



MAPAS GEOMORFOLÓGICO Y DE PROCESOS ACTIVOS ESCALA 1:50.000

O GROVE

184 (3-10)

Primera edición

MADRID, 2008

Los Mapas Geomorfológico y de Procesos Activos y la Memoria explicativa de la Hoja de O GROVE (184) 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

1. GEOMORFOLOGÍA	7
1.1. Descripción fisiográfica.....	7
1.2. Análisis geomorfológico.....	8
1.2.1. Estudio morfoestructural	10
1.2.2. Estudio del modelado.....	11
1.3. Evolución geomorfológica	17
1.4. Procesos activos	18
2. BIBLIOGRAFÍA.....	21

1. GEOMORFOLOGÍA

1.1. Descripción fisiográfica

La Hoja 184, a escala 1:50.000, de O GROVE se sitúa en el margen atlántico del noroeste de Iberia.

El margen atlántico del noroeste de Iberia presenta una línea de costa de dirección N-S, caracterizada fundamentalmente por un conjunto de anchas, profundas y prolongadas rías de dirección NE-SW, denominadas Rías Baixas. Las Rías Baixas están constituidas, de norte a sur, por las rías de Muros y Noia, Arousa, Pontevedra y Vigo; estas rías presentan una geometría en embudo, con una considerable reducción en anchura y profundidad desde sus desembocaduras hacia sus zonas interiores; las desembocaduras de las rías de Arousa, Pontevedra y Vigo tienen islas que, además de generar dos entradas, protegen sus zonas interiores.

Las principales unidades fisiográficas de la Hoja son: el borde costero más occidental de la Península de O Salnés, la Península de O Grove y las islas de Ons, Onza y Sálvora.

La Península de O Salnés separa la Ría de Arousa, al norte, de la Ría de Pontevedra, al sur. En el borde más occidental de esta península destaca un relieve con pendientes suaves alrededor del relieve aislado de Montefaro.

La Península de O Grove se sitúa en la desembocadura de la Ría de Arousa y se une a la Península de O Salnés a través del Istmo de la Lanzada. En esta unidad destaca un relieve con pendientes suaves que culmina en los 167 m del Monte Loureiro.

La red de drenaje del margen atlántico del noroeste de Iberia 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). En la Hoja, los cursos fluviales son de corto recorrido y carácter torrencial.

La Hoja presenta 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, 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.

En los años cuarenta continúan apareciendo trabajos en esta misma línea tectonicista. En el trabajo de CARLE (1949) se interpretan las rías 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. Este autor, en un trabajo posterior (PANNEKOEK, 1970), acepta a los procesos erosivos fluviales a lo largo de líneas de falla preexistentes como los principales procesos en el modelado del relieve de las rías.

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. 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 Hoja. El último trabajo sobre geomorfología regional desarrollado en áreas próximas a la Hoja 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 184 (O GROVE) 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 184 (O GROVE), además, se distinguen, teniendo en cuenta las unidades litoestratigráficas de las rocas del sustrato (ABRIL *et al.*, 1981; ABRIL HURTADO e IGLESIAS, 1985; LLANA FÚNEZ, 2001), cuatro unidades litológicas: Granodioritas, Granitos, Esquistos y Cuarcitas.

La Unidad de Granodioritas incluye el Plutón Granítico de Caldas de Reis (PGCR); la relación espacial de la Unidad de Granodioritas con la unidad de “relieve suave”, definida en el apartado **Descripción fisiográfica**, y con la morfología de la Ría de Arousa, donde la mayoría de su línea de costa se dispone sobre el PGCR, parece indicar que se trata de una unidad muy fácilmente meteorizable como consecuencia de la abundancia de feldespatos en su composición; en este sentido, existen varias referencias bibliográficas que atribuyen la Ría de Arousa a la fácil alterabilidad del PGCR (PARGA PONDAL, 1958; NONN, 1966; PANNEKOEK, 1966). La Unidad de Granitos incluye los Granitos de Dos Micas, la Unidad de Esquistos incluye los Esquistos de Nogueira y la Unidad de Cuarzitas incluye las Cuarzitas de Santabaia; la escasa presencia de estas litologías en la Hoja 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. La Hoja 184 (O GROVE) se incluye, 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; la Hoja 184 (O GROVE) se incluye, según PAGÉS VALCARLOS y VIDAL ROMANÍ (1998) en el Margen Atlántico de Iberia NO (o Costa Atlántica de Galicia). Las características más destacadas de esta zona son las rías, las altas superficies planas o las anomalías en la red fluvial con valles maduros y pronunciados encajamientos.

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 la Hoja 184 (O GROVE) destacan, 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 eólicas, litorales y de meteorización. Todas estas formas se han agrupado según los sistemas morfogenéticos a los que pertenecen y se han reconocido:

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.

Formas fluviales y de escorrentía superficial

Las **incisiones en “v”** se localizan en las partes altas de las laderas. La longitud de estas formas no sobrepasa los centenares de metros.

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 y 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.

Las **terrazas** cartografiadas se localizan en el borde costero de la Península de O Salnes.

Los depósitos están formados por gravas predominantemente cuarcíticas, desde subangulosos a subredondeadas, heterométricos y mal clasificadas; el tamaño de clastos oscila entre los pocos centímetros y el decímetro. La matriz es escasa y de carácter areno-arcillosa. A pesar del carácter masivo de los depósitos, es posible observar niveles areno-limosos. El conjunto de estos depósitos puede llegar a alcanzar una potencia de 10-12 m y suelen apoyarse, mediante contacto erosivo neto, sobre el sustrato alterado.

Cronológicamente, estos depósitos han sido incluidos, por diversos autores, en el Pleistoceno, por su semejanza con algunas de las terrazas del tramo de desembocadura del Río Miño (NONN, 1966; TEXEIRA, 1946 y LAUTENSACH, 1928).

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 la Hoja, 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 definan 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 de la Hoja se encuentran en el Istmo de A Lanzada. Estas formaciones superficiales están constituidas 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.

Las formas eólicas cartografiadas son campos de dunas con vegetación y mantos eólicos. Los **campos de dunas con vegetación** cartografiados se presentan como depósitos alargados y paralelos a la línea de costa; la morfología de las dunas es fundamentalmente piramidal y se encuentran colonizadas por vegetación halófila. Los **mantos eólicos** presentan una superficie plana con vegetación con montículos y depresiones aislados.

El origen del istmo de A Lanzada se relaciona con la variación de la línea de costa desde el último periodo glacial (Würm) (GARCÍA-GIL *et al.*, 2002; VILAS, 2002, VILAS *et al.*, 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 litorales

Las **playas** cartografiadas se presentan en franjas alargadas y paralelas a la línea de costa. Estas formaciones superficiales presentan sedimentos que varían desde gravas hasta fangos. Composicionalmente, se puede observar 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.

Las **llanuras de marea** están constituidas por arenas fangosas y se sitúan en la zona intermareal. Su origen está en relación con ambientes interiores y poco profundos de la ría donde la energía del oleaje es baja y las corrientes de marea conviven con la descarga fluvial.

En las desembocaduras de los ríos Umia, Lérez y Verdugo se han cartografiado las principales barras arenosas y canales de varios **deltas sumergidos** donde las corrientes de marea conviven con la descarga fluvial de los cursos que drenan el frente costero.

Las **terrazas** cartografiadas se localizan en una banda paralela a la línea de costa occidental de la Península de O Salnés y en cotas que oscilan entre los 20 y 40 m. Los depósitos están formados por cantos de granito con un redondeamiento variable, si bien predominan los tipos redondeados a subredondeados, y dispersos en una matriz de arenas arcillosas. Estos depósitos suelen estar recubiertos por arenas finas. Las características mencionadas y su relación con otros depósitos semejantes en el borde litoral de zonas próximas a la Hoja han llevado a interpretarla como una terraza marina.

Las **marismas** son depósitos fangosos con bioturbación por raíces; la vegetación es abundante y propia de ambientes salinos. La variación topográfica y botánica ha permitido la diferenciación entre marisma alta, marisma arenosa con alta incidencia mareal / inundada en mareas vivas / afectada por mareas de pleamares de alto coeficiente, y marisma baja, con baja incidencia mareal / una frecuencia de inundación diaria.

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. En la Hoja los mantos de alteración se pueden observar sobre varias litologías, sin embargo, son claramente más extensos y potentes los desarrollados sobre el PGCR. 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 la Hoja 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 la Hoja. El tamaño de los bloques representados en la cartografía puede llegar 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 antrópicas

Se han representado como **superficies fuertemente remodeladas por el hombre** a los núcleos urbanos de O Grove, Portonovo, Seara, Pontevedra y Marín 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). 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 Arousa (PAGÉS, 2000).

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 la Hoja 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.

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_{200} .

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 la Hoja 184 (O GROVE) 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 184 (O GROVE) 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 la Hoja 184 (O GROVE), cabe citar la actividad sísmica (ver esquema de actividad sísmica del Mapa de Procesos Activos 184). El Catálogo General de Sismos del IGN ha registrado 3 sismos con epicentro incluido en la Hoja; 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 la Hoja 184 (O GROVE), 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 escorrentía superficial asociados a los coluviones y derrubios de esta Hoja 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 la Hoja están fundamentalmente representados por los procesos de erosión de carácter fluvial. La Hoja, 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, J., CORRETGÉ, L.G., ZAPARDIEL, J. y GARCÍA, F. (1981): Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Hoja nº184: Grove. *IGME. Serv. Publ. Minist. Industria, Madrid*: 33 p.
- 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.
- 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.
- 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.
- CABRAL, J. (1995): Neotectónica em Portugal continental. *Memorias do Instituto geológico e Minero, Lisboa*, **31**: 265 p.
- 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.
- GARCÍA-GIL, S., VILAS, F., FERRÍN, A., DIEZ, R., DURÁN, R., MAGARIÑOS, J. y IGLESIAS, J. (2002): High-resolution seismic stratigraphy from the southern Galician Shelf and its conection with the rías, NW Spain. *Abstracts, 2nd Conference of the IGCP464 Project, Sao Paulo and Cananéia*: 37-39.
- 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.
- 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.
- LAUTENSACH, H. (1928): Formacao dos terracos interglaciaris do Norte de Portugal e as suas relacoes com os problemas da epoca glaciaria. *Publ. Da Soc. Geol. de Portugal, Porto*.
- 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*: 311p.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.
- PARGA PONDAL, I. (1958): El relieve geográfico y la erosión diferencial de los granitos en Galicia. *Homenaxe a Ramón Otero Pedrayo*, **6**: 129-136.
- PENCK, A. y BRÜCKNER, E. (1901-1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Tauchnitz, Leipzig, **3**: 1396 p.
- 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.
- SCHEU, E. (1913): Die Rias von Galicien, ihr Werden und Vergehen. *Zschr. Ges. Erdk. Berlin*: 84-114, 193-210.
- 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**
- 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.

- 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 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 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., 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, 2nd Conference of the IGCP464 Project, Sao Paulo and Cananéia, Brazil*: 93-95.