194.
- PENCK, A. y BRÜCKNER, E. (1901-1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Tauchnitz, Leipzig, **3**, 1396 p.
- PEREIRA, D.I. (1989): Sedimentología e estratigrafía dos depósitos Cuaternarios do río Minho (região de S. Pedro da Torre). *Provas A.P.C.C., Universidade do Minho*: 132p.
- PEREIRA, D.I. (1991): Evolucao quaternaria do rio Minho na região de S. Pedro da Torre e Valença. *Memorias e Noticias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol., Univ. Coimbra*, **112**: 327-345.
- PEREIRA, D.I. y ALVES, M.I.C. (2001): Litofácies e modelo de sedimentacao quaternaria do Rio Minho (NW Portugal). *V REQUI / I CQPLI, Lisboa*: 56-59.
- PÉREZ ALBERTI, A. (1978): Los depósitos sedimentarios del valle del Miño dentro de la comarca del Ribeiro. Publicaciones de la Universidad de Santiago de Compostela, Fac. Geografía e Historia: 253-273.
- RAT, P. (1982): Factores condicionantes en el Cretácico de España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **8**: 1059-1076.
- RICHTHOFEN, VON F. (1886): Führer für forschungreisende. *Jenecke, Hannover*: 743 p.
- RIO, F.J. y RODRÍGUEZ, F. (1992): Os ríos galegos. Morfoloxía e réxime. *Consello da Cultura Galega. Santiago de Compostela*: 331 p.
- RUEDA, J. y MEZCUA, J. (2001): Sismicidad, sismotectónica y peligrosidad sísmica en Galicia. *Instituto Geográfico Nacional*, pub. **35**: 64 p y 1 mapa.
- SANTANACH, P. (1994): Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **19**: 57-72.
- SCHEU, E. (1913): Die Rias von Galicien, ihr Werden und Vergehen. *Zschr. Ges. Erdk. Berlin*: 84-114, 193-210.

- SOS BAYNAT, V. (1965): Geomorfología del Valle del Louro, Porriño-Tuy (Pontevedra). *Bol. Inst. Geol. y Min. de España, Madrid*, **76**: 307-355.
- TEIXEIRA, C. (1944): Tectónica plio-pleistocena do NW peninsular. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, **IV**: 1-2, 19-40.
- TEIXEIRA, C. (1946): Os teracos da parte portuguesa do rio Minho. *Com. Dos Serv. Geol. De Portugal, Lisboa*, **33**.
- TEIXEIRA, C. (1949): Plages anciennes et terrasses fluviales du littoral du Nord-Ouest de la Peninsule Iberique. *Bol. Mus. E Lab. Min. E Geol. Univ. Lisboa*, **17**: 3-18.
- TEIXEIRA, C. (1952): Os terracos da parte portuguesa do rio Minho. *Commision del Servicio Geologico de Portugal, Lisboa*, **33**: 29 p.
- THOMAS, M.F. (1994): Geomorphology in the tropics: A study of weathering and denudation in low latitudes. *John Wiley and Sons LTD., Chichester, UK*: 460 p.
- TORRE ENCISO, E. (1954): Contribución al conocimiento morfológico y tectónico de la ría de La Coruña. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Natural*, **52**: 21-51.
- TOYOS, J.M. (1995): Estructura y mineralizaciones auríferas del Área de Tomiño (Pontevedra). *Tesis doctoral inédita, Universidad de Oviedo*: 192 p.
- TWIDALE, C.R. (1987): Etch and intracutaneous landforms and their implications. *Australian Jour. Earth Sci.*, **34**: 367-386.
- UCHUPI, E. (1988): The Mesozoic-Cenozoic geologic evolution of Iberia, a tectonic link between Africa and Europe. *Rev. Soc. Geol. España*, **1 (3-4)**: 257-294.
- VANNEY, J.R., ROJOUAN, F., TEMINE, D., MALOD, J.A., BOILLOT, G., CAPDEVILA, R. y COUSIN, M. (1985): Observations geomorphologiques effectuées en plongées au nord-ouest de la Peninsule Ibérique. *Bull. Soc. Geol. France*, **8 (1-2)**: 153-159.
- VIDAL ENCINAS, J.M. (1982): Las Gándarasde Budiño: balance preliminar de dos campañas de excavaciones (1980-1981). *In Memoriam Alfredo García Alen. Museo de Pontevedra, 36, Dip. Prov. de Pontevedra, CSIC y Fund. P. Barrié de la Maza*: 91-121.
- VIDAL ROMANÍ, J.R. (1983): A orixe das Rías Galegas. Estado da cuestión (1886-1983). *Cuadernos da Área das Ciencias Mariñas, Seminario de Estudos Galegos*, **1**: 13-25.

- VIDAL-ROMANÍ, J.R. (1989): Galicia. En: A. Pérez González, P. Cabra y A. Martín-Serrano (coords.): Mapa del Cuaternario de España. *Inst. Tecnológico Geominero de España, Madrid*: 95-104.
- VIDAL ROMANI, J.R. y TWIDALE, C.R. (1998): Formas y paisajes graníticos. *Servicio de publicaciones Universidade da Coruña*: 411 p.
- VILAS, F. (2002): Rías and tidal-sea estuaries. *UNESCO-EOLSS Knowledge for sustainable development, an insight into the Encyclopedia of Life Support Systems, II UNESCO-EOLSS, Oxford, U. K.*, **11.6.3.**: 799-829.
- VILAS, F., NOMBELA, M. A., GARCÍA-GIL, E., GARCÍA-GIL, S., ALEJO, I., RUBIO, B. y PAZOS, O. (1995): Cartografía de sedimentos submarinos. La Ría de Vigo. Escala 1:50.000 (Memoria y Mapa). *Xunta de Galicia*: 40 p.
- VILAS, F., GARCÍA-GIL, S. y GARCÍA-GARCÍA, A. (1999): Shallow gas in incised-valley fills of the Ria de Vigo, NW Spain. *EOS, Transactions*, **80 (46)**: 557 p.
- VILAS, F., MÉNDEZ, G. y BERNABEU, A.M. (2001): Cartografía de los sedimentos de las Rías Baixas gallegas (NW Spain). Abstracts of Taller de Oceanografía, **7**.
- VILAS, F., GARCÍA-GIL, S., DIEZ, R., DURÁN, R., FERRÍN, A., MAGARIÑOS, J. y IGLESIAS, J. (2002): Southern Galicia continental shelf of NW Spain since the last Glacial Maximum. *Abstracts, 2<sup>nd</sup> Conference of the IGCP464 Project, Sao Paulo and Cananéia, Brazil*: 93-95.
- VILAS, F., MÉNDEZ, G. Y BERNABEU, A.M. (2005): Sediment distribution pattern in the Rias Baixas (NW Spain): main facies and hydrodynamic implications. *Journal of Marine Systems*, **54**: 195-207.