

COMPLEJO BÁSICO-ULTRABÁSICO DE CAPELADA-CABO ORTEGAL

¿UN NUEVO GEOPARQUE PARA EL DESARROLLO
GEOTURÍSTICO Y CULTURAL DE GALICIA?



VI CONGRESO IBÉRICO DE LA CIENCIA DEL SUELO
cics2014
SANTIAGO DE COMPOSTELA

andavira
e d i t o r a

COMPLEJO BÁSICO-ULTRABÁSICO DE CAPELADA-CABO ORTEGAL

¿UN NUEVO GEOPARQUE PARA EL DESARROLLO
GEOTURÍSTICO Y CULTURAL DE GALICIA?



VI CONGRESO IBÉRICO DE LA CIENCIA DEL SUELO
CICS2014
SANTIAGO DE COMPOSTELA

andavira
e d i t o r a

LE INFORMAMOS QUE ESTE LIBRO ESTÁ DISPONIBLE
EN VERSIÓN PAPEL. SI ESTÁ INTERESADO EN
ADQUIRIRLO, VISITE:

[http://www.meubook.com/pg/socialcommerce/cics2014/
read/112823/complejo-ultrabastico-de-capelada-cabo-ortegal](http://www.meubook.com/pg/socialcommerce/cics2014/read/112823/complejo-ultrabastico-de-capelada-cabo-ortegal)

andavira
e d i t o r a

Santiago de Compostela, 2014

© Los autores

Depósito legal: C 1087-2014
ISBN: 978-84-8408-771-7

No se permite la reproducción total o parcial de este libro, ni su incorporación a un sistema informático, ni su transmisión en cualquier forma o por cualquier medio, sea éste electrónico, mecánico, por fotocopia, por grabación u otros métodos, sin el permiso previo y por escrito del editor. La infracción de los derechos mencionados puede ser constitutiva de delito contra la propiedad intelectual (Art. 270 y siguientes del Código Penal)

Dirijase a CEDRO (Centro Español de Derechos Reprográficos) si necesita fotocopiar o escanear algún fragmento de esta obra. Puede contactar con CEDRO a través de la web www.conlicencia.com o por teléfono en el 91 702 19 70 / 93 272 04 47

Andavira, en su deseo de mejorar sus publicaciones, agradecerá cualquier sugerencia que los lectores hagan al departamento editorial por correo electrónico: andavira@andavira.es

Impreso en España/Printed in Spain
Impresión: Tórculo Comunicación Gráfica, S. A.

Andavira Editora, S. L.
Vía de Édison, 33-35 (Polígono del Tambre)
15890 Santiago de Compostela (A Coruña)
www.andavira.com

INDICE DE AUTORES:

Coordinación:

FELIPE MACIAS VAZQUEZ

Con la colaboración de:

ROSA CALVO DE ANTA

AUGUSTO PEREZ ALBERTI

XOSE LUIS OTERO PEREZ

CARLOTA GARCIA PAZ

ANTONIO MARTINEZ CORTIZAS

JOSE RAMON VERDE VILANOVA

CARMEN PEREZ LLAGUNO

CARMEN NIETO OLANO

FELIPE MACIAS GARCIA

ISABEL MACÍAS GARCÍA

MARIA TERESA GARCIA ARES

RUTH SAIZ RUBIO

DIEGO ARAN FERREIRO

ELENA DIEZ RODRIGUEZ

DAVID ROMERO CHOUZA

DARIO ROBERTO BOLAÑOS GUERRON

INDICE

CONTENIDO	Pág.
Complejo Básico-Ultrabásico de Capelada-Cabo Ortegal. ¿Un nuevo Geoparque para el desarrollo geoturístico y cultural de Galicia?.....	1
¿Qué es un Geoparque auspiciado por la UNESCO?.....	1
Oportunidad del Geoparque del Complejo Básico-ultrabásico de Ortegal-Capelada.....	4
El contexto geológico del Complejo Básico-Ultrabásico de Sierra de la Capelada-Cabo Ortegal.....	7
Hipótesis genética sobre la génesis del Complejo de Cabo Ortegal.....	14
Litología y Aprovechamientos.....	16
Geomorfología.....	24
1.- Los contrastes topográficos.....	25
2.- Los acantilados de San Andrés de Teixido y Vixía Herbeira..	26
2.1.- La génesis de la estructura.....	26
2.2.- Los procesos de modelado.....	27
Procesos de alteración: Formación de Saprolitas.....	30
Los suelos.....	39
Los recursos Agronómicos.....	58
Flora.....	64
Interés ecológico.....	68
Especies raras.....	69
Especies endémicas.....	69
Edafismos ultrabásicos.....	71
Especies de áreas reducidas.....	72

CONTENIDO	Pág.
Fauna.....	74
Franja costera.....	75
Pinares.....	76
Zonas húmedas de altura.....	76
Pastizales.....	77
Bosquetes residuales de ribera.....	77
Eucaliptales.....	77
Los Hábitats.....	78
Breve descripción de los hábitats presentes en la zona.....	80
Cultural.....	84
Las leyendas sobre “San Xiao do Trebo” y la “Fonte da Moura”.	86
Sobre el topónimo de Cariño.....	88
Tradiciones.....	88
La danza de arcos.....	88
La romería de San Xiao do Trebo.....	89
Suelos, Actividad humana y Arqueología.....	89
Bibliografía.....	91
Referencias Web.....	98

Complejo Básico-Ultrabásico de Capelada-Cabo Ortegal. ¿Un nuevo Geoparque para el desarrollo geoturístico y cultural de Galicia?

Objetivos

La línea argumental de la visita de campo que se realizará en el 6º Congreso Ibérico de la Ciencia del Suelo es la de dar inicio a los trabajos para conseguir que el Complejo Básico-Ultrabásico de Capelada-Cabo Ortegal llegue a tener la calificación de Geoparque auspiciado por la UNESCO. Dentro de este objetivo se pretende que los procesos de alteración y formación del suelo, la edafodiversidad y los tipos de usos y aprovechamientos derivados intervengan de forma protagonista en la elaboración del Plan de desarrollo geoturístico y cultural del área seleccionada, junto con los valores geológicos, culturales, turísticos, etc. Es, por tanto, un primer acercamiento a algunos de los aspectos que deben desarrollarse para, posteriormente, elaborar la documentación que debe presentarse ante las instituciones españolas y europeas y, de ser aprobada, ante la UNESCO.

¿Qué es un Geoparque auspiciado por la UNESCO?

Un Geoparque es una figura reconocida por la UNESCO tras las experiencias de promoción de los valores geológicos generadas en Europa desde principios de la década de 1990, siendo España uno de los 4 países pioneros en esta iniciativa. En Junio del 2000 se creó la Red de Geoparques Europeos (*European Geoparks Network*, EGN), como una organización voluntaria de cooperación mutua y con la financiación de un programa europeo LEADER II C. Más tarde, a la vista del éxito de la experiencia europea, la UNESCO auspició el programa extendiéndolo a todo el mundo. Se creó de este modo la Red Mundial de Geoparques (*World Geoparks*), asistida por UNESCO, como una actividad complementaria del Programa Internacional de Geociencias, PICG (antes Programa Internacional de Correlación Geológica). Esta iniciativa apoya el programa de Parques Geológicos como una nueva iniciativa para promover una red Mundial de Parques Geológicos con miras a la salvaguardia y la ordenación de zonas que presentan características geológicas especiales. El objetivo es promover una Red Mundial de Parques Geológicos que preserve el patrimonio geológico. La Red se extiende a todas las regiones del mundo y se pretende que sirva para conseguir

modelos óptimos y establecer normativas para territorios que integren el patrimonio geológico en una estrategia de desarrollo económico regional.

La declaración de un Geoparque se basa en tres principios:

1) La existencia de un patrimonio geológico que sirva de protagonista y eje conductor.

2) La puesta en marcha de iniciativas de geoconservación, educación y divulgación,

3) La creación de un proyecto de desarrollo socioeconómico y cultural a escala local basado en el patrimonio geológico, arqueológico, cultural, paisajístico, turístico, gastronómico, etc.

Así que son tres los pilares que sustentan la creación y funcionamiento de un Geoparque: **patrimonio geológico, geoconservación y desarrollo local**. Por ello, los Geoparques deben tener unos límites claramente definidos y una extensión adecuada para asegurar el desarrollo económico de la zona, pudiendo incluir áreas terrestres, marítimas o subterráneas. Se valora especialmente el desarrollo del geoturismo, la conservación del medio natural y la colaboración entre miembros de la Red.

Estas ideas son recogidas por el IGME que define los **geoparques como “un territorio que presenta un patrimonio geológico notable y que lleva a cabo un proyecto de desarrollo basado en la educación y en la promoción turística”**.

En la actualidad hay unos 60 geoparques repartidos entre una veintena de países. En España a finales del 2013 había 8 geoparques reconocidos: Geoparque del Maestrazgo (Teruel), Parque Natural de las Sierras Subbéticas (Córdoba), Parque Natural del Cabo de Gata (Almería), Parque de Sobrarbe (Huesca), Costa Vasca (Guipúzcoa), Sierra Norte de Sevilla, Villuercas-Ibores-Jara (Cáceres) y Cataluña Central. En Portugal hay tres: Naturtejo, Arouca y Azores.

Un Geoparque no es un espacio natural protegido, pues no implica la protección genérica del territorio ni una regulación de usos. En algunos casos los Geoparques coinciden o engloban espacios naturales protegidos, aunque no es un requisito imprescindible. De hecho, a menudo la declaración de un geoparque se utiliza como estrategia de geoconservación alternativa a los espacios protegidos que, generalmente, limitan determinadas actividades y usos del suelo. De todas formas

en un Geoparque los lugares de interés geológico reconocidos deben contar con medidas de protección y de gestión.

A la hora de declarar Geoparques se valora muy positivamente la existencia de otros recursos naturales y culturales, como arqueológicos, históricos, etc. Debido a que los Geoparques son iniciativas de desarrollo local basadas en un turismo atraído por el patrimonio geológico y otros recursos culturales y naturales, deben llevarse a cabo en cooperación con la población local. Los sistemas de gestión son múltiples: patronatos, comisiones, cargos dependientes de mancomunidades, ayuntamientos, etc. Se exige que cada Geoparque posea un organigrama con funciones y responsables bien definidos, que garantice eficazmente la conservación del patrimonio natural/cultural y promueva el desarrollo sostenible, fruto de la gestión apropiada del medio geológico. Para ello se requiere la implicación de todos los habitantes del territorio, fomentando la iniciativa privada.

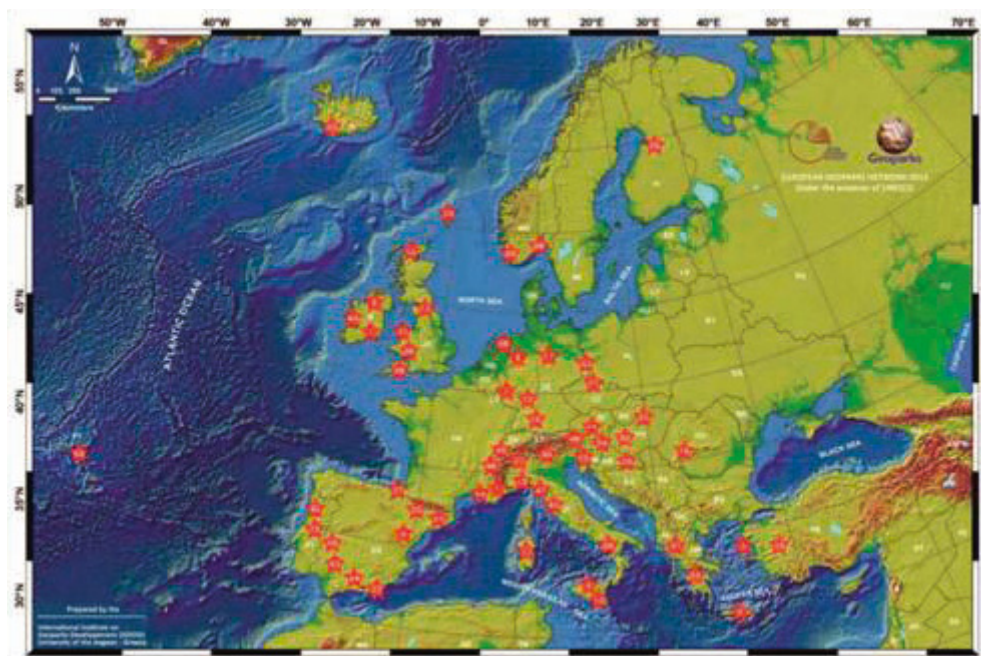


Fig. 1.- Geoparques europeos a 1 de enero de 2014.

Iniciativas relacionadas son las de Geoturismo de las que España tiene una amplia representación en las provincias de: Alicante, Almería, Córdoba, Asturias, Badajoz, Barcelona, Burgos, Cáceres, Cádiz, Cantabria, Ciudad Real, Cuenca, Guipuzcoa, Granada, Guadalajara, Huelva, Huesca, Ibiza, Jaén, Las Palmas, La Rioja, León, Lérída, Madrid, Málaga, Mallorca, Navarra, Álava, Palencia, Salamanca, Segovia, Sevilla, Soria, Tenerife, Teruel, Valencia, Valladolid, Zaragoza.

OPORTUNIDAD DEL GEOPARQUE DEL COMPLEJO BASICO-ULTRABASICO DE ORTEGAL-CAPELADA.

El Complejo básico-ultrabásico de Ortegá-Sierra de la Capelada está considerado como uno de los enclaves de mayor interés geológico de la Península Ibérica y de Europa. En él pueden verse en superficie notables formaciones ígneas y metamórficas que nos hablan de las condiciones del interior de la corteza e incluso del manto. Rocas, como las eclogitas que han soportado presiones de más de 13.000 atmósferas, que suelen considerarse como el material prototipo del manto, aparecen en superficie en lugares emblemáticos como los miradores de Ortegá, Miranda o Concepenido rodeadas de un conjunto básico-ultrabásico en el que se reconocen diversos tipos de rocas peridotíticas, lherzolitas, serpentinitas, granulitas, anfibolitas, gneises básicos e incluso lavas almohadilladas (pillow lavas), con una complejidad mineralógica y petrográfica sin parangón, que permite observar en superficie un complejo ofiolítico completo. Estas rocas, han sido alteradas, plegadas y tectonizadas a lo largo de los últimos 500 millones de años, pudiendo encontrarse entre sus componentes circones cuya datación nos lleva más allá de los mil millones de años.

El Complejo básico-ultrabásico ha sido objeto de multitud de trabajos, desde los pioneros de Isidro Parga Pondal, hasta los más recientes realizados por geólogos, como Ricardo Arenas de la Universidad de Madrid, Martínez Catalán de la Universidad de Salamanca, Florentino Díaz de la Universidad de Oviedo o Gil Ibarguchi de la Universidad del País Vasco y otros muchos investigadores de diferentes universidades, así como del IGME. También se han formado sobre estas rocas saprolitas, suelos y formaciones superficiales diversas que nos permiten completar la flecha del tiempo de los materiales terrestres, desde los circones cuya determinación de la edad alcanza valores en torno a 1000 millones de años hasta nuestros días, pudiendo apreciar su influencia en el desarrollo de una extraordinaria biodiversidad en sus valles, bosques, acantilados y mares litorales, lo que explica la intensa y antigua colonización humana de esta zona, demostrada por Federico Maciñeira, y su riqueza en matices, paisajes, historia cultural y gastronomía. Es

decir, todos los valores que el concepto de Geoparque considera en la definición de esta figura relevante de reconocimiento de los valores naturales.

El complejo básico-ultrabásico se extiende fundamentalmente por los municipios de Cariño, Ortigueira, Cedeira, Valdoviño, Cerdido, Somozas, Moeche y San Sadurniño. Lograr para esta zona de grandes valores geológicos, litológicos, geomorfológicos, mineralógicos, edafológicos, de biodiversidad, agricultura, silvicultura, pesca, marisqueo, turismo paisajístico, recreativo y cultural, gastronomía, etc., la denominación de Geoparque auspiciado por la Unesco puede servir para poner a Galicia en un lugar relevante del conocimiento y del turismo que complete sus numerosos y reconocidos valores.

En síntesis, el área del Complejo Básico-Ultrabásico de la Sierra de la Capelada-Cabo Ortegal presenta en un grado elevado todos los requerimientos de este tipo de figuras:

- Patrimonio geológico de extraordinario valor científico con amplia representación de rocas diferentes, en su mayor parte propias del manto y de corteza oceánica que pueden ser observadas en superficie. Probablemente uno de los lugares de Europa más estudiados, con numerosísimas tesis doctorales de investigadores de Holanda, Francia, Reino Unido, España, Portugal, etc.
- Formas de relieve sorprendentes. Acantilado más alto de la Europa continental con más de 600 m en Herbeira con rocas ultrabásicas, relieves eclogíticos y granulíticos. Rocas metamórficas características del manto y corteza oceánica que han soportado presiones del orden de unas 10.000 atmósferas. Miradores de Miranda, Coucepenido, Ortegal, etc., Islotes dos Aguillóns, formas de microkarst serpentínico, pliegues, ensenadas, rías, ríos, terrenos montañosos, cataratas, evidencias periglaciares y glaciares...
- Alteraciones y suelos de gran importancia científica con manifestaciones ferralíticas de millones de años, y suelos incipientes con carácter ándico (Andosoles aluándicos) sobre los mismos materiales (anfíbolitas y otras rocas metabásicas) y, también, suelos hipermagnésicos (Leptosoles móllicos y Phaeozem lépticos saturados en Mg) que no se presentan prácticamente en otros lugares de la Península Ibérica.
- Minerales de elevado interés científico: zaratitas, morenositas, cloritas (kotchubeita,...) y vermiculitas trioctaédricas de origen hidrotermal con modificaciones de intemperización y edafogénesis, minerales del grupo de la serpentina, anfíboles fibrosos, talco, granates, ópalos,...



Fig. 2.- Dos minerales del Complejo Básico-Ultrabásico recogidos por el Museo de Historia Natural de Luis Iglesias. A) Zaratita es un mineral de la clase de los minerales carbonatos y nitratos de níquel ($\text{Ni}_3\text{CO}_3 \cdot (\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$). Fue descubierta en 1851 en Teixedelo, siendo nombrada así en honor de Gil y Zárate, escritor, político y pedagogo español. En algunos escritos se ha reflejado con el nombre de Teixedelita. B) Morenosita, mineral cuya fórmula química es $\text{NiSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$. Debe su nombre al farmacéutico y químico español Antonio Moreno Ruiz, de la Academia de Ciencias Naturales (1796-1852). Otros nombre que recibe este mineral es epimillerita.



Fig. 3.- Desde el Cabo Ortegal, el punto más occidental, pueden verse los acantilados en rocas ultrabásicas del macizo del Limo y formas de litoral de costas basculadas y en retroceso, en un paisaje en el que la niebla y la saturación de humedad del aire es prácticamente continua.

- Mezcla de las aguas del Océano Atlántico y del mar Cantábrico con una fauna y flora de extraordinaria relevancia.
- Aprovechamientos silvícolas, agronómicos, pesqueros, mineros, turísticos, etc., integrados y sostenibles.
- Hábitats y Biodiversidad marina, litoral y continental de extraordinaria importancia con varias especies en riesgo de extinción o protegidas, tanto de flora como de fauna. Zonas LIC, Zepas y Ramsar.
- Patrimonio cultural extraordinario con multitud de yacimientos arqueológicos, patrimonio religioso y cultural, leyendas,... y San Andrés de Teixido como lugar obligado de peregrinación para ponerse a la altura de Santiago: “Cala Andrés, irán a verte de morto todos os que non o fixeran de vivo, e terán que ir arrastrándose”.
- Paisajes con miradores inigualables: Vixía Herbeira, Ortegal, Limo, Punta Candelaria, Miranda, Espasante, Campo dos Carrís, Punta do Limo, ,...
- Gastronomía de extraordinaria calidad
- Extraordinaria “aula de la Naturaleza” apta para la docencia e investigación de las Ciencias de la Tierra y del Ambiente a todos los niveles educativos.

Además:

- Sería el primer Geoparque de Galicia
- Sería la primera iniciativa de Geoturismo en Galicia.

EL CONTEXTO GEOLÓGICO DEL COMPLEJO BÁSICO-ULTRABÁSICO DE SIERRA DE LA CAPELADA-CABO ORTEGAL.

Anthonioz y Ferragne (1978) consideran que el Complejo Básico-Ultrabásico forma parte de los complejos polimetamórficos alóctonos del noroeste de la Península Ibérica junto a los de Ordenes, Lalin, Bragança y Morais y el denominado “graben polimetamórfico” (fig. 4).

Estos autores señalan que la litoestratigrafía definida a partir de los trabajos de Den Tex (1961, 1965), Den Tex y Vogel (1962), Vogel (1965, 1967) y Engels (1972) se compone de dos grupos:

- Un grupo mesozonal, de anfibolitas monótonas que reposa sobre el borde occidental del complejo, y
- un grupo catazonal (de facies granulítica y eclogítica) de litología más variada, que incluye gneis con distena en la base, pyrigarnitas, plagiopyrogarnitas con y sin hornblenda, eclogitas y meta-ultrabasitas con

una historia policíclica polimetamórfica. El primer metamorfismo es catazonal, mientras que el segundo es de tipo retrogrado.

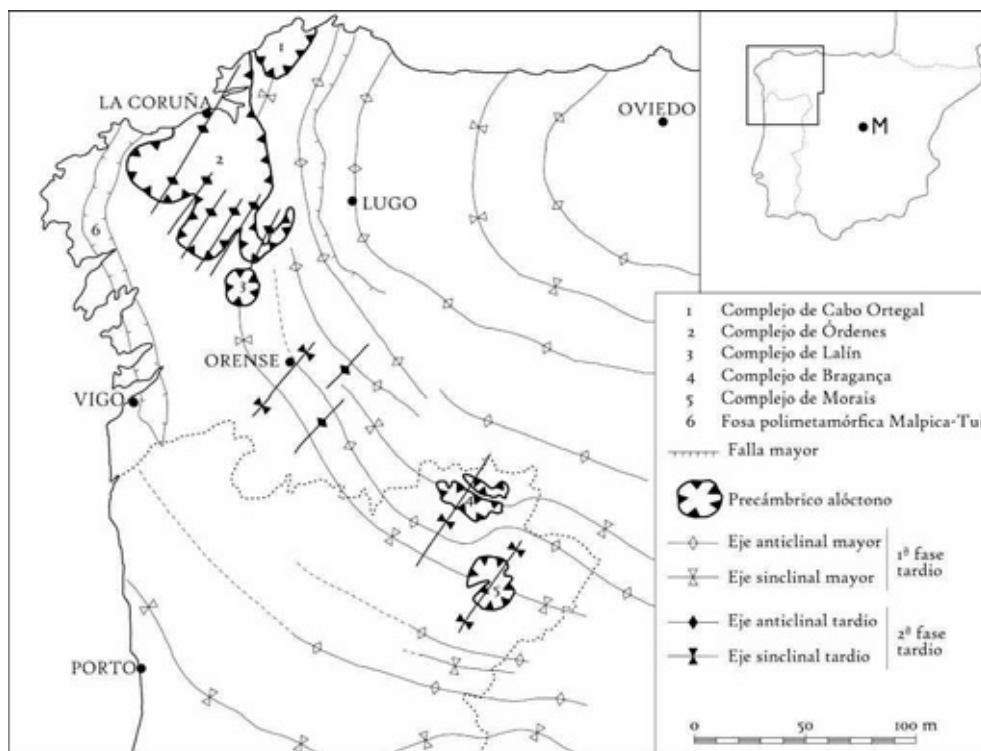


Fig. 4.- Complejos alóctonos polimetamórficos del NW de la Península Ibérica (Anthonioz y Ferragne, 1978).

Estudios posteriores han completado la visión del Complejo hasta llegar al mapa presentado por Martínez Catalán et al (2010), elaborado a partir de diferentes síntesis realizadas por autores como Vogel (1967), Arenas (1988) y Marcos et al., (1984). (fig. 5). Según estos autores el Complejo está formado por tres grandes tipos de unidades:

- Unidades Superiores de Presión intermedia. Constituida por paragneises y metabásicas en facies de las anfibolitas que se conocen como “Gneises de Cariño”.
- Unidades Superiores de Alta Presión y Temperatura. Constituida por paragneises con inclusiones de retroeclogita (“Gneises Bandeados”), eclogitas, granulitas básicas y anfibolitas (de la Formación Bacariza) y

rocas ultramáficas de los macizos de Limo, Uzal y Herbeira formando el conjunto denominado Unidad de Capelada; paragneises con inclusiones máficas en facies de las granulitas (“Gneises de Chimparra”), metagabros y anfibolitas de alta temperatura, granulitas y metagabros coroníticos de la Formación Candieira formando la Unidad de Cedeira y anfibolitas de la Unidad de Peña Escrita.

- Unidades Ofiolíticas. Constituidas por las Unidades de Purrido (anfibolitas masivas), Moeche (metabasitas en facies de esquistos verdes, filitas y esquistos y serpentinitas), Unidad de Espasante (ortogneises félsicos, esquistos, anfibolitas y retroeclogitas y unidad de Melange de Somozas con materiales ofiolíticos y sedimentarios).

Gil Ibarguchi y Giardou diferencian:

1.- Unidad basal o Alóctono inferior: Unidad de Moeche. Comprende rocas sedimentarias y restos de una unidad ofiolítica recrystalizada en condiciones de baja temperatura y baja presión (facies de los esquistos verdes), junto con rocas afectadas por metamorfismo de alta presión y temperatura (gneises y eclogitas). La diversidad y el alto grado de deformación de la mayor parte de estos materiales sugiere que se trata de una zona de “mezcla tectónica” (Melange) originada durante las fases de tectónica tangencial herciniana y constituida por varios grupos litológicos yuxtapuestos.

2.- Estructuralmente por encima de esta unidad se encuentran las rocas más extensivas y características del Complejo: Eclogitas, Granulitas y Peridotitas, y, sobre ellas, un complejo ofiolítico (fig. 5) con metamorfismo regional en facies de las anfibolitas. Estos materiales aparecen en varias formaciones (Purrido, Pena Escrita, Agudo y Candieira) donde es posible reconocer la presencia de antiguos gabros, basaltos, diques de diabasa y plagiogranitos.

Los complejos ofiolíticos (fig. 6) son conjuntos de rocas ígneas, sobre todo ultrabásicas y básicas, que se encuentra emplazados tectónicamente en la corteza continental y poseen una estructura estratoide característica, con tectonitas ultrabásicas en la parte basal, seguidas por materiales ultrabásicos, básicos, gabros y dioritas masivos. Cortando a estos materiales suele aparecer un complejo de diques subverticales tableados, y encima lavas almohadilladas (aparecen en la playa de Espasante en forma de brechas volcánicas metamorfizadas en la facies de los esquistos verdes) y sedimentos pelágicos. Son, por tanto, conjuntos de fragmentos laminares de corteza y manto oceánicos, emplazados durante la convergencia de placas dentro de los cinturones orogénicos.

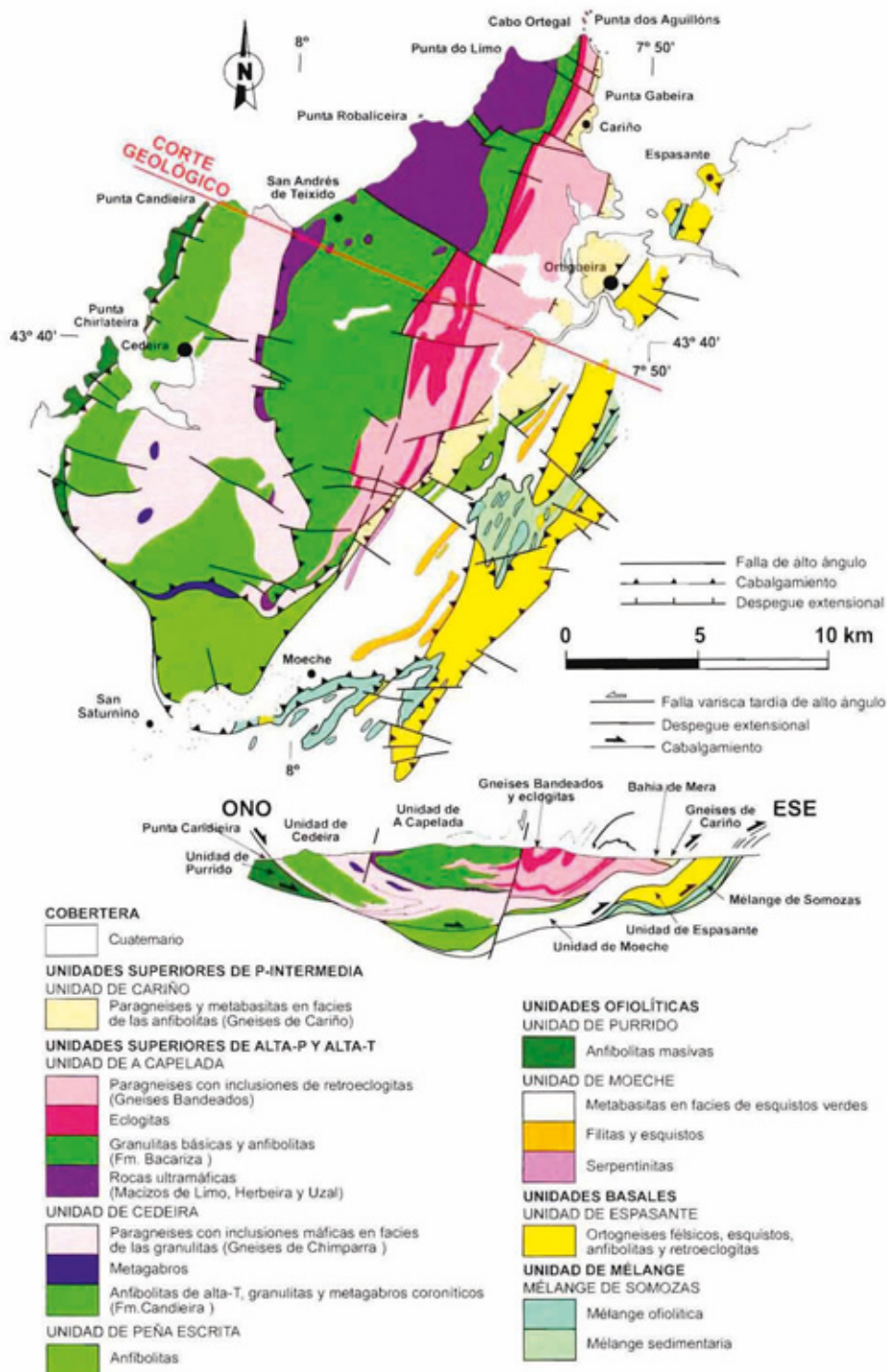


Fig. 5.- Mapa geológico del Complejo Básico-Ultrabásico, elaborado por síntesis de los trabajos de varios autores (Martínez Catalán et al., 2010).

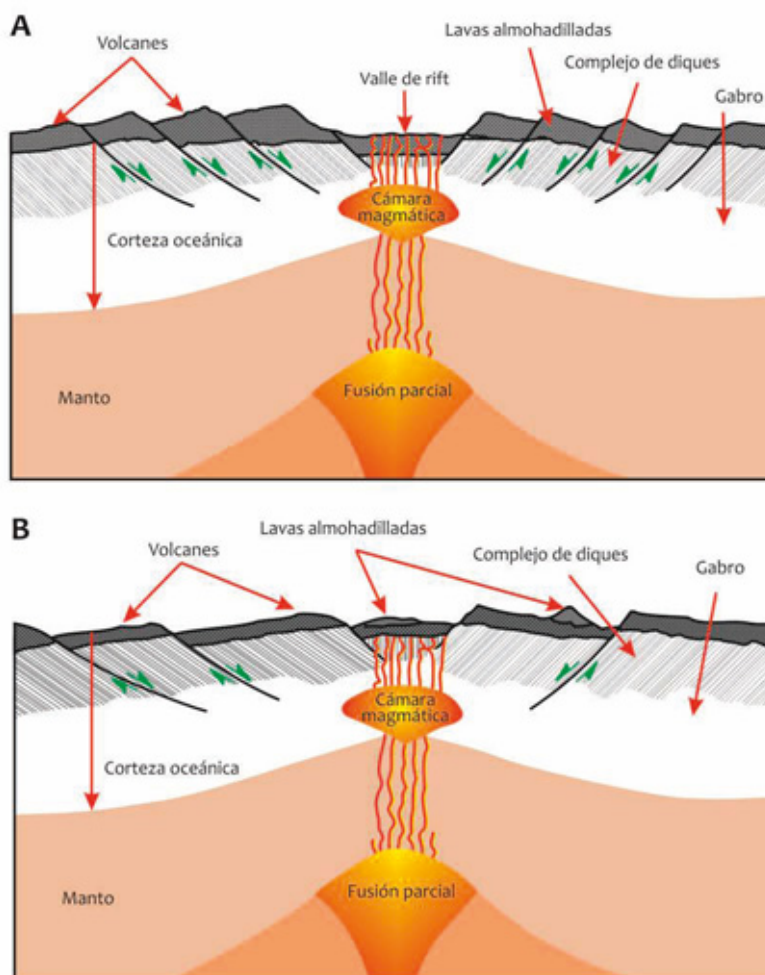


Fig. 6.- Esquema de formación de un complejo ofiolítico.

La presencia de este complejo ofiolítico sobre regiones autóctonas o paraúctonas del continente Gondwana, sugiere la correspondencia de este complejo con un océano asociado a este margen (el Océano Rheico) (Fig. 7). El metamorfismo asociado al complejo ofiolítico de la Capelada se ha datado en torno a 390 Ma, en el Devónico Inferior (Martínez Catalán et al., 2010). Este metamorfismo estuvo probablemente relacionado con el cierre del océano Rheico, pero además con procesos de obducción de material (macizos granulíticos/eclogíticos) que aparecen hoy día superpuestos a la unidad ofiolítica. Así, en el alóctono superior puede distinguirse una unidad estructural formada por gneises migmatíticos, con algunas

intercalaciones de metabasitas (gneises bandeados y gneises de Chimparra) y otra que comprende gran cantidad de materiales básicos y ultrabásicos (dominio de Concepenido). Los materiales de esta unidad tendría una gran antigüedad (probablemente más de 2000 millones de años). La recrystalización de los protolitos básicos originó rocas con granate y onfacita con o sin plagioclasa, esto es, verdaderas eclogitas y rocas, que podríamos llamar gneises con onfacita, mientras que las rocas pelíticas y cuarzofeldespáticas fueron transformadas en gneises migmatíticos.

3.- El alóctono superior de la Capelada (dominio de Concepenido) está constituido por granulitas con granate y clinopiroxeno, eclogitas y rocas ultramáficas. Los contactos entre eclogitas, granulitas y rocas ultramáficas están marcados por zonas de intensa deformación por cizalla. Existe una importante retrogradación en facies de las anfíbolitas en estas zonas, así como en otras zonas de cizalla dispersas, más o menos paralelas a las anteriores. Este metamorfismo se relacionaría con los procesos de ascenso y emplazamiento del complejo en su posición actual. Las eclogitas aparecen en una banda de 15 km de largo por 0,1 a 2 km de ancho. Constituye uno de los mayores afloramientos que se conocen de este tipo de rocas. Las eclogitas forman a menudo relieves topográficos prominentes, como el Pico Concepenido, el alto de Miranda o los acantilados de la punta del Cabo Ortegal (ver portada y figs. 25 y 26). La mayoría de las eclogitas poseen una composición similar a la de los basaltos de la dorsal medio oceánica. El metamorfismo eclogítico tiene una edad de al menos 480 millones de años.

Las granulitas con granate y clinopiroxeno afloran en buena parte de la Serra da Capelada y ocupan la mayor parte del alóctono superior, con una composición heterogénea, siendo abundantes los tipos litológicos ricos en granate y plagioclasa. Los estudios sugieren que su origen está relacionado con un arco volcánico próximo a un margen continental, con una antigüedad de 480-490 Ma. El metamorfismo granulítico alcanzó condiciones de unos 800°C y más de 13,5 kBa, lo que significa que las granulitas de este complejo, y probablemente también las eclogitas, se formaron en condiciones de presión bastante más elevada que la mayoría de las granulitas conocidas de otras partes del mundo, donde, a diferencia de las de Cabo Ortegal, son frecuentes asociaciones de más baja presión que contienen ortopiroxeno.

Las rocas ultramáficas del alóctono superior forman extensos cuerpos laminares de harzburgitas con espinela y piroxenitas. En menor proporción aparecen dunitas. Los dos cuerpos más importantes son los de Limo y Herbeira, que originan espectaculares acantilados a lo largo de la costa del Complejo. En el macizo de

Herbeira se distingue un fragmento excepcionalmente bien conservado de manto superior. Se trata de una masa kilométrica de harzburgitas con piroxenitas, que se concentran en una lámina de 300 m de espesor por 3 km de largo. Dicha lámina muestra una alternancia de rocas ultramáficas, especialmente piroxenitas y dunitas, sin ninguna ritmicidad aparente. La alternancia estaría relacionada con la cristalización de magmas que se intruyeron en forma de diques en las peridotitas. Estas rocas ultramáficas poseen una intensa deformación, así como una fuerte recrystalización, anteriores al emplazamiento de las mismas en su posición actual.

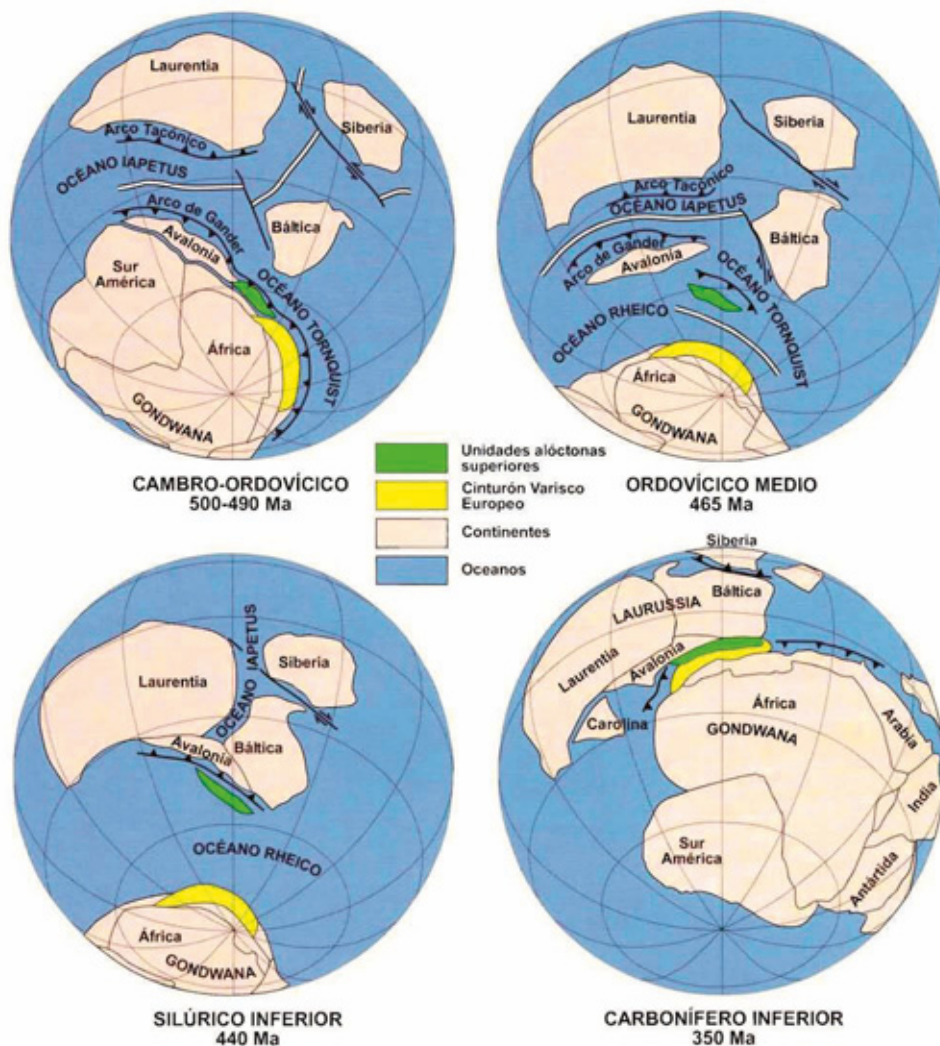


Fig. 7.- Esquema de la evolución en el tiempo de las unidades alóctonas superiores del Complejo Básico-Ultrabásico de Sierra de la Capelada Capelada-Cabo Ortegal. (según Barreiro et al. (2007); basado en Winchester et al., (2002)

Martínez Catalán et al., (2010) presentan la evolución de los materiales alóctonos a lo largo del tiempo, desde el Cambro-Ordovícico al Carbonífero, en relación con la posición de los materiales constituyentes del cinturón Varisco Europeo y las placas continentales existentes. A partir de los trabajos de Gómez Barreiro et al. (2007) y Winchester et al. (2002) consideran que de un material localizado en la parte superior del gran continente de Gondwana la apertura y posterior cierre del océano Rheico lleva los materiales que constituyen las unidades alóctonas superiores hacia el norte, hasta confluir en el Silúrico medio con Avalonia y quedar integrado en un supercontinente Pangea en el Carbonífero inferior. (fig. 7).

HIPÓTESIS GENÉTICA

La primera teoría sobre la génesis del Complejo de Cabo Ortegal fue establecida por van Calsteren (1977, 1979) en base a la teoría denominada del “*manto pluma*” y sostiene que el Complejo de Ortegal es un complejo subautóctono, formado a partir de intrusiones del magma en la corteza continental inferior. Un “manto pluma” está compuesto por rocas del manto localizadas en un punto más caliente de lo normal con un extremo en forma de hongo de centenares de kilómetros de diámetro unido a un conducto largo y estrecho (fig. 8).

Cuando el extremo de la pluma se aproxima a la base de la litosfera fría, se expande hacia los lados. La fusión por descompresión en el interior del extremo de la pluma genera grandes volúmenes de magma basáltico que asciende y provoca el volcanismo en superficie. El resultado es una región volcánica, siendo que las plumas suelen concentrarse debajo de los supercontinentes, de forma que algunos investigadores han sugerido que los “manto plumas” han desempeñado un papel significativo en el desarrollo de los rifts continentales. En esta hipótesis las eclogitas y las granulitas representarían la parte inferior de la corteza continental de origen precámbrico, intruida por una pluma de peridotitos. (fig. 8).

De acuerdo con los últimos estudios petrológicos, geoquímicos y radiológicos se considera que el Complejo de Cabo Ortegal es un complejo alóctono, originado fundamentalmente en un entorno oceánico o de arco de islas, que fue posteriormente sometido a metamorfismo de alta presión y temperatura hace más de 490-420 millones de años. Según esta hipótesis el complejo surgió a finales del Paleozoico, como consecuencia de la Orogenia Hercínica, dando lugar al continente de Pangea. En particular, las formaciones rocosas y montañosas de este complejo tendrían su origen en la colisión entre los dos supercontinentes Gondwana y Laurentia, coincidiendo con el cierre del Océano Rheico. Esta colisión dio lugar a la cordillera Varisca de la que forma parte el Complejo

alóctono de Ortegál y varios Complejos ofiolíticos. Posteriormente la cordillera Varisca fue arrasada por la erosión dando lugar a una penillanura, que está representado en esta zona por el Monte de Limo.

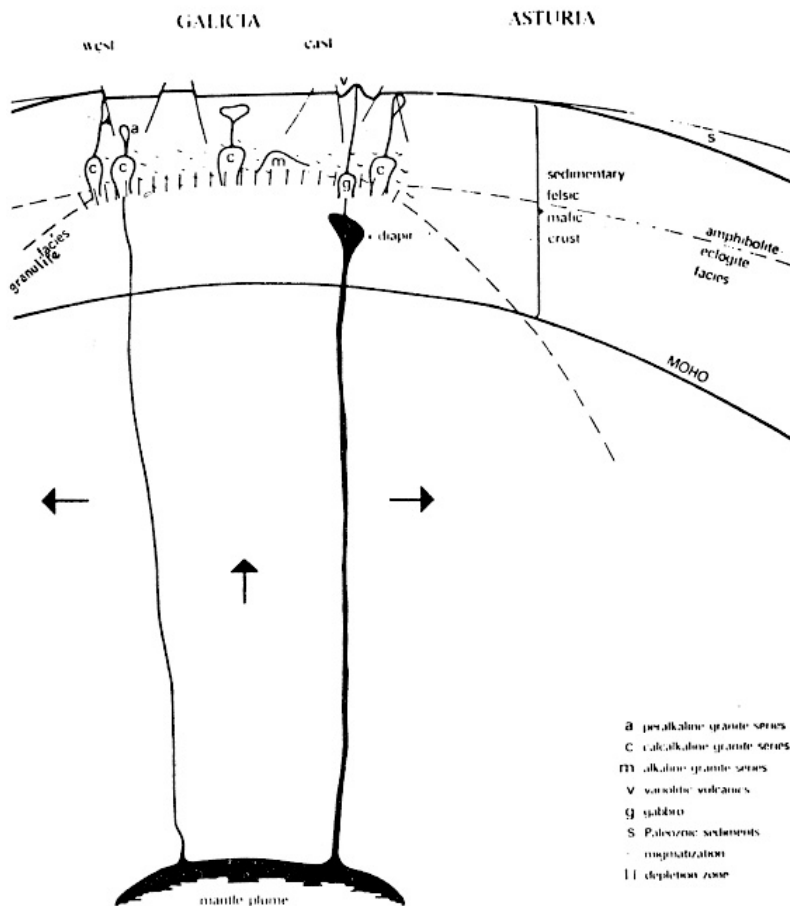


Fig. 8.- Esquema, según Den Tex (1980), de la hipótesis del manto pluma para el complejo básico-ultrabásico de Sierra de la Capelada-Cabo de Ortegál.

De esta forma, las unidades superiores, más antiguas, están situadas sobre unidades más recientes en la escala del tiempo, por lo que se deduce que el Complejo de Cabo Ortegál puede explicarse por la apertura y posterior cierre del Océano Rheico, habiendo restos de este que afloran a través de suturas en los choques de los márgenes continentales de los continentes Laurentia y Gondwana, para originar Pangea.

LITOLOGIA Y APROVECHAMIENTOS

El Complejo básico-ultrabásico de Sierra de la Capelada- Cabo Ortegal está constituido por un gran número de materiales ígneos y metamórficos. Los principales elementos de este complejo son rocas ultramáficas (peridotitas y dunitas serpentinizadas), rocas máficas (metagabros toleíticos: eclogitas, granulitas y anfibolitas) y metasedimentos cuarzo-feldespáticos (gneises granate-biotita, esquistos verdes y rocas calcosilicatadas). Todas las rocas han sufrido metamorfismo de alto grado, culminando en las facies de granulitas (hasta 800°C, con frecuente presencia de procesos de migmatización) y eclogitas (más 10.000 atmósferas de presión) seguidas por fases de retrodegradación.

Las rocas más abundantes en el complejo son las anfibolitas y granulitas con enclaves más localizados de serpentinitas, eclogitas y gneises básicos de diferentes composiciones. Los componentes dominantes en las anfibolitas son anfíboles y plagioclasas, presentando también con frecuencia un apreciable contenido de granates. Hay algunas canteras de estos materiales utilizados para áridos de construcción. (fig. 9).



Fig. 9.- Detalle de roca anfibólica y metabásica de la zona de Moeche y afloramientos de las anfibolitas de Purrido con vegetación pionera típica de roquedos.



Fig. 10 y 11.- Anfíbolitas de Punta Candieira. Aspecto de una formación de tojal-brezaI pastoreada por ganado cabrío.

Las granulitas contienen como minerales dominantes granates, piroxenos, anfíboles y plagioclasas.



Fig. 12.- Rocas granulíticas en el mirador del Campo dos Carrís y su entorno. Fotos David Vilariño.



***Fig. 13.-** Los muros de la iglesia y casas de de San Andrés de Teixido contienen un muestrario de la gran variedad de rocas granulíticas más o menos migmatizadas.*

Como consecuencia de procesos de migmatización las granulitas de la Capelada presentan con mucha frecuencia bandas leucocráticas con abundante cuarzo y algún feldespato. No suelen ser explotadas, excepto como material de construcción de muros y viviendas. (fig. 13).



***Fig. 14.-** Al igual que las eclogitas muchas zonas de granulita destacan en el paisaje y permiten su utilización como miradores.*

Las eclogitas están constituidas por piroxenos (onfacita) y granates, si bien debido a procesos de retrometamorfismo no es rara la presencia de anfíboles entre los componentes mayoritarios. Se han explotado en las canteras de Monte Castrillón y Punta de Aguillóns fundamentalmente como material para la construcción del muelle de Cariño, donde pueden apreciarse una buena muestra de su variabilidad en composición y tamaño de los cristales. Su extrema dureza y abrasibilidad, junto con la elevada fracturación tectónica de la zona, dificulta su uso como roca ornamental, que podría realizarse dado su rareza y colorido, si bien se han intentado pequeños aprovechamientos artesanales, como piedra semipreciosa, como los de los “farrumecos” y pequeñas esculturas (Suárez Lago, 1981).



Fig. 15.- *Cantera y afloramientos de eclogitas en la Sierra de la Capelada-Cabo Ortegal. Es una de las escasas canteras de este tipo de materiales que se considera constituyen el manto y las capas profundas de la corteza.*

Las rocas ultrabásicas serpentinizadas corresponden en su mayoría a peridotitas y lherzolitas con espinela-pargasita con un grado de serpentinización variable. Hay tres grandes zonas de rocas ultrabásicas denominadas por los términos de Uzal, Herbeira y Limo. Inicialmente están constituidas casi exclusivamente por olivinos

con proporciones menores de piroxenos. La serpentinización que puede llegar a ser total, afectando a toda la masa rocosa origina minerales como crisotilo, antigorita, bastita, clorita, vermiculita, talco y diferentes espinelas (fundamentalmente magnetita y cromita). Presentan altos niveles de Ni y Mn y a veces de Cr, Cu y Co. La explotación y comercialización de estos materiales se realiza como “dunita”.



Fig. 16.- *Cantera abandonada de dunitas. Pueden encontrarse minerales cloríticos y vermiculíticos trioctaédricos.*

Según el IGME (1975) estos materiales tienen importantes aplicaciones debido a las siguientes características:

- aportan magnesio al lecho de fusión de los materiales férreos en la industria siderúrgica, dando escorias fácilmente eliminables
- no decrepitan frente al choque térmico, lo que impide o reduce la formación de finos.
- no experimentan procesos de hinchamiento y contracción.
- Tienen una dureza de 6.5 a 7.0.

- Tienen un intervalo de fusión plástico muy corto, ofreciendo mayor continuidad en la permeabilidad de cargas.
- Mejoran la inyección de fuel
- Tiene alta resistencia mecánica (igual o mayor que la de los minerales de Fe).
- Tienen un bajo punto de fusión (1500°C), lo que facilita la formación de escorias primarias.
- Tienen un carácter neutro permanente, lo que permite variar el volumen de escoria sin que se presenten desajustes en el índice de basicidad.
- Están exentas de carbonatos, lo que reduce el consumo de coque
- Aumentan el volumen útil el horno y por tanto la productividad.
- Además son materiales escasos, señalando el IGME su importancia económica en las proximidades de Moeche y Cariño y en la Serranía de Ronda.

En la Capelada hay tres permisos de explotación, con canteras abandonadas, que deben ser restauradas o valorizadas y canteras activas. (Fig. 16).

Otros materiales de extensión relevante son los gneises y esquistos básicos, a menudo con retrometamorfismo y con frecuentes pliegues (Figs. 17 y 18). Se localizan en el borde occidental de la ría de Ortigueira, como en la Península del Masanteo y el entorno del estuario de Sismundi.

La comparación de la composición química de los grupos principales de rocas se encuentra en la Tabla 1 pudiendo deducir las importantes consecuencias que tiene esta composición sobre la composición, propiedades y fertilidad de los suelos.

Tabla 1.- Valores medios e intervalos de composición química de algunas rocas del Complejo Básico-Ultrabásico de la Sierra de la Capelada-Cabo Ortegal.

Roca	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O
Ultrabásicas	35,6-38	0,2-0,9	8,4-11,1	0,6-3,6	37,5-41,5	<0,01	<0,01
Serpentinizadas	36,4	0,4	10,4	1,6	38,7	<0,01	<0,01
Anfibolitas	44-64 50	12,6-20,2 15,6	6,7-16,9 10,2	5,6-14,3 7,3	4,0-10,7 2,9	1,8-4,9 0,4	0,1-1,5 0,4
Metabásicas	47-54 49,6	14,3-18,5 17,3	6,8-14,9 10,5	6,6-12,8 10,5	7,2-11,7 8,8	0-0,3 0,1	1,7-3,1 2,5
Eclogitas Granulitas	49,9- 62,8 55,3	14-16,2 15,6	8,2-13,4 10,3	4,5-10,7 7,8	3,1-7,9 5,5	0,2-0,8 0,3	1,4-4,8 3,0



Fig. 17.- En la península del Masanteo los materiales originales son de naturaleza gneílica. En las zonas costeras sobre estos materiales es frecuente encontrar ejemplares de gran tamaño de *Crasostrea gigas* (colores más claros)



Fig. 18.- Pliegues en paragneisses con retrometamorfismo camino del cabo Ortegal. Otro similar fue destruido en el muelle de Cariño.

GEOMORFOLOGIA (A. Pérez Alberti)

Situada en el Noroeste de Galicia, entre las rías de Ortigueira, al norte y Cedeira, al sur, se encuentra la Serra da Capelada, que tiene en el Cabo Ortegal su límite más septentrional (Fig. 19). Se trata de un espacio diferenciado respecto a su entorno hecho que lo convierte en uno de los lugares más interesantes de Galicia tanto por su constitución geológica, como por su configuración geomorfológica y su paisaje.



Fig. 19.- Situación de la Serra da Capelada.

1.-Los contrastes topográficos

El relieve se descompone en una serie de superficies aplanadas, basculadas hacia el este, a favor de un juego de discontinuidades de dirección este-este. Entre ellas sobresale la que se alarga desde Teixidela, al oeste, a Mera, al este. Desde los más de 600 metros de Vixía Herbeira, hasta los 200 del Río das Mestas, la sierra descende suavemente. Por el contrario, la línea de costa, se caracteriza por altos acantilados con pendientes superiores a los 80° en algunos lugares.

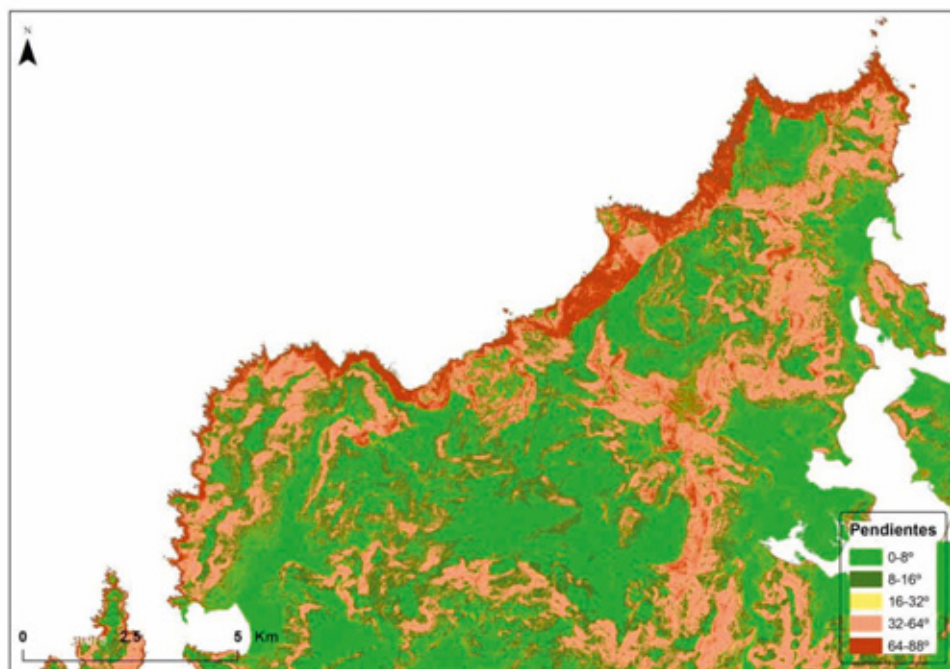


Fig. 20.- Mapa de pendientes.

En la figura 20 se pueden ver con claridad los contrastes topográficos. En buen aparte del territorio dominan pendientes inferiores a los 8° que se corresponden con los restos de antiguas superficies de aplanamiento. El encajamiento de la red fluvial que descende hacia el este, la Ría de Ortigueira, viene marcado por pendientes de entre 8 y 16°, asociadas con los bordes superiores de los valles. Pendientes superiores a 16° e, incluso, a 32° señalan los lugares de mayor encajamiento de la red fluvial y los límites de bloques levantados de forma diferencial. Pendientes mayores a los 32°, 64° e incluso 80° se encuentran en el frente costero, en donde dominan altos acantilados que pueden alcanzar los 600 metros en Vixía Herbeira y los 400 en Candieira.

2.- Los acantilados de San Andrés de Teixido y Vixía Herbeira

El sector más singular se alarga entre el Cabo Ortegal, al norte, y Punta Candieira (Figuras 19 y 21). Los acantilados modelados sobre rocas básicas y ultrabásicas forman un murallón continuo interrumpido por vaguadas en forma de media naranja. En las de mayor extensión se emplazan las localidades de Teixidela y San Andrés de Teixido.

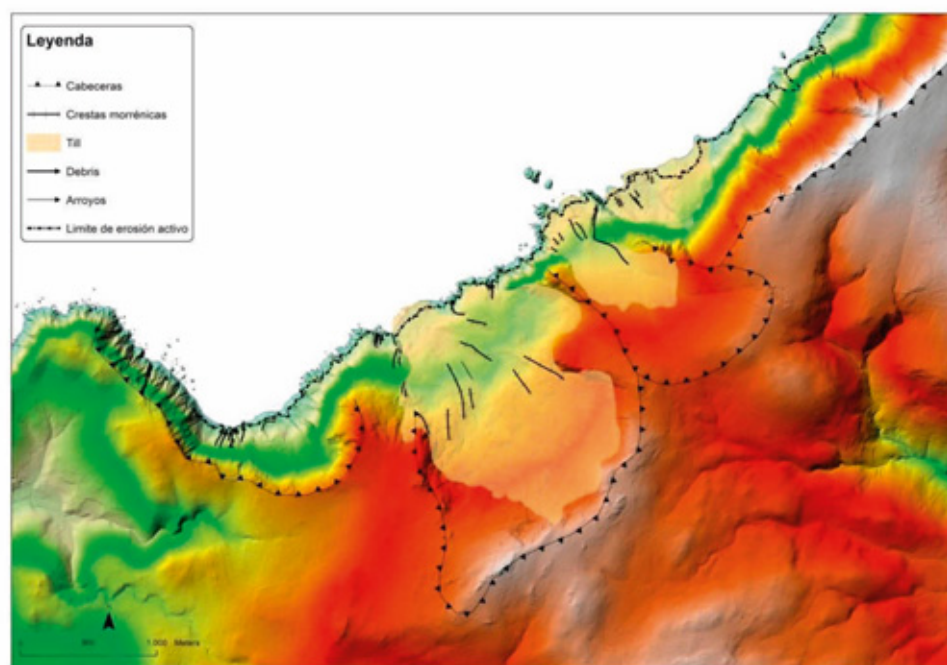


Fig. 21.- Esquema geomorfológico del sector de San Andrés de Teixido.

Es posible, pues diferenciar, por una parte, altos acantilados y por otra vaguadas perpendiculares a la costa. Su origen y evolución ha estado marcado por varias fases.

2.1.- La génesis de la estructura.

La construcción del entramado estructural de la Serra da Capelada, se encuentra asociada a la reactivación tectónica que se produjo en el noroeste peninsular durante el Neógeno. Un amplio juego de bloques dio lugar a un basculamiento

diferencial de oeste a este, diferenciando el sector Herbeira, al norte, el de Candieira, al sur y el de la cabecera del Río da Braxe, en el centro.

Asociado a esta reactivación tectónica se produjo el gran deslizamiento de Teixido-Teixidela. El mapa de pendientes del sector marca el escalonamiento de fracturas de cizalla norte sur y este-oeste (Fig. 22) con cifras que superan los 64°.

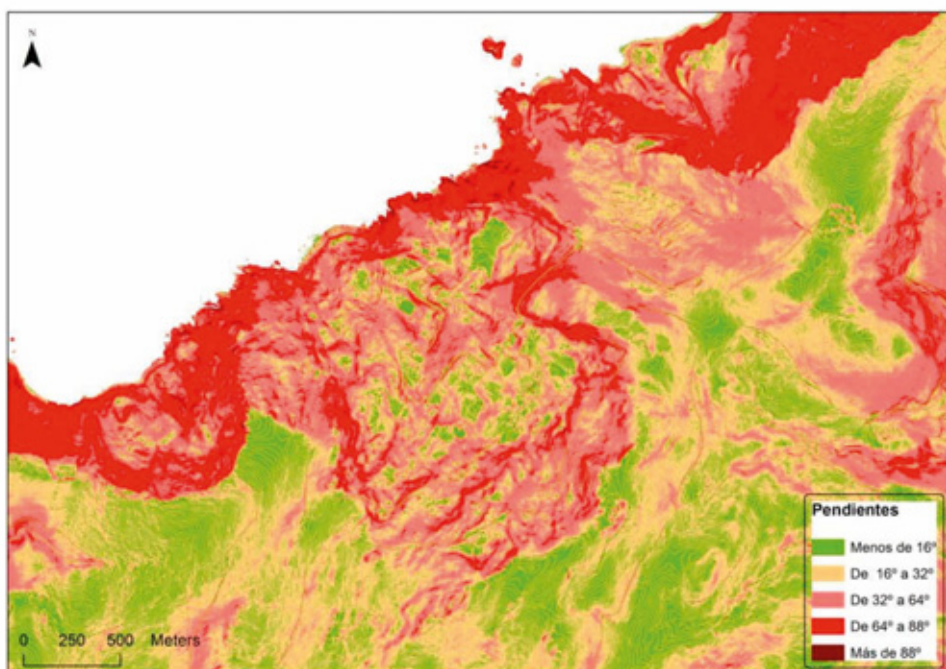


Fig. 22.- Mapa de pendientes del sector de San Andrés de Teixido.

En relación a la reactivación tectónica, hay que poner también el encajamiento progresivo de la red fluvial hacia el este. Se trata de procesos de antecedencia por los que las corrientes de agua se han visto favorecidas en su labor de erosión.

2.2.- Los procesos de modelado

Sobre un relieve controlado por la estructura tectónica, ha actuado la acción fluvial, un hecho relevante, el hielo y la acción marina.

Las **aguas continentales** han colaborado en el modelado de amplios sectores del interior de la Serra da Capelada y del frente costero. En muchos sectores de los

acantilados, es posible observar como pequeños cauces de agua intermitentes se han ido encajando progresivamente removilizando gran cantidad de sedimentos. Se trata de corrientes de agua episódicas, de alta energía, que funcionan en momentos de alta intensidad de lluvia.

Pese a su altitud, la Serra da Capelada, ha sido escenario de la presencia de pequeñas **lenguas de hielo** instaladas durante el Pleistoceno reciente. Este hecho, señalado hace años (Pérez Alberti y Blanco Chao, 1995), después de un exhaustivo trabajo de campo y mediante el uso de fotografías aéreas, se ve reforzado con el uso de modelos digitales de alta resolución (1m). La presencia de formas que no se pueden asociar al viejo deslizamiento ratifican las primeras hipótesis elaboradas hace veinte años. En la figura 21 aparece cartografiada la cubierta de sedimentos de origen glacial (till) así como las principales crestas morrénicas. En las figura 23 y 24 se pueden ver las morrenas existentes en el sector de Teixidela.

A)



B)

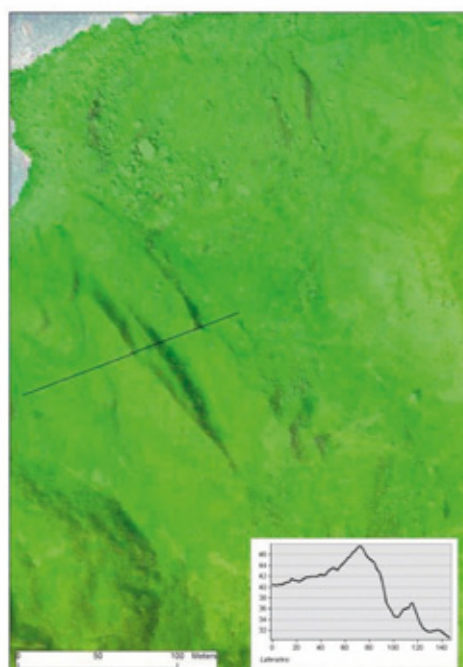


Fig. 23 y 24.- Sistemas morrénicos de Teixidela: A) frontal; B) lateral.

Tanto si se sigue el trazado del perfil de la figura 23, como por debajo de él, se pueden ver los arcos morrénicos de una de las terminaciones glaciares. En la figura 24 se ve con claridad un detalle.

En relación a la presencia de hielo y nieve hay que situar la existencia de numerosos flujos de derrubios (*debris flow*) que surcan algunos sectores del frente marino. Se caracterizan por un canal central bordeado por crestas laterales generadas en los momentos de mayor dinamismo de los flujos de derrubios (Fig. 25).

La acción marina ha estado condicionada tanto por los aportes sedimentarios generados en los momentos fríos (glaciar y flujo de derrubios) como por los de los cauces fluviales que funcionan en la actualidad. Este hecho explica la diversidad de formas de detalle existentes en la fachada costera.



Fig. 25.- *Flujos de derrubios existentes en el entorno de San Andrés de Teixido.*

En los lugares en los que existían depósitos morrénicos la acción marina ha construido estrechas planicies (*peiraos* en el lenguaje local) caracterizados por la

existencia de bloques heterométricos desde pocos cm hasta más de 2m en su eje mayor. Son de destacar los de Teixidela y San Andrés de Teixido.

PROCESOS DE ALTERACION: FORMACION DE SAPROLITAS.

En busca del equilibrio termodinámico los materiales expuestos a la intemperie son modificados química, mineralógica y estructuralmente. La composición de los materiales iniciales influye de forma decisiva en el producto resultante, siendo el contenido de Fe el que tienen mayor influencia en la conservación de la estructura original a lo largo de las modificaciones químicas inducidas por el drenaje (“motor de la alteración”) y las diferencias de movilidad geoquímica entre los diferentes elementos. Cuando el contenido de Fe es alto, como ocurre en las rocas del complejo básico-ultrabásico, se obtienen fácilmente formaciones de alteritas, cuya composición ha variado fuertemente pero que conservan la estructura original. Son las denominadas “saprolitas”, cuya importancia a efectos ambientales es considerable, formando junto con el suelo la denominada “zona o capa crítica” o zona en la que los procesos de contaminación pueden afectar de modo significativo a la calidad de las aguas freáticas y superficiales, de ahí la definición de suelo que se considera en los estudios de contaminación que hace llegar el suelo hasta la roca consolidada o hasta el freático. Las saprolitas, aunque conservan la estructura de la roca original, tienen una composición química y mineralógica y unas propiedades muy diferentes, destacando entre estas últimas su mayor capacidad de almacenamiento de agua.

El estudio de las alteritas, no ha sido tan intenso como el de las rocas o los suelos, hasta el punto de que autores como Melfi llegaron a demandar su estudio “*saprolito terra de ninguén*”, tanto por la influencia que ejercen en la composición y propiedades de los suelos como por su importancia en el comportamiento de la cobertura superficial, aguas y biota.

La velocidad de la alteración depende de factores climáticos (T^a y P) y del drenaje, pero también influyen otros factores como la composición inicial de la roca, es decir la alterabilidad intrínseca de los minerales que la componen y el grado de fracturación o tectonización o la presión a la que ha sido sometida la roca, factores que, en último término, van a decidir la mayor o menor facilidad de penetración de los fluidos de alteración. En el Complejo Básico-Ultrabásico la mayor parte de las alteraciones se han producido en condiciones de sistemas abiertos y sustractivos. Esto es condiciones en las que el agua circula y es eliminada rápidamente produciendo una diferenciación en la composición de los materiales iniciales. El

orden de movilidad observado es $\text{Ca}, \text{Na} > \text{Mg} > \text{K} > \text{Si} > \text{Fe}, \text{Al}$ en condiciones de buen drenaje, mientras que cuando aumenta el tiempo de residencia de las disoluciones en el sistema se incrementa la movilidad del Fe hasta hacerse próxima a la del Mg o K y se reduce la movilidad del Si. Así, los sistemas de menor tiempo de residencia tienden a la neoformación de gibbsita y oxihidróxidos de Fe (gibbsita, goethita o hematita), mientras que los de menor drenaje tienden a la formación de arcillas 2:1 (smectitas) y las intermedias lo hacen hacia los minerales de composición caolínica. Se obtienen así los sistemas de alteración “alitizante” (ferráltico), “fermonosialítico” y “ferbisialítico” según el tipo de minerales finales en equilibrio. Obviamente, además del tipo de alteración interesa el tiempo de actuación, pues resulta clave para permitir o no que se alcance la destrucción completa de todos los minerales lábiles o que esta situación no se haya alcanzado y coexistan minerales en equilibrio con fases iniciales o intermedias de la evolución. Por ello, en los sistemas de alteración interesa conocer no sólo el tipo de alteración, es decir hacia qué minerales del sistema residual tiende el sistema, sino el conjunto de minerales existente en un momento dado (la facies de alteración) que permite establecer la intensidad o grado de alteración producida. El complejo básico-ultrabásico, por el elevado contenido en Fe de sus materiales, permite conservar alteritas antiguas, pero también los procesos de rejuvenecimiento superficial, tanto por influencias tectónicas como erosivas, pone de nuevo en superficie fases iniciales, con lo que pueden estudiarse todas las etapas del proceso de alteración.

La observación de las alteritas que se han formado en el complejo básico-ultrabásico permite diferenciar dos grandes tipos de alteración: la de las rocas básicas y la de las rocas ultrabásicas serpentinizadas. En las primeras se observan todas las fases de alteración, desde las incipientes hasta las que ya han alcanzado el equilibrio y prácticamente todos los minerales primarios lábiles han desaparecido. En las segundas, la mayor resistencia de sus minerales constituyentes y la mayor frecuencia con que se producen situaciones erosivas sólo permiten observar situaciones de alteración incipiente o de evolución intermedia. Esto puede seguirse por ejemplo a través de la diferenciación química producida entre los materiales iniciales (rocas) y los más evolucionados (arcillas) por medio de diagramas geoquímicos, como el índice de Paker, que muestra el grado de eliminación de los elementos móviles que se ha producido (fig. 26), el diagrama de Chesworth, que recoge la evolución de los elementos mayoritarios hacia el sistema residual (fig. 27) o un diagrama ternario que muestre la evolución de los componentes del sistema residual (fig. 28). Con fines comparativos se ha introducido el comportamiento de los materiales graníticos según las observaciones y estudios realizados por diferentes autores (Calvo et al. ; García Paz, López et al. ; Macías et al.,....).

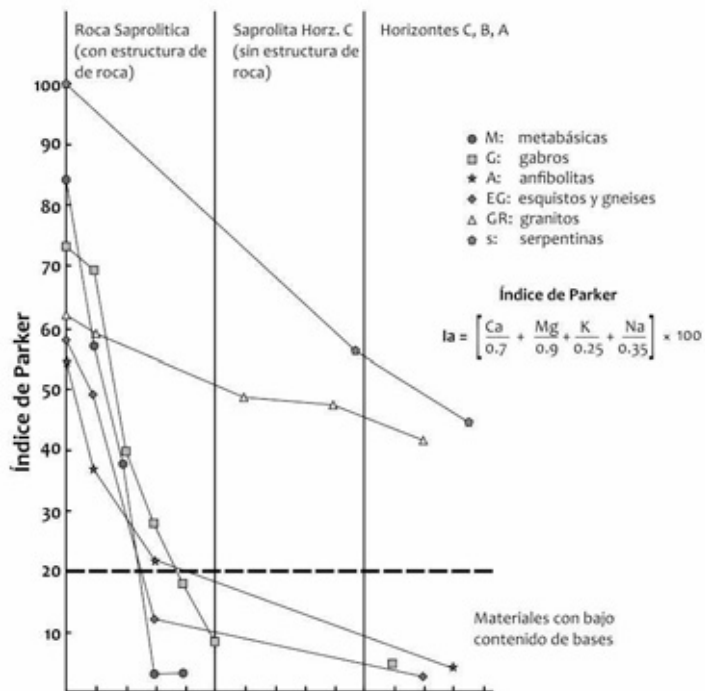


Fig. 26.- Comparación de la evolución del índice de Parker en la secuencia de alteración de diferentes materiales de Galicia. Las serpentinitas muestran la menor pérdida de cationes básicos, incluso menos que los granitos, mientras que las rocas metabásicas los han perdido prácticamente todos y mantienen la estructura de roca.

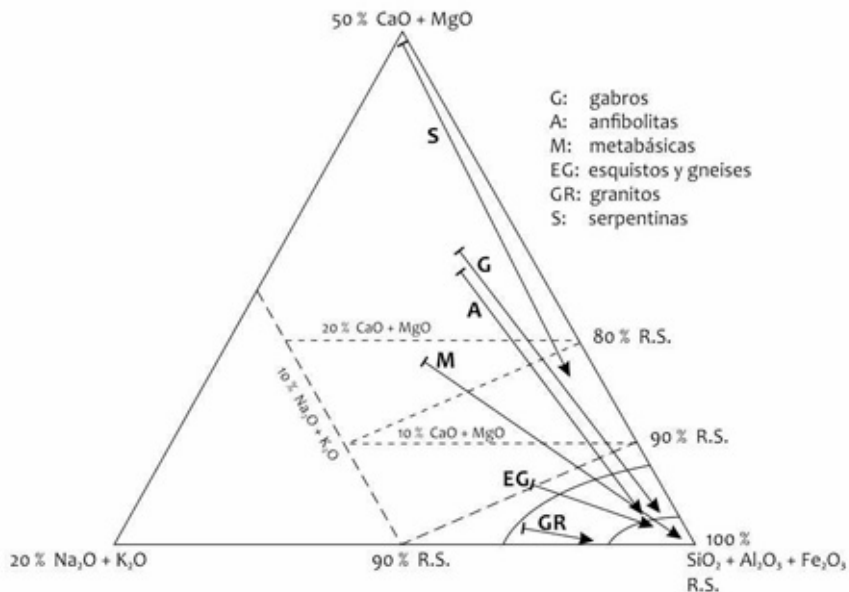


Fig. 27.- En un diagrama de Chesworth de nuevo las serpentinitas son los materiales que menor evolución presentan hacia el sistema residual.

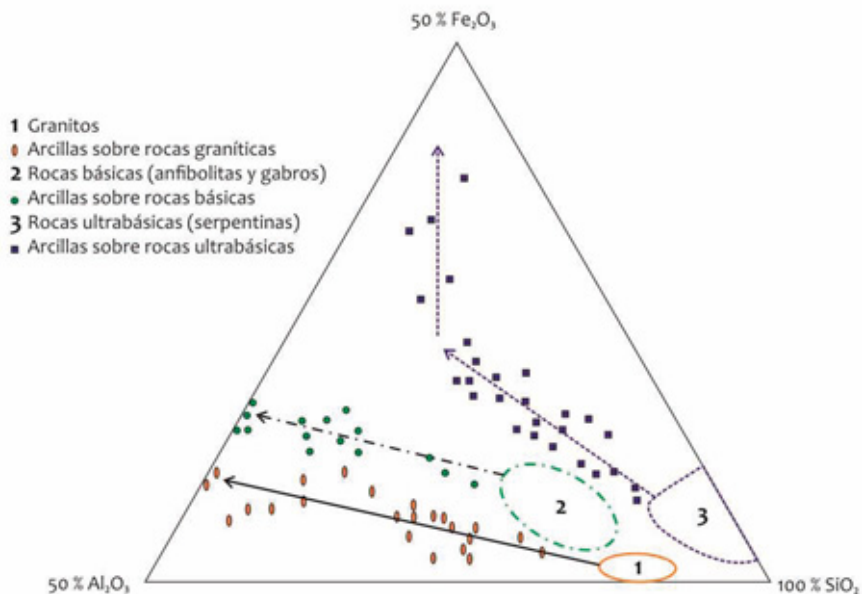


Fig. 28.- En el diagrama del sistema residual se aprecia el diferente comportamiento de la alteración de las serpentinitas respecto a rocas básicas y granitos. Estas llegan en sus estadios más avanzados (arcillas de suelos) a extremos ferralíticos. Las serpentinitas parecen como si se acabase el Aluminio del sistema y las formas más evolucionadas tienen composición predominantemente ferruginosa.

Mineralógicamente el estudio de las secuencias de alteración de las rocas básicas permite identificar diferentes estadios:

- 1.- Minerales primarios
- 2.- Minerales primarios + gibbsita
- 3.- Minerales primarios + gibbsita + goethita + filosilicatos 1.1 de bajo grado de orden
- 4.- Minerales primarios transformados (vermiculitas e intergrados) + goethita + gibbsita + halloisita
- 5.- Goethita + Caolinita (asociación de equilibrio)

La gibbsita es un mineral de formación muy rápida, se encuentra en las alteraciones incipientes, incluso con conservación de la estructura de roca y presencia de minerales primarios muy lábiles, siendo frecuente encontrar plagioclasas parcialmente meteorizadas a gibbsita más o menos pseudomórfica. En cambio, en las alteraciones más avanzadas no suele encontrarse, probablemente porque la gibbsita inicial se forma por razones cinéticas, pero el sistema termodinámico conduce a la estabilidad de la caolinita. Coexiste en las alteraciones con formas de bajo grado de orden de filosilicatos 1:1, como las halloisitas, pero no es tan frecuente o desaparece cuando hay caolinita bien cristalizada, que se vuelve dominante en las alteraciones de mayor intensidad, prácticamente biminerales (caolinita + goethita). Esta asociación mineral se considera que pertenece a alteraciones de tipo ferralítico, si bien en realidad debe considerarse un proceso fermonosialítico y no una ferralitización verdadera, proceso que no se observa en la zona quizás porque las alteraciones existentes (al menos las observada hasta ahora) no han tenido el tiempo necesario para ello. Esto también está ligado al hecho de que los Ferralsoles observados no tienen una evolución avanzada y no se ha observado hasta ahora ningún suelo de este tipo con características ácricas, ni géricas y todos ellos contienen todavía pequeñas cantidades de elementos móviles. Es decir, serían Ferralsoles incipientes, de ahí la observación realizada por Pedro, a partir de los datos de Macías y Calvo de Anta (1992), que lo llevó a modificar su mapa de la alteración mundial incluyendo a Galicia como una interfaz entre las alteraciones tropicales (monosialíticas y ferralíticas) y las propias de los sistemas templados (bisialíticas). Quizás el factor que mejor explique esta aparente anomalía de la presencia de alteraciones tropicales en Galicia (incluso las alteraciones incipientes tienden a formar goethita y gibbsita más minerales del grupo de la caolinita como minerales en equilibrio) sea el bajo tiempo de residencia de las disoluciones de alteración con la interacción de precipitaciones elevadas y excelentes condiciones de drenaje (altas pendientes y buena jerarquización de la red fluvial).

Un ejemplo de estadio final de alteración es el manto saprolítico existente en la alteración de las rocas de tipo anfibolítico y otras metabasitas en zonas de pendiente suavizada (menor de 3), de buena estabilidad y condiciones de biostaxia, que, en su mayor parte, deben corresponder a alteraciones que llevan produciéndose en la zona al menos desde las fases medias del Terciario. (Fig. 29 y 30). Así, el estudio de los paleosuelos de la mina Puentes ha permitido comprobar que las formaciones oligocenas y miocenas están dominadas por la caolinita y que paleosoles rojos, con caolinita y goethita aparecen bajo capas de carbón datadas en 19 millones de años (Macías-García, 2007 et al.), de ahí que para este tipo de alteraciones tan intensas se estima, al menos, una edad similar.



Fig. 29.- Saprolitas y suelos ferrálicos en el Complejo básico-ultrabásico de la Capelada. La intensidad de la alteración de las anfibolitas ha dado origen a mantos de alteración discontinuos que pueden alcanzar decenas de metros de espesor.



Fig. 30.- La alteración alcanza el estadio ferralítico manteniendo la estructura de la roca.

Tabla 2.-Algunos datos de la alteración de rocas anfibólicas (cantera) en diferentes estadios de intemperización (saprolitas)

Estadio alteración	pH H ₂ O	pH KCl	pH abrasión
Incipiente	9.65	9.55	9.80
Saprolita	5.84	5.22	6.09
Saprolita muy alterada	4.99	4.09	5.13

Tabla 3.-Variación de la concentración de algunos elementos en una alteración de anfibolitas (cantera). (Datos en %).

Estadio	Ca	Mg	Na	K	Al	Fe	Mn
Incipiente	2.9	14.4	0.1	0.04	3.0	3.1	0.06
Saprolita	0.8	13.6	0.1	0.03	6.6	9.2	0.1
S. muy alterada	0.05	0.4	0.05	0.02	9.4	12.8	0.1



Fig. 31.- Discontinuidad de la alteración. La zonas de mayor alteración son de tipo ferromonossilítico sin que se identifiquen minerales primarios lábiles, pero conservando la estructura. La erosión ha producido la eliminación de la alteración ferralítica y el afloramiento del material fresco en superficie.

En eclogitas y granulitas es más difícil encontrar estos estadios de alteración tan avanzados, quizás por su menor porosidad, al ser materiales que han estado sometidos a altísimas presiones, lo que explicaría la evidente erosión diferencial que convierte a las eclogitas en los puntos culminantes del relieve (figs. 32 y 33 y portada).

También puede ser producida esta diferenciación de la intensidad de la alteración entre las anfíbolitas y metabasitas y las granulitas y eclogitas por razones de rejuvenecimiento, pues estos materiales aparecen fundamentalmente en las zonas del complejo de carácter más montañoso, definidas por sus fuertes pendientes (Clase 4 a 6).



Fig. 32.- Las eclogitas constituyen los resaltes del paisaje y, por su resistencia al intemperismo, se han utilizado en la construcción del dique del muelle de Cariño.

Las alteraciones de las rocas serpentinizadas son mucho menos evolucionadas tanto en espesor (mientras que en rocas metabásicas se han encontrado alteritas de más de 10 m en las serpentinitas el manto alterado rara vez supera el metro) como en el

grado y tipo de alteración. No se han observado situaciones de tipo fermonosialítico avanzado y la composición global se corresponde mejor con sistemas de alteración bisialítica. Aunque el tipo de alteración conduce como minerales en equilibrio a la misma asociación: caolinita + goethita, hay diferencias esenciales en las modificaciones químicas y mineralógicas. Así, el lavado de los cationes básicos es mucho menor. Sólo la fracción arcilla alcanza en algunos casos (muy pocos) el sistema residual y el lavado del silicio es mucho menor. Mineralógicamente se encuentra en todos los casos una facies claramente en condiciones de no equilibrio con una mezcla de minerales primarios de origen metasomático (minerales del grupo de la serpentina, talco, cloritas y vermiculitas trioctaédricas) con otros que evidencian procesos de transformación (clorita-vermiculita e intergrados vermiculita-esmectita) y formas incipientes de minerales caoliníticos y oxihidróxidos de Fe. No se identifican cantidades significativas de gibbsita y es frecuente encontrar formas opalinas, lo que pone de manifiesto la escasez de aluminio en el sistema de alteración, lo que también se manifiesta en la composición del sistema residual de las arcillas más evolucionadas del sistema que tienden hacia el vértice del Fe. (Fig.28).



Fig. 33.- La resistencia de las eclogitas da origen a resaltes y formas que destacan en el paisaje montañoso y en los acantilados marinos e islotes.

LOS SUELOS

La diferenciación de los suelos sigue pautas muy similares a las de las rocas en vías de alteración con una clara diferencia entre las rocas básicas y las ultrabásicas y diferencias menores, pero significativas entre las rocas anfibolítica y metabásicas por un lado y las granulitas y eclogitas. En las anfibolitas, metagabros y gneises básicos la secuencia de evolución sigue la secuencia: ***Leptosol lítico-Leptosol Leptosol ándico-Andosol aluándico- Umbrisol andico-Umbrisol cámbico-Umbrisol ferrálico-Ferralsol dístrico***, encontrándose ejemplos de todas las situaciones, desde las incipientes con predominio de los suelos con propiedades ándicas, relacionadas con la presencia de complejos organoaluminicos de elevada actividad y alta capacidad de fijación aniónica a suelos más evolucionados caracterizados por el dominio de arcillas de baja actividad y propiedades ferráticas. Los primeros aparecen en situaciones en que se ha producido un rejuvenecimiento con aparición de material rocoso fresco en superficie, bien de origen coluvial o bien tras un proceso de erosión con exhumación de la roca subyacente. Es decir, se forman tras un período de resistaxia relativamente reciente (Holoceno). Los segundos aparecen sobre superficies estables, en las que los procesos de biotaxia se han mantenido durante largo tiempo (Pleistoceno a Terciario).

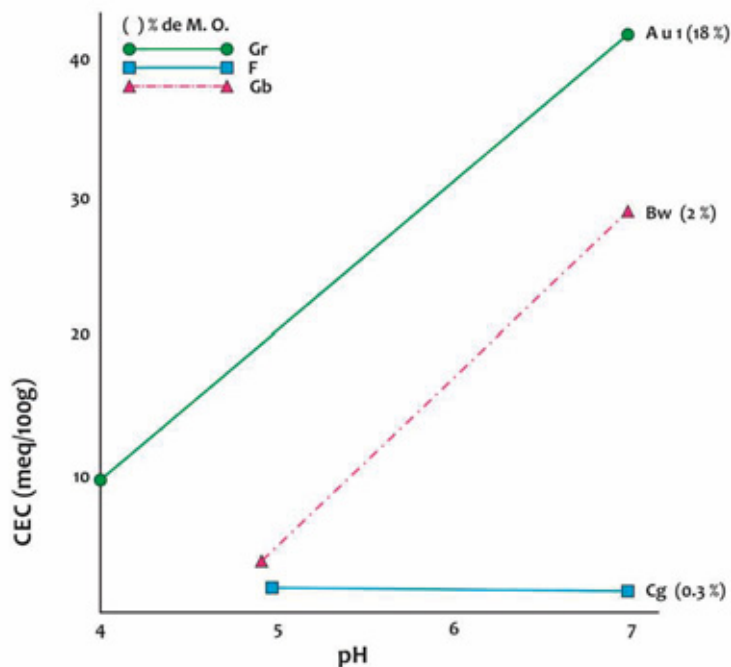


Fig. 34.- La capacidad de cambio en los suelos ándicos y Andosoles es variable con el pH, especialmente en los horizontes ricos en materia orgánica

Los suelos ándicos son suelos ácidos y desaturados, de textura franca y estructura estable migajosa, pero con un contenido de arcilla mucho más bajo que el potencial del material original. La materia orgánica es elevada (horizonte fúlvico, raras veces melánico) y con un elevado porcentaje de C recalcitrante, sin duda metaestabilizado por influencia de las formas reactivas de Al. La mineralogía de las arcillas pone de manifiesto la existencia de fases de bajo grado de orden, con presencia de gibbsita y minerales de tipo haloisítico o más desordenados a los que suelen acompañar integrados de tipo illita-vermiculita. La carga eléctrica es variable (Fig. 34), con ligero predominio de las cargas negativas al pH del suelo, pero también con una importante capacidad de reacciones superficiales con los aniones, a lo que también contribuyen de modo decisivo los complejos organoalumínicos y de ahí el carácter “alu-andico”.



Fig. 35.- *Leptosol ándico y Andosol sobre rocas metabásicas*



Fig. 36.- En el ciclo de edafogénesis reciente los Andosoles y suelos ándicos sólo alcanzan el estadio de un horizonte B cámbico de alteración y espesor moderado

Los suelos ferrálicos (figs. 37 y 38) son también suelos ácidos y desaturados, tienen texturas francas a franco-arcillosas y mayor contenido de arcilla pero también lejos del máximo posible por el tipo de material original. Son suelos profundos, de buena estructura y buen drenaje, con presencia de pseudoarenas de composición similar al resto de la matriz que está constituida casi exclusivamente por caolinita y goethita. Lógicamente la capacidad de cambio es baja en los horizontes Bws y algo mayor en superficie donde aparece un horizonte A de pequeño espesor que suele presentar evidencias de rejuvenecimiento y, con frecuencia, propiedades ándicas, lo que se relaciona con un carácter policíclico que puede estar más o menos claro (Macías y Calvo de Anta, 2001) (fig. 39). Los suelos ferralíticos son suelos profundos y muy evolucionados formados a través de

un largo proceso de intemperización y edafogénesis en condiciones de estabilidad de las superficies geomorfológicas. Previamente a su formación desaparecen las propiedades ándicas, al tiempo que se produce un avance de la intensidad de la alteración en el horizonte cámbico hasta llegar a la definición del ferrálico o quedarse en un estadio anterior con propiedades ferrálicas (paso de Bw a Bws).



Fig. 37 y 38.- Los suelos ferrálicos tienen pH ácido en torno a 5.0 y capacidad de cambio muy baja (del orden de 5 cmol (+)/Kg. Están formados prácticamente por caolinita y goethita, con esencia frecuente de pirolusita en las zonas de fractura de la saprolita.



Fig. 39.- Génesis policíclica ándica sobre ferrálica en rocas metabásicas (Mera).



Fig. 40.- Suelos ándicos y ferrálicos sobre los mismos materiales metabásicos son los extremos de la evolución edáfica posible en estos materiales.

En síntesis, las rocas básicas permiten la formación de suelos actuales, con alteración muy rápida en presencia de materia orgánica que conduce a procesos de andosolización, mientras que las edafogénesis antiguas, de mucha mayor duración temporal, conducen a la formación de suelos ferrálicos.

Tanto en eclogitas como en granulitas aunque las tendencias evolutivas son las mismas el grado evolutivo suele ser menor que el observado en las rocas de tipo anfibólico y en las otras metabásicas, pero esto puede explicarse, como ya se ha dicho, por las diferencias en la velocidad de meteorización y en la estabilidad de las superficies.

En las rocas serpentinizadas no se produce la formación de suelos con propiedades ándicas. Predominan los suelos de escaso espesor y grado evolutivo, dentro de paisajes de apariencia ruñiforme, con abundante presencia de afloramientos rocosos en los que se aprecia la formación de rasgos similares a los originados por los procesos kársticos, pero con menor intensidad (de ahí el término de microkarst serpentínico) (figs. 41-45).



Fig. 41.- Paisaje de rocas serpentinizadas en el Limo.



Fig. 42.- Suelos lépticos y afloramientos rocosos son extensivos en las zonas serpentínícolas. Aspecto de la zona de Herbeira.



Fig. 43.- Detalle de la disolución congruente de diferentes zonas de las serpentinitas. Microkarst serpentínico.(foto Natalia Herrero).

En los estadios iniciales el pH es próximo a la neutralidad y las disoluciones del suelo tienen una clara tendencia alcalina con muy alta concentración de Mg en disolución (en las estaciones de baja precipitación pueden alcanzarse valores de pH superiores a 8.0). La secuencia evolutiva es mucho menos diferenciada con: *Leptosoles líticos* – *Leptosoles móllicos* - *Phaeozems lépticos* – *Umbrisoles cámbicos* estando regulada por el avance del lavado de cationes y, muy especialmente, por el del Mg. En su mayor parte se trata de suelos hipermagnésicos, con elevado desequilibrio Ca/Mg (< 0.5) y pobreza de P y K, lo que dificulta el crecimiento vegetativo y favorece la tendencia erosiva que es acelerada por el tipo de uso (pastoreo libre) y la frecuencia con que se utiliza el fuego para favorecer el rebrote de matorral tierno y más palatable. De los metales pesados, con altos contenidos en la roca, sólo parece estar disponible con concentraciones significativas el Ni y el Mn, si bien las plantas más agresivas, como los brezos, presentan niveles altos de estos elementos y, en ocasiones, de Cu y Co.



Fig. 44.- Microkarst serpentínico y suelos de elevada rocosidad y pedregosidad interna son dos características de los paisajes serpentínicos.

En síntesis, en las mismas condiciones climáticas hay una gran diferencia de los tipos de suelos de las serpentinitas y las rocas básicas. (fig. 45) que condiciona los tipos de usos potenciales.

Rocas básicas y metabásicas: Suelos ándicos y Andosoles. Elevada acidez, con Al controlado por la M.O. Alta retención de fosfatos. Carga variable. Forestal.



Rocas serpentinizadas: Suelos líticos hipermagnésicos (Leptosoles y Phaeozem). $\text{Ca/mg} < 0.5$. Deficiencia de K y P. Niveles altos de Ni asimilable, Cr, Cu, Mn, y Co en minerales primarios. Síndrome serpentínico.

Fig. 45.- Diferencia entre los usos y propiedades de los suelos en el contacto de ultrabasitas y rocas metabásicas.

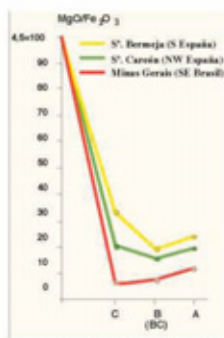
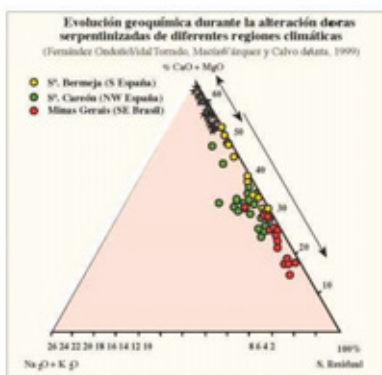
SUELOS SERPENTÍNICOS (R. Calvo de Anta)

El síndrome serpentínico. Alteración de rocas y propiedades de los suelos de medios serpentínicos de Galicia

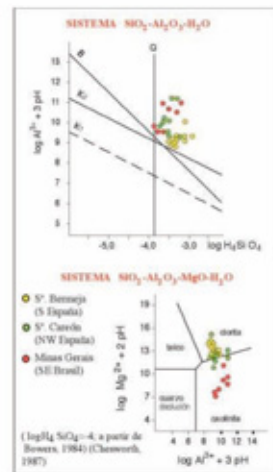
R. Calvo de Anta



Alteración de rocas serpentínicas en diferentes regiones climáticas del mundo (trópico-húmedo, Brasil, templado-húmedo, Galicia y cálido-subhúmedo, Sª Bermeja- Málaga)



Variación de la relación MgO/Fe_2O_3 en rocas y suelos.

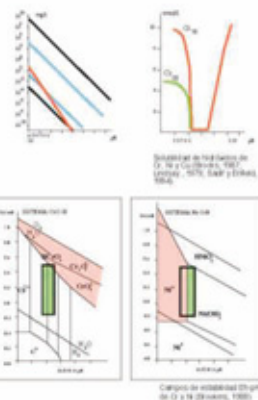


Diagramas de equilibrio (extractos de saturación)

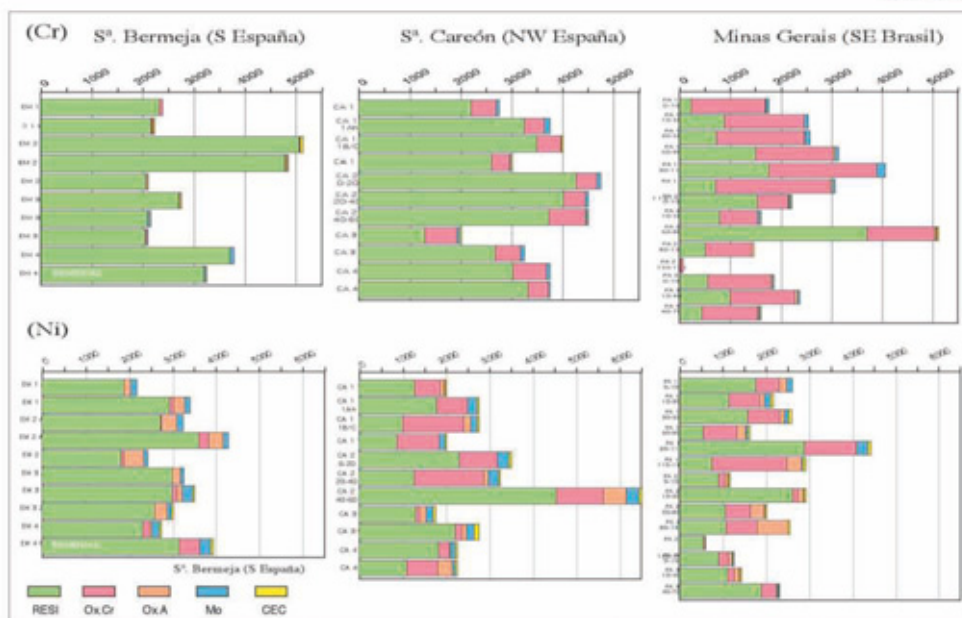
Metales pesados en hor. superficiales de suelos de Galicia

(F. Macías. y R. Calvo de Anta, R. 2009)

(mg/kg)	C90	C95	M+2DT	Fondo Edafogequímico	Excepciones litológicas				
					Pizarras	Esquistos	Básicas	UBásicas	Calizas
Antimonio	4,9	5,6	5,9	6	-	-	-	-	15
Arsénico	54	64	60	45	140	-	-	-	-
Bario	217	247	248	220	365	260	-	-	520
Berilio	5	6,5	6	6	-	-	-	-	8
Bismuto	1,2	1,4	1,4	1,5	-	-	-	-	-
Cadmio	0,20	0,23	0,25	0,25	-	-	-	-	1
Cobalto	47,5	46,5	50	40	-	-	85	100	62
Cobre	40	47	48	45	-	-	90	550	65
Cromo	183	244	225	80	85	85	240	11000	90
Manganeso	782	946	957	850	-	1000	2000	2300	6400
Mercurio	0,15	0,15	0,15	0,15	-	-	-	-	0,4
Molibdano	2,0	2,2	2,5	2,5	-	-	-	-	3
Níquel	89	100	105	65	80	-	100	3000	150
Plata	0,12	0,14	0,15	0,15	-	-	-	-	115
Plomo	52	60	59	55	-	-	70	-	-
Selenio	1,6	1,8	1,9	1,9	-	-	2,6	-	-
Talio	0,2	0,2	0,2	0,2	-	-	-	-	0,3
Vanadio	104	121	123	120	-	-	280	145	145
Zinc	95	114	118	100	-	-	-	130	260



Modelización de riesgos



Especiación de Cr y Ni en suelos de diferentes regiones climáticas (extracciones selectivas)(mg/kg)(Fernández Ondoño, Vidal Torrado, Macías Vázquez y Calvo de Anta, 1999)

Perfil tipo Suelos sobre serpentinas (Galicia)



Clasificación: Phaeozem endoléptico (esquelético y magnésico)/
Cambisol háptico (esquelético y magnésico) (WRB 2006)
Localización: Macizo de Herbeira. Sierra de la Capelada
43°42'30.71"N
7°56'5.82"E
Altitud: 420m
Posición fisiográfica: Ladera
Forma del terreno circundante: Colinado
Pendiente (FAO): Clase 3
Uso del suelo: Monte bajo
Material original: Serpentinitas
Drenaje: Clase 4, bien drenado
Pedregosidad: Muy pedregoso, Clase 3
Afloramientos rocosos: Clase 4. Extremadamente rocoso

HOJA
MUESTRA 1/06

Perfil nº 10 (Serpentinitas, Caj)

Horizontes

Ah (0-25 cm): Horizonte mineral rico en materia orgánica; negro 7.5R 2.5/1 (h) y pardo grisáceo muy oscuro 10YR3/2(s); franco-arenoso, estructura migajosa mediana; no adherente, no plástico; friable (h) y blando (s); porosidad muy abundante y de distintos tamaños, con predominio de los bioporos; raíces finas y medianas muy abundantes; pedregoso; límite gradual e irregular.

Bw (25-50 cm): Horizonte mineral, pardo fuerte 7.5YR 4/6 (h) y pardo amarillento 10YR5/4 (s); franco-arcilloso; estructura en bloques subangulares muy finos, en seco, y con tendencia masiva en húmedo; no adherente y no plástico; firme (h) y duro (s); abundante porosidad; raíces finas y medias; límite gradual ondulado.

C (50-70cm): Saprolita muy alterada, pardo oliva claro 2.5Y4/4 (h); franco-arenoso; ligeramente adherente y plástico; firme (h) y duro (s); muy pocos poros fisurales y bioporos; límite neto a profundidad variable.

R Serpentinita con alteración incipiente a profundidad variable.

H-M-Hop	Indice	H(H ₂ O)	pH(KCl)	d	H(NaF)	C _T	C _{org}	C _{min}	C _{max}	%MO	N	C/N	S	%Olsen
	cm	(1.2.5)	pH	2"	30"	%	%	%	%	%	%	%	%	mg/kg
A		5.33	4.33	-1.00	8.20	6.58				11.34	0.44	14.95		2.6
Bw		6.32	5.24	-1.08	8.21	0.56				0.97	<0.10	-		-
C		6.64	5.12	-1.52	8.15	0.17				0.29	<0.10	-		-

ANÁLISIS GRANULON

AG %	AF %	LG %	LF %	Ac %	L/Ac	Textura	AG _{0.05}	AF _{0.05}	LG _{0.05}	LF _{0.05}	Ac _{0.05}	% seco al aire
(2-0.2mm)	(0.2-0.075)	(0.075-0.02)	(0.02-0.002)									g/gcc
A	21.6	19.4	17.9	29.9	18.3	2.61	f					
Bw	12.3	32.6	17.8	20.3	17.1	2.23	f					
C	6.3	54.1	22.1	8.4	9.1	3.35	fa					

COMPLEJO DE CAMB

AcNH ₄ μm					KCl		K ⁺ 100/S _{unf} *100/T		
Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	S	Al	Acidez	Ca/Mg	%K _s	%Na _{acc}
meq/100g=(cmol/kg)					(cmol/kg)	(cmol/kg)			
A	1.55	5.17	0.26	0.04	7.02	1.25	0.30	0.57	1.83
Bw	1.10	11.75	0.25	0.13	13.23	0.00	0.09	98.3	1.87
C	1.40	13.33	0.27	0.18	15.18	0.05	0.11	1.2	2.2

COMPLEJO DE CAMB

CECe					CEC (AcNH ₄ μm)				
S+Acidez μm ⁺ 100	100-V	NH ₄ ⁺	μm ⁺ 100	100-V	100/AC	100/AC	100/AC	100/AC	100/AC
T _s	V _s	Al+H ⁺	T	V	Al+H ⁺	CEC/Ac	CEC/Ac	CEC/Ac	CEC/Ac
(cmol/kg)	%	(cmol/kg)	%	%	(cmol/kg)	%	%	%	%
A	8.27	84.9	15.1	14.20	49.4	50.6	77.6	45.2	
Bw	13.23	100.0	0.0	13.65	97.0	3.0	79.8	77.4	
C	15.23	99.7	0.3	12.09	100.0	0.0	132.9	167.4	

EXTRACCIONES SELI

Fe _{acc} (%)	Fe _{ox} (%)	Fe _{tot} (%)	Al _{acc} (%)	Al _{ox} (%)	Al _{tot} (%)	Si _{acc} (%)	C _{acc} (%)	Na ⁺ 1/2F _{Al_{ox}} (Al _{ox})	etencioe	Melá	DOEO
								(%)			(%)
A	6.03	2.20	0.66	0.58	0.32	0.30		1.8			
Bw	4.29	1.00	0.07	0.30	0.16	0.03		<0.3			
C	0.62	0.15	0.02	0.13	0.10	0.02		<0.3			

ANÁLISIS TOT.

Fracción 0.2-0.05mm										
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Na	K	Ca	Mg
(% suelo seco al aire)							(cmol/kg)			RTB
A	36.43	9.45	19.66	5.87	10.50	0.29	0.42			1760.9
Bw	30.00	10.58	22.68	7.35	15.17	0.36	0.53			1041.4
C	40.40	7.04	16.53	7.65	23.30	0.12	0.61			1998.9
										2242.0

Pequeños enclaves pueden presentar suelos hidromorfos (Gleysoles e Histosoles) con alta acumulación de materia orgánica, pero que resulta muy lábil frente a condiciones que modifiquen el drenaje o la fertilización utilizada para cambiar el uso de matorral a pradera polifítica (figs. 46 y 47).



Fig. 46.- Detalle de suelos hidromorfos (Histosoles) en Herbeira. Actualmente estas formaciones han sido fuertemente perturbadas para su transformación en praderas.



Fig. 47.- Gleysol húmico sobre granulitas.

En los estuarios se identifican diferentes tipos de Fluvisoles (tiónico, sálico y calcáreo) y Arenosoles. En los Fluvisoles tiónicos se produce el proceso de sulfidización, con formación de horizontes fuertemente reducidos y procesos de piritización, siendo posible identificar tanto fases incipientes, con sulfuros no cristalinos de tipo AVS como verdaderas piritas framboidales y materiales bióticos con epigénesis sulfidizante (Otero et al.).

Las condiciones hidráulicas regulan el paso de estos Fluvisoles reducidos a los bien drenados y a los Arenosoles y sedimentos arenosos, con una importante asociación de las condiciones Eh-pH y la presencia de diferentes comunidades faunísticas (de fauna de poliquetos a diferentes moluscos con interés económico) (fig. 48 y 49).



Fig. 48.- *Mariscando en los Fluvisoles de Sismundi.*

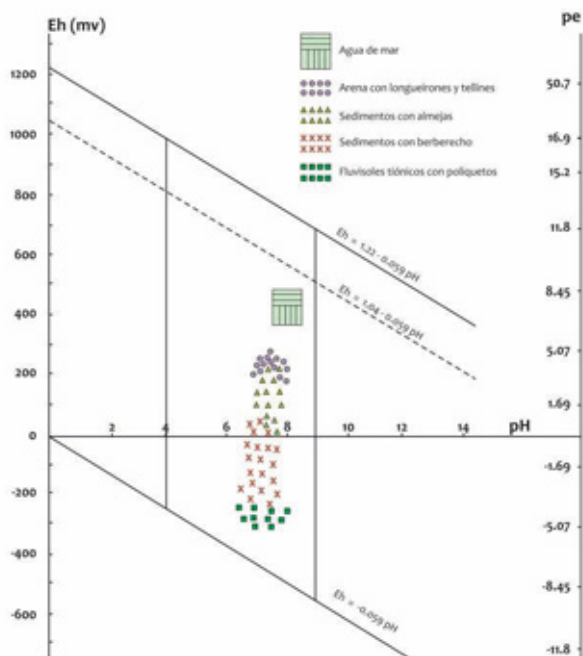


Fig. 49.- Influencia de las condiciones Eh-pH en la distribución de diferentes organismos propios de estuarios.

1)



Fig. 50.- (1) Asociación de Fluvisoles tiónicos y sálicos con Arenosoles en la ensenada de Sismundi. Al fondo contraste entre el relieve de las eclogitas (cima de Miranda) y los gneises básicos (taludes de fuertes pendientes demostrando la fuerte alteración y erosión diferencial existente entre estos materiales). (2.a y 2.b) Abajo detalle de los Fluvisoles tiónicos con canales de poliquetos.

2. a)



2.b)





Fig. 51 y 52. - En la ría de Ortigueira abundan los hábitats protegidos por la Red Natura, como los estuarios. Diferentes tipos de Fluvisoles se asocian dependiendo de las condiciones hidráulicas.

UNIDADES VEGETALES



Scirpus maritimus



Spartina maritima / Juncus maritimus



Spartina maritima



Halimione portulacoides

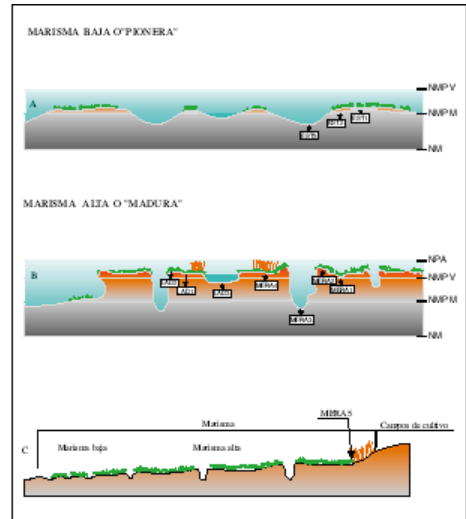


Figura 53.- A y B: secciones transversales de la marisma baja y alta (modificado de Long & Mason, 1983). C: sección longitudinal. Situación topográfica de los puntos de muestreo.

NPA - Nivel promedio atmosférico. NMPV - Nivel medio planimétrico vivo. NM - Nivel medio planimétrico muerto.

Fig. 53.- En los ecosistemas marismeños hay una gran diversidad de condiciones con pequeñas variaciones de las condiciones hidráulicas que influyen en la distribución de las comunidades vegetales.

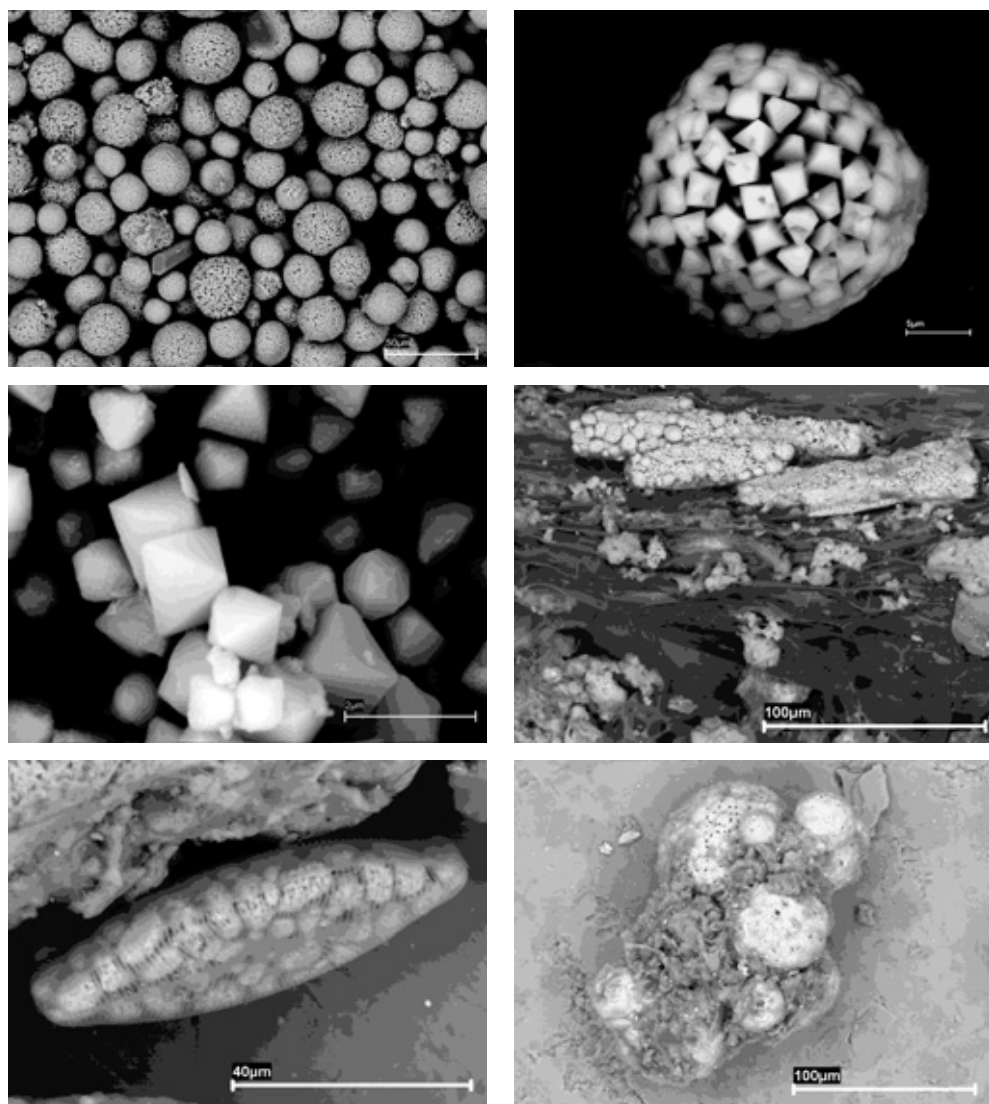


Fig. 54.- Distintas formaciones de piritas biogénicas. Neoformación de piritas fromboidales y reemplazamiento epigenético (Otero et al. 1997, 1998, 2000, ...).

Sulfidización

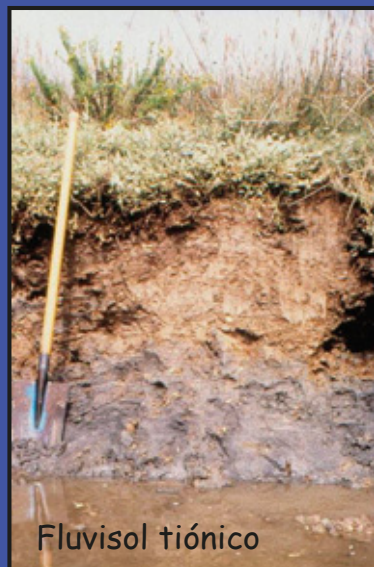


Fig. 55.- El proceso de reducción se cataliza por acción de arqueobacterias sulfato-reductoras.

LOS VALORES DE LAS MARISMAS

1) Movimientos migratorios de aves



2) Sumideros de contaminantes



3) Reproducción de peces



4) Uso lúdico e investigación



5) Protección de la erosión marina



LOS RECURSOS AGRONOMICOS

Los diferentes tipos de suelos y sus limitaciones y aptitudes condicionan los usos agrícolas, dentro de que la Capelada es un área de clara vocación forestal y ganadera. Pinares y eucaliptales se extienden tanto en suelos profundos como someros, pero los primeros están fundamentalmente asociados a las granulitas, mientras que los eucaliptales alcanzan su máxima importancia en los suelos derivados de las anfíbolitas. Por su importancia económica en la zona son muy cuidados y vigilados contra el fuego.



Fig. 56.- Pinares y eucaliptales constituyen el principal aprovechamiento forestal.



Fig. 57.- Elevada extensión de eucaliptales con buena productividad en las zonas de gneises básicos del talud hacia la ría de Ortigueira.



Fig. 58.- Aprovechamientos forestales en el entorno del estuario de Sismundi y la península del Masanteo.



Fig. 59.- Brezales y tojaes son los constituyentes del monte bajo pastoreados con ganado caballar y, en menor medida, caprino.

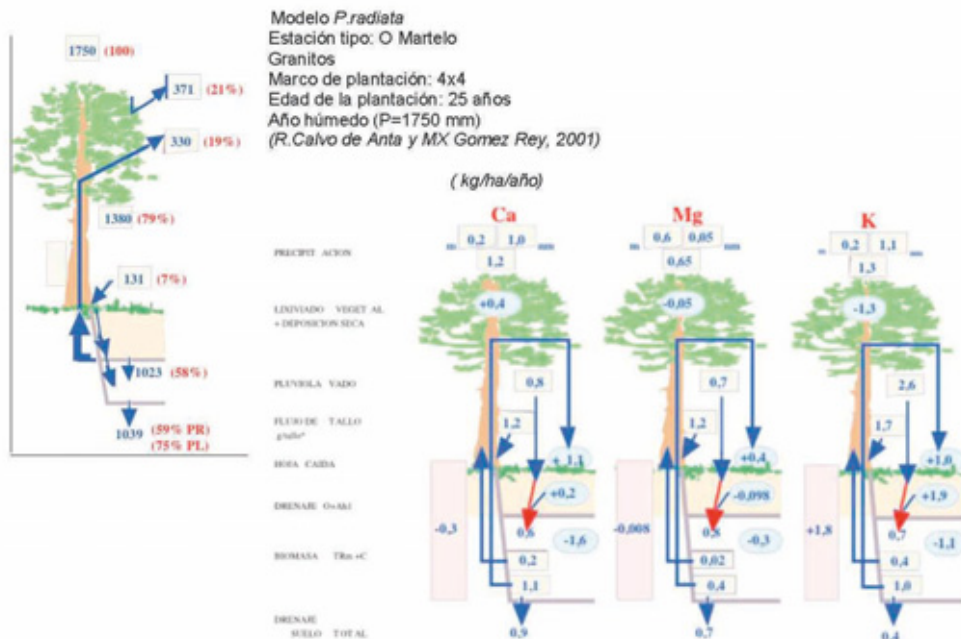


Fig. 60.- Las praderas polifíticas, sembradas y fuertemente fertilizadas, permiten un incremento de la rentabilidad de la ganadería vacuna que viene a sustituir parcialmente al tradicional aprovechamiento del ganado “mostrenco” en libertad.

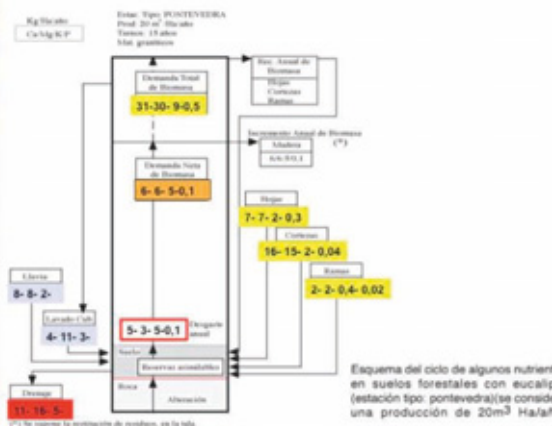
LOS SUELOS FORESTALES DE GALICIA

R. Calvo de Anta

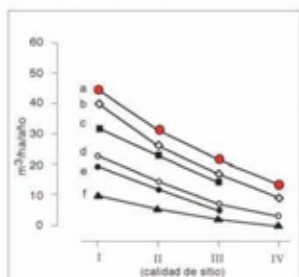
1) Balance hídrico y de elementos en los suelos forestales de Galicia



Modelo *E. globulus*
 (R. Calvo de Anta, 1992)

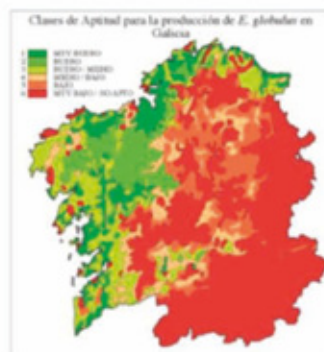


2) Productividad de *E.globulus* en Galicia



Crecimiento medio anual de *E. globulus* en diferentes regiones (volumen con corteza; tumbos de 12 años)

- a. Norte de España (Pta Carpenter, 1966)
- b. Norte de Portugal (Informe Nac. Portugal)
- c. India - Nilgiri (Inf. Nac. y Strets 1962)
- d. S.O. de España (Min. de Agricultura)
- e. Sur de Portugal (Informe Nac. Portugal)
- f. S.O. de España (suelos arenosos)(M. Agricultura)

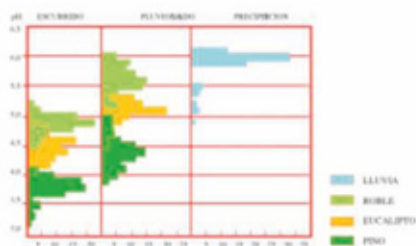


Bo Calvo de Anta, 1992

3) Estado ácido base (disoluciones y suelos forestales)

DISOLUCIONES

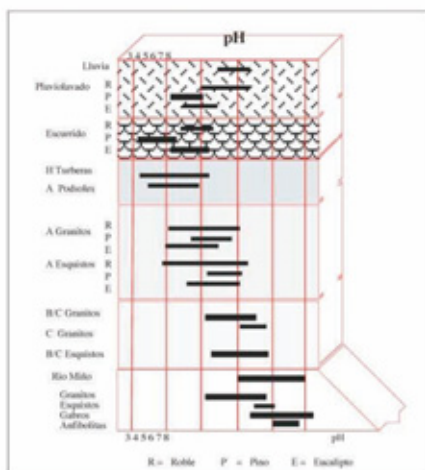
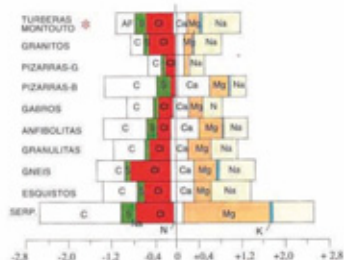
Precipitación-Pluviolavado/Flujo de tronco/Drenaje del suelo/Ríos de Galicia



Frecuencias de pH del pluviolavado y flujo de tronco en *Q. robur*, *P. pinaster* y *E. globulus* en Galicia.

Balances de carga (mmol/L)

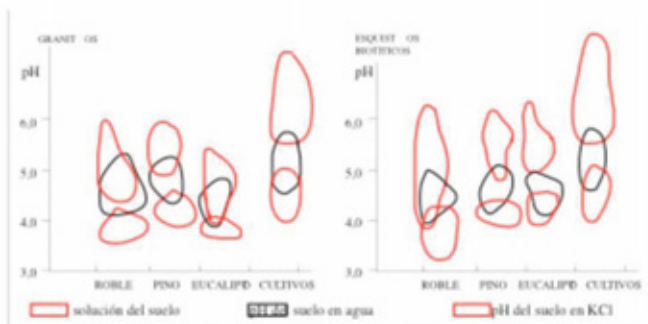
AGUAS FLUVIALES



Esquema -resumen de la evolución del pH de las disoluciones de entradas y salidas de los sistemas edáficos de Galicia (Calvo de Anta, 1992)

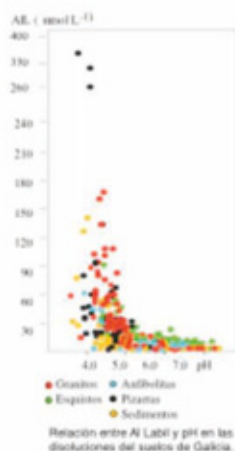
SUELOS FORESTALES

pH en disoluciones de suelo_{equilibrio}
1:20, pH_{H2O} 1:2,5; pK_{KCl}

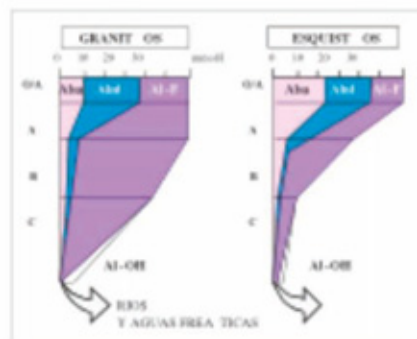
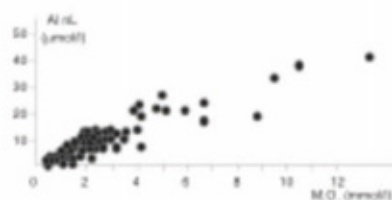


pH de suelos forestales bajo diferentes cubiertas.

4) Al en disolución de suelos forestales de Galicia

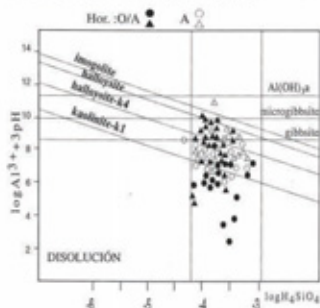


Relación entre Al labil y pH en las disoluciones del suelos de Galicia.



Variación con la profundidad de las formas de Al en disolución de sistemas edáficos de Galicia (Alvarez Rodriguez y Calvo de Anta, 1992)

HORIZONTES SUPERFICIALES



Diagramas de equilibrio en el sistema $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$
Composición de disoluciones de suelos forestales de Galicia
(negro: hor. O y A en granitos; blanco: idem en esquistos)

FLORA

Si por algo se caracteriza la Sierra de A Capelada y su entorno es por presentar una gran variabilidad de condiciones que propician la aparición de distintos hábitats y en consecuencia una amplia variedad de flora y fauna asociada a ellos. Aunque la mayor parte de la superficie presenta una cubierta vegetal constituida fundamentalmente por especies que han sido introducidas por el hombre, en algunos enclaves de la sierra todavía se pueden apreciar áreas en las que se mantiene la vegetación natural, en mayor o menor grado deterioro.



Fig. 61.- *Leucanthemum corunnensis* en los acantilados de A Capelada.

Los fuertes vientos y la composición química de los suelos (con rocas ultrabásicas y básicas, con muy elevado contenido en magnesio, hierro y metales pesados como el cromo y el níquel y sobre todo la pobreza en P y K en las rocas y suelos derivados de las rocas serpentinizadas dificultan el desarrollo de las plantas por lo que esta zona es rica en especies poco comunes o únicas como los endemismos

locales *Centaurea borjae*, *Rumex scutatus subsp gallaecicus*, *Leucanthemum corunnense* o *Dryopteris guanchica* los cuales se comentaran más adelante.

Dentro de la vegetación autóctona se pueden diferenciar, de forma clara, una serie de comunidades de acuerdo con sus caracteres ecológicos y composición florística. De estas comunidades la que cubre mayor extensión es la del brezal, influenciada por las rocas ultrabásicas y del mar, de peculiar fisionomía y fácilmente reconocible por la densidad y abundancia de *Erica mackaiana* y *Erica vagans* acompañados de *Ulex gallii* y *Daboecia cantábrica*.



Fig. 62.- Los brezales y tojales son las formaciones más extensivas, alternando con vegetación arbórea y praderas sembradas.

En las áreas de mayor hidromorfia hay mezcla de brezal hidromorfo y pradera-juncal, siendo frecuentemente difíciles de reconocer los límites entre ambas formaciones. En la pradera-juncal se pueden encontrar especies como: *Pinguicula lusitánica*, *Arnica montana subsp. Atlántica*, *Drosera rotundifolia* y *Drosera intermedia*.

En vaguadas de San Andrés de Teixido y Ameneira aún se pueden observar pequeñas formaciones de bosque caducifolio autóctono (fragas). Son especies frecuentes *Quercus robur* (roble), *Betula pubescens subsp. Celtibérica* (abedul), *Castanea sativa* (castaño) y *Corylus avellana* (avellano).

En las orillas de los diferentes ríos que atraviesan la zona se desarrollan los sotos ribereños o alisedas. Son escasos los lugares donde la ecología y composición de las alisedas son adecuadas, frecuentemente se observa una superposición de las especies de las comunidades adyacentes con la aliseda.



Fig. 63.- *Drosera rotundifolia* y *Drosera intermedia*.

Dentro de la vegetación y la banda litoral se puede hacer una distinción entre aquella que es propia de los acantilados y roquedos marítimos, de la de las praderas salinas y la de las playas.



Fig. 64.- *Armeria pubigera* (conocida popularmente como “herba de namorar” o “herba namoreira”).

En las partes bajas de los acantilados y en los roquedos marítimos sólo pueden desarrollarse comunidades constituidas por especies capaces de soportar la salinidad debida a las salpicaduras del oleaje. Son especies frecuentes: *Crithmum maritimum*, *Cochlearia dánica*, *Armeria pubigera*, *Spergularia rupícola* y *Plantago maritima*. En las partes altas de los acantilados que ya no se ven afectados directamente por las salpicaduras del mar, se instalan especies propias de la vegetación circundante, en especial el brezal.



Fig. 65.- *Juncals salinos en las marismas de la ría de Ortigueira.*

Las praderas salinas se sitúan en las desembocaduras de los ríos, en ellas el factor diferencial de mayor influencia sobre la composición en este marjal salino presenta ciertas afinidades florístico-ecológicas con los roquedos marítimos y posee como especies características *Armeria marítima*, *Juncus maritimus*, *Festuca rubra*, *Sagina marítima* y *Parapholis incurva*, entre otras.

En el estuario del río Condomiña, la primera franja de vegetación en contacto con las aguas salobres, está constituida por cañaverales muy empobrecidos florísticamente. Son aquí especies a destacar: *Scirpus lacustris*, *Scirpus triqueter* y *Phragmites communis*.

En las zonas de tránsito entre la marisma y la tierra firme, la acción antropozoica se pone en manifiesto, dando lugar a una vegetación halo-nitrófila.

Los únicos arenales costeros presentes en la zona son las playas de Cedeira y Cariño, pobres en vegetación debido en gran medida a la influencia humana, ya que son asiduamente visitadas durante el período estival. Las plantas que aquí tienen su hábitat han tenido que adaptarse a cuatro factores fundamentales: medio arenoso, sustrato rico en sales, sequedad edáfica y sustrato rico en sustancias nitrogenadas ya que la presencia humana supone un gran aporte de residuos orgánicos.

Estas comunidades de playa son especies frecuentes: *Ammophila arenaria*, *Pancratium maritimum*, *Convolvulus soldanella*, *Matthiola sinuata*, *Otanthus maritimus* y *Agropyrum junceum*.

En la actualidad además de estas comunidades vegetales naturales, grandes extensiones de la sierra han sido objeto de repoblación forestal implantándose *Eucaliptus globulus*, *Pinus pinaster*, *Pinus radiata* y en menor proporción *Pinus sylvestris*. También hay que destacar la transformación de áreas de brezal en praderas artificiales, así como los cultivos que fundamentalmente son de maíz, patatas y coles.

INTERÉS ECOLÓGICO

Este apartado pretende llamar la atención sobre determinadas especies que aún en reducido número, ofrecen notable interés por tratarse de endemismos, especies raras o de distribución reducida o altamente especializadas en relación a algún factor ambiental.

Especies raras

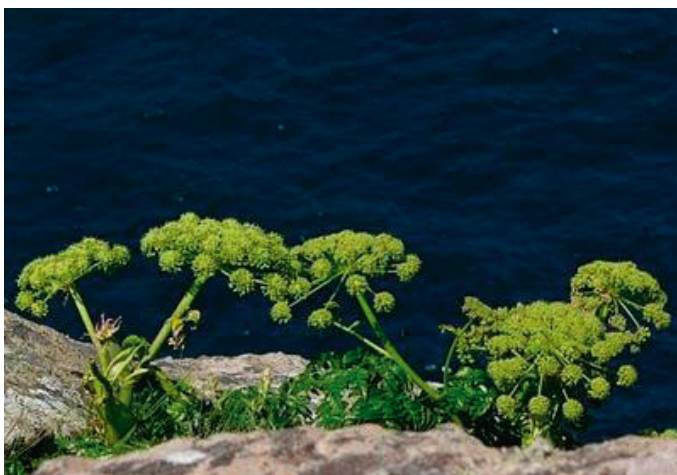


Fig. 66.- *Angelica pachycarpa*

Angelica pachycarpa: que aunque también está presente en otras localidades gallegas, es una especie considerada como rara, tanto a nivel europeo como mundial.

Especies endémicas

Cytisus commutatus: endemismo español distribuido por el Noroeste gallego y el País Vasco



Fig. 67.- *Cytisus commutatus*: endemismo español distribuido por el Noroeste gallego y el País Vasco.



Fig. 68.- *Thymelaea coridifolia*: endemismo español, cuya área de distribución está restringida a Galicia y Asturias.



Fig. 69.- *Leucanthemum vulgare* subsp *crassifolium*: endemismo Iberoatlántico de los acantilados costeros.

Edafismos ultrabásicos:

Centaurea borjae: Este endemismo vive en la parte superior de acantilados en ambientes muy venteados y con escasa vegetación, sobre suelos o grietas de afloramientos rocosos de carácter ultrabásico.



Fig. 70.- *Centaurea borgeae*.

Rumex scutatus subsp. *gallaecicus*: Habita en gleras y acantilados marítimos de A Capelada, sobre materiales ultrabásicos serpentinizados o eclogitas



Fig. 71.- *Rumex scutatus* subsp. *gallaecicus*.

Especies de áreas reducidas:

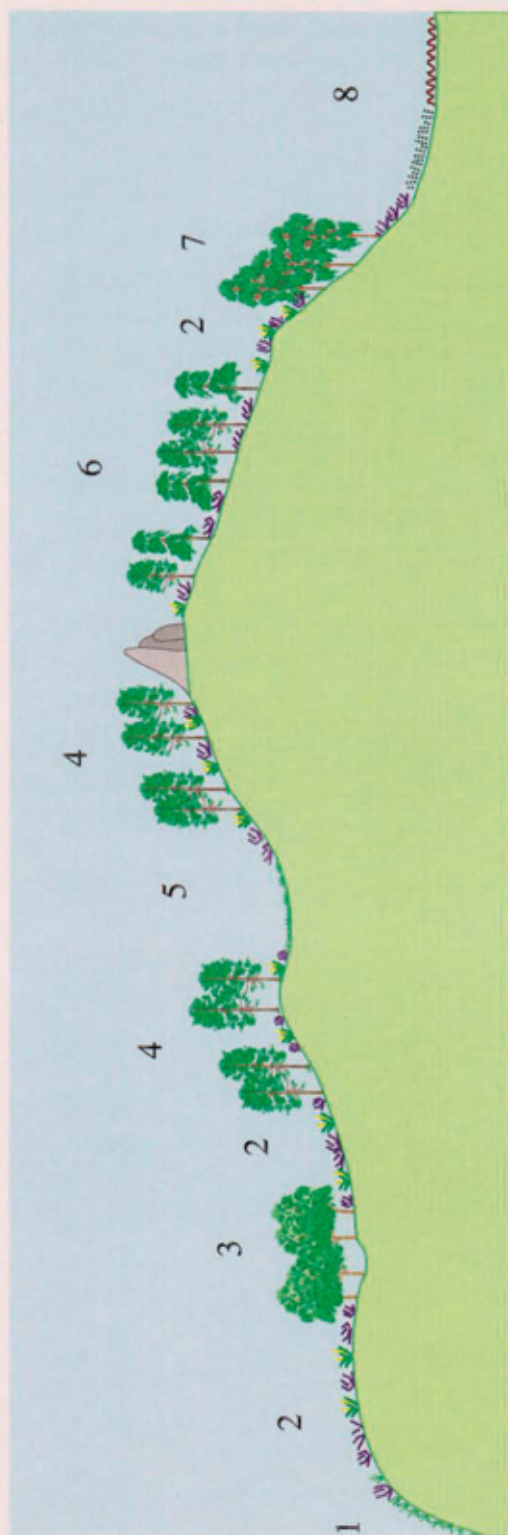
Erica mackaiana: es uno de los brezos europeos con área de distribución más reducida, que comprende es Oeste de Irlanda y el Noroeste de España. En la sierra de A Capelada y en otras sierras próximas es donde las matas aparecen mejor desarrolladas, alcanzando alturas de hasta 2 metros, mientras que en Irlanda no sobrepasan los 90 centímetros. Además ejemplares con flores blancas sólo se han observado en Galicia, algunos de los cuales crecen en esta sierra.



Fig. 72.- Erica makaiana.

Especies vulnerables:

Consideradas especies vulnerables en toda el área da Capelada cabe señalar: *Sphagnum pylaesii*, *Dryopteris aemula*, *Rhinolophus ferrumequinum* y *Rhinolophus hipposideros*.



ESQUEMA DE LA VEGETACION DE LA SIERRA DE A CAPELADA

- 1.- *Crithmo-Armerietum publigeriae*.
- 2.- *Ulici gallii-Ericetum mackaiana*.
- 3.- *Blechno-Quercetum roboris*.
- 4.- Bosque de repoblación con dominio de *Pinus radiata* y sotobosque de *Ulici gallii-Ericetum mackaiana*.
- 5.- Pastizal
- 6.- Bosque de repoblación con *Pinus radiata* y *Pinus silvestris* con sotobosque de brezal
- 7.- Bosque de repoblación con dominio de *Eucaliptus globulus*.
- 8.- Tierras de cultivo y prados

FAUNA

La fauna más visible de A Capelada es el ganado: vacas y caballos, algunos de pura raza gallega, que pacen en libertad controlada por los montes y pastos de la sierra. También es fácil ver rebaños de cabras, con impresionantes cornamentas, que son descendientes de los grandes rebaños domésticos que hace décadas pastoreaban por la sierra.



Fig. 73.- Ganado vacuno en la Capelada.

La distribución y presencia de la fauna silvestre en A Capelada está marcada principalmente por cuatro factores: litología, relieve, clima y la influencia antrópica. Desde el punto de vista faunístico, dependiendo de las unidades biogeográficas podemos encontrar una fauna específica dependiendo de las características de cada zona. Cabe señalar que durante los últimos años se ha podido detectar la presencia, en asentamientos no reproductores, de buitre leonado (*Gyps fulvus*) y buitre negro (*Aegypius monachus*); sin olvidar que Capelada es zona de cría del lúgano (*Carduelis spinus*). Se distinguen las siguientes unidades:

1. Franja Costera

Los fuertes escarpes que caracterizan el litoral N y O de A Capelada, con rocas altamente alteradas y fragmentadas, dificultan el asentamiento de colonias de aves marinas. Las colonias presentes se encuentran en los islotes, principalmente en A Gabeira próxima a San Andrés de Teixido y el grupo de Os Aguillóns, en el Cabo Ortegal. Predominan tres especies nidificantes: Cormorán moñudo (*Phalacrocorax aristotelis*), Gaviota argéntea (*Larus argentatus*) y Arao Común (*Uria aalgaе ibericus*). La especie más abundante es la Gaviota argéntea, mientras la menos abundante es el Arao Común, que se encuentra en peligro de extinción. Casi la totalidad de especies de aves marinas europeas que viajan hacia el sur a finales del verano, pasan frente a la costa del cabo Ortegal. Se puede observar la migración de alcatraces, pardelas, paíños, charranes, págalos y otras muchas aves.

En la costa E, correspondiente a la ría de Sta. Marta de Ortigueira, encontramos numerosas especies de aves limícolas, especialmente Zarapitos (*Numenius arquata* y *N. Phaeopus*), Agujas (*Limosa limosa* y *L. lapponica*) y Ostreros (*Haematopus ostralegus*). También podemos encontrar varias especies de patos, especialmente el Anade real (*Anas platyrhynchos*). Excepto



Fig. 74.- Cormorán moñudo.

esta última, las anteriores no nidifican en la zona, si no que se encuentran como migradoras invernales. Destaca por su interés la regular presencia del zampullín cuelirrojo (*Podiceps auritus*), así como de las tres especies europeas de colimbos, que registran en la ensenada exterior del puerto de Cariño una de sus poblaciones más relevantes en España. Tampoco podemos olvidar la presencia anual de algún pato marino nórdico, como el eíder, el negrón especulado o el porrón bastardo.

Además podemos encontrar en los cantiles del Cabo Ortegal halcones comunes (*Falco peregrinus*).

2. Pinares

La presencia de formaciones de pinar es relativamente reciente en esta zona (unos 80 años de antigüedad). Proporcionan una cobertura densa y protectora que tuvo una afección significativa sobre la fauna. Así podemos encontrar especies ligadas al bosque como desmán ibérico (*Galemys pyrenaicus*), gato montés (*Felis Sylvestris*), marta (*Martes martes*), jineta (*Genetta genetta*) y ardilla (*Sciurus vulgaris*). También podemos encontrar el zorro (*Vulpes vulpes*)

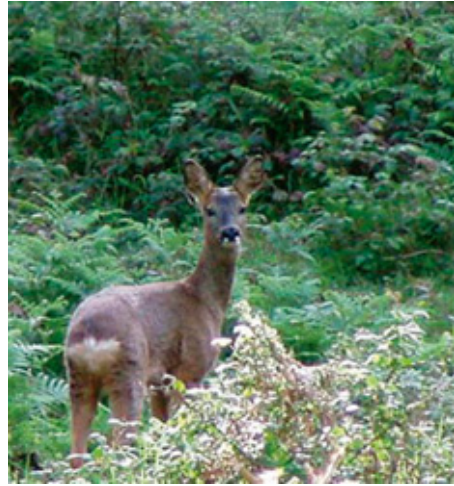


Fig. 75.- Corzo.

que encuentra en este entorno desde pequeños mamíferos a los coleópteros que forman parte de su dieta. Una especie que alterna los espacios abiertos con el pinar es el jabalí (*Sus scrofa*) y el corzo (*Capreolus capreolus*), especie de interés naturista y cinegético.

El pinar es hábitat de invernada moderada de chorlito dorado (*Pluvialis apricaria*) y escribano nival (*Plectrophenax nivalis*). Además destaca la presencia de passeriformes en sus desplazamientos migratorios en otoño y primavera. Algunos páridos (*Parus spp.*) nidifican en el pinar, así como verderón serrano (*Serinus citrinella*). Estas especies sirven de alimento a rapaces como el Gavilán (*Accipiter nissus*) y el Azor (*Accipiter gentilis*).

3. Zonas húmedas de altura

Se entiende como tal, las zonas de monte o prado inundadas de forma permanente durante la época de precipitaciones abundantes. En estas zonas encontramos una fauna asociada a las especiales características edáficas. Los encharcamientos favorecen la presencia de anfibios y reptiles, como la Culebra de agua (*Natrix natrix*) y la Víbora de Seoane (*Vipera seoanei*). Dentro de las aves son características las Agachadizas común y chica (*Gallinago gallinago* y *Lymnocryptes minimus*), muy buscadas por los cazadores. También la Avefría



Fig. 76.- Avefría.

(*Vanellus vanellus*) cuando sube a la sierra frecuente estas zonas. Los passeriformes utilizan las charcas como bebederos y algunos granívoros buscan las semillas de gramíneas. Especies de anfibios, reptiles y mamíferos a destacar son la rana bermeja (*Rana temporaria*), lagartija serrana (*Iberolacerta monticola*), lagartija de turbera (*Zootoca vivípara*) y Turón (*Putorius putorius*).

4. Pastizales

La parte alta y media de La Capelada presenta abundantes superficies de pastizal fruto de las campañas de conversión de monte bajo a pastizal por el IRYDA. La extensión de los pastos artificiales ha condicionado la presencia de especies animales. Algunas desaparecieron al eliminarse los campos de cereal de los que se alimentaban, como es el caso de la



Fig. 77.- Tejón.

liebre y la perdiz. Sin embargo otras han encontrado una oferta trófica casi permanente en estos prados, este es el caso del corzo, el tejón (*Mele mele*) y conejos introducidos por asociaciones de cazadores a partir de 1981. Entre las aves, es frecuente encontrar passeriformes granívoros como el pardillo (*Acantís cannabina*), jilguero (*Carduelis carduelis*), córvidos como la corneja negra (*Corvus corone*) y rapaces como el halcón común (*Falco peregrinus*) que se desplazan desde los acantilados para cazar.

5. Bosquetes residuales y de ribera

Los valles de los ríos de A Capelada albergan una vegetación vestigial de especies caducifolias, como abedulares (*Betula celtibérica*) y robledales (*Quercus robur*); que permanecen en laderas cuya pronunciada pendiente impide introducir especies forestales de repoblación. La mayoría son especies higrófilas. Aunque la extensión de este biotopo es reducida, es un medio interesante para numerosas especies de mamíferos y aves, sobre todo insectívoros.

6. Eucaliptales

Encontramos estas formaciones en las estribaciones de la Capelada, próximas a los núcleos habitados. Estos bosques parecen reducir la diversidad de fauna que habita en ellos respecto a otros tipos de bosque, al

reducir la oferta alimentaria. Los censos en A Capelada confirman que las escasas especies de vertebrados que se observan en los eucaliptales están únicamente de paso.

HÁBITATS

En la Sierra de la Capelada, además del interés de la geología, la geomorfología y el paisaje entre otros valores se encuentran los hábitats. Se entiende por hábitat a un espacio dentro de un ecosistema que reúne las condiciones ambientales idóneas u óptimas para el establecimiento y el desarrollo de una población animal o vegetal. En los ayuntamientos que pertenecen al complejo ultrabásico alóctono de la Capelada se presentan numerosas zonas de especial protección de los valores naturales (ZEPVN) que se encuentran dentro de la Red Natura 2000 (Fig.78). Dentro de estas cuatro áreas (Ortigueira-Mera; Xubia-Castro; Estaca de Bares, y Costa Ártabra) se encuentran numerosos hábitats muchos de ellos de especial protección, lo que otorgan a la zona un mayor valor ambiental.

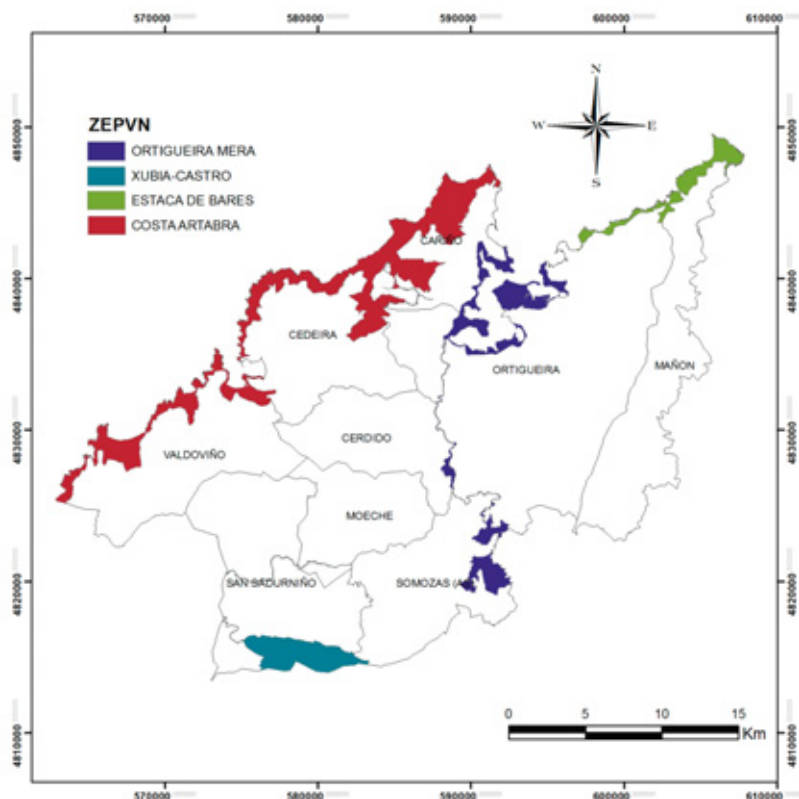


Fig. 78.- Localización de las Zonas de Especial Protección de los Valores Naturales del área de estudio.

En la siguiente tabla se puede observar los hábitats que engloban las ZEPVN señaladas en el mapa anterior (Tabla 4).

Tabla 4.- Hábitats presentes en las zonas pertenecientes a la Red Natura 2000. Información recopilada de los formularios normalizados de datos de Natura 2000.
<http://natura2000.eea.europa.eu/#>

Cod. Hábitat	Ortigueira-Mera	Xubia-Castro	Estaca de Bares	Costa Ártabra
1130			x	x
1140	x			
1150*	x			x
1160				x
1210	x		x	x
1230	x		x	x
1310	x			x
1320	x			
1330	x		x	x
1420	x			x
2110	x		x	x
2120	x		x	x
2130	x			x
2230				x
2260				x
3110		x		x
3150		x		x
3160				x
3170		x		x
4020	x	x	x	x
4030		x	x	x
4040	x		x	x
4090	x	x		x
6420	x			x
6430	x			x
7110		x		x
7140		x		x
7230				x
8220	x	x		x
91E0	x	x		x
9230		x		
9260		x		

Breve descripción de los hábitats presentes en la zona:

- **1130: Estuarios.** Son sistemas fluvio-marinos sometidos a la influencia de las mareas y caracterizados por una entrada y una mezcla de agua marina y continental que son variables en el espacio y en el tiempo (Ibáñez et al., 1997).
- **1140: Llanos fangosos o arenosos que no están cubiertos de agua cuando hay marea baja.** Son fondos costeros dominados por la marea, con carácter intermareal y pendiente suave, de naturaleza fango-arenosa, desprovistos de plantas vasculares y colonizados habitualmente por algas azules y diatomeas o tapizados por formaciones anfibias de *Nanozostera noltii*.
- **1150*: Lagunas costeras.** Son cuerpos de agua próximos al mar, separado aparentemente del mar por una barra arenosa o de cantos cuya formación (carácter genético) está unida, o relacionada, con procesos de dinámica litoral, actuales o subactuales.
- **1160: Grandes calas y bahías poco profundas.** Son grandes entrantes de la línea de costa en que, a diferencia de los estuarios, la influencia del agua dulce es mínima. Son hábitat que suelen presentar elevada biodiversidad.
- **1210: Vegetación anual sobre desechos marinos acumulados.** Formaciones de especies anuales o especies representativas anuales o perennes que ocupan parte de las acumulaciones de materiales procedentes de la deriva costera y acumulaciones de materia orgánica rica en nitratos (*Cakiletea maritima* p.).
- **1230: Acantilados con vegetación de las costas atlánticas y bálticas.** La vegetación que vive en este medio es una formación rupícola abierta dominada casi siempre por el hinojo de mar (*Crithmum maritimum*) o por gramíneas como la *Festuca rubra subsp. pruinosa*, a las que suelen acompañar otras especies como *Plantago maritima*, *Inula crithmoides*, *Daucus carota subsp. gummifer*, etc., además de otros endemismos o especies muy adaptadas a estos medios como *Silene uniflora*, *S. obtusifolia*, *Angelica pachycarpa*, *Trifolium occidentale*, *Armeria maritima*, o *Spergularia rupicola*.
- **1310: Vegetación anual pionera con Salicornia y otras especies de zonas fangosas o arenosas.** Formaciones compuestas principalmente por especies anuales, en particular quenopodiáceas del género *Salicornia* o plantas herbáceas, que colonizan lodos y arenas periódicamente inundadas de marismas mareales o interiores.
- **1320: Pastizales de *Spartina* (*Spartinion maritimi*).** Formaciones de hierbas perennes rizomatosas pioneras que colonizan sedimentos salinos limo-arcillosos de la zona intermareal en estuarios y marismas de la costa atlántica, principalmente. Está compuesta por poblaciones casi monoespecíficas de la especie nativa *Spartina maritima*, así como de las especies invasoras *Spartina densiflora* (costas atlánticas de clima mediterráneo), *Spartina alterniflora* y *Spartina patens* (costas atlánticas

de clima atlántico) junto con posibles híbridos entre las especies invasoras y *Spartina marítima*.

- **1330: Pastizales salinos atlánticos (*Glauco-Puccinellietalia maritimae*).** Comunidades vegetales que abarcan desde zonas con influencia mareal, que limitan con las formaciones de *Spartina spp.*, hasta las áreas más elevadas con importantes aportes de aguas no salinas de estuarios o marismas. Se asientan sobre sustratos formados por depósitos sedimentarios recientes, de arcillas o arenas, con fuertes aportes continentales, pudiendo estar asociados a cauces fluviales, que originan condiciones de salinidad variables. La vegetación predominante son los juncuales (*Juncus maritimus*, *Juncus gerardi*, *Carex spp.* y *Eleocharis spp.*) que se encuentran acompañados por gramíneas y especies tolerantes a la salinidad como *Plantago maritima*, *Frankenia laevis*, *Lytrum salicaria*, *Artemisia maritima*, *Triglochim maritima*, y *Aster tripolium*.
- **1420: Matorrales halófilos mediterráneos y termoatlánticos (*Sarcocornetea fruticosi*).** Son formaciones que, en marismas y bahías, reciben ligeramente la inundación de la pleamar o quedan fuera de ella, viviendo sobre suelos húmedos o muy húmedos y marcadamente salinos, sin mezcla de agua dulce. En el interior ocupan bordes de lagunas salobres, charcas endorreicas, etc., recibiendo inundación en invierno, pero con fuerte desecación estival.
- **2110: Dunas móviles embrionarias.** Formaciones costeras que representan los primeros estadios de construcción dunar, formados por ripples (pequeñas ondulaciones arenosas) o por superficies arenosas elevadas en la zona alta de la playa, o por una orla arenosa a barlovento de las primeras dunas altas.
- **2120: Dunas móviles de litoral con *Ammophila arenaria* (dunas blancas).** Son el primer relieve arenoso continuo de importancia en los litorales, formado por grandes montículos móviles de arena que pueden alcanzar gran altura y en los que el sustrato sigue siendo inestable por la influencia del viento. Las dunas blancas carecen de un suelo estructurado ya que la acumulación de materia orgánica es incipiente. La especie dominante es la *Ammophila arenaria*, aunque aparece acompañada de otras especies como *Pancratium maritimum*, *Otanthus maritimus*, *Medicago marina*, *Eryngium maritimum*, entre otras especies.
- **2130*: Dunas costeras fijas con vegetación herbácea (dunas grises).** Se trata de la tercera banda del gradiente dunar de las costas atlánticas. Son dunas fijas, estabilizadas y colonizadas por céspedes más o menos densos de perennes y abundantes coberteras de líquenes y musgos. Se incluyen entra las asociaciones más importantes de este hábitat la *Euphorbio- Helichrysion* y la *Crucianellion-maritimae*.
- **2230: Dunas con céspedes del *Malcomietalia*.** Asociaciones con plantas anuales y de floración primaveral efímera, con *Malcolmia lacera*, *M. ramosissima*, *Evax*

astericiflora, *E. lusitanica*, *Anthyllis hamosa* o *Linaria pedunculata* en depresiones secas interdunares de los arenales costeros.

- **2260: Dunas con vegetación esclerófila del Cisto-Lavanduletalia.** Se trata de matorrales de talla variable, florísticamente muy diversos. La especie más característica es *Corema album*, acompañada por especies como *Ulex europaeus* o *Halimium halimifolium* y *H. calycinum*. Además están presentes otras especies como *Stauracanthus genistoides*, *Lavandula stoechas subsp. lusitanica*, *Ulex australis*, *Armeria velutina*, *Thymus tomentosus*, y *T. camphoratus*.
- **3110: Aguas oligotróficas con un contenido de minerales muy bajo de las llanuras arenosas (Littorelletalia uniflorae).** Masas de agua someras de débil mineralización y pobres en bases, con vegetación acuática o anfibia baja perenne perteneciente al orden *Littorelletalia uniflorae*, que se localizan sobre sustratos oligotróficos de las orillas de lagos y lagunas (en ocasiones sobre suelos turbosos). Su vegetación consiste en una o más zonas, dominadas por *Littorella*, *Lobelia dortmanna* o *Isoetes*.
- **3160: Lagos y estanques distróficos naturales.** Lagunas y charcas naturales con aguas de color pardo-amarillento debido a la presencia de materiales turbosos y de ácidos húmicos, generalmente situados sobre suelos turbosos o rañas, con evolución natural hacia la colmatación y formación de zonas pantanosas. El pH de sus aguas es generalmente ácido, entre 3 y 6. La comunidad vegetal está dominada por plantas del orden *Utricularietalia*.
- **4020*: Brezales húmedos atlánticos de zonas templadas de Erica ciliaris y Erica tetralix.** Brezales higrófilos, propios de áreas con un clima oceánico templado, sobre suelos semi-turbosos, suelos turbosos con minerales en superficie (hidromores) y turberas en proceso de drenaje, incluidos en los sintaxones *Genistion micrantho-anglicae* y *Ulicion minoris: Ulici minoris -Ericetum ciliaris*, *Ulici gallii- Ericetum mackaiana*, *Ulici minoris-Ericetum tetralicis*, *Cirsio filipenduli-Ericetum ciliaris*.
- **4030: Brezales secos europeos.** Formaciones arbustivas, a menudo densas, de talla media a baja con *Calluna vulgaris*, *Erica* spp., *Ulex* spp., *Cistus* spp. y *Halimium* spp., como especies dominantes. Se encuentran sobre suelos ácidos o descarbonatados de textura arenosa o franco-arenosa.
- **4040*: Brezales secos atlánticos costeros de Erica vagans.** Brezales costeros de zonas templadas con *Erica vagans* y *Ulex europaeus* sobre suelos bien drenados, claramente distinguibles de otras formaciones costeras almohadilladas.
- **6420: Prados húmedos mediterráneos de hierbas altas del Molinion-Holoschoenion.** Comunidades mediterráneas de juncos (*Scirpus* y *Juncus*) y grandes hierbas, ambos de carácter higrófilo (agua dulce o con escasa salinidad).
- **7110*: Turberas altas activas.** Turberas ácidas, ombrotróficas, pobres en nutrientes minerales, alimentadas por agua de lluvia con un nivel de agua en

general más elevado que el de la capa freática del entorno, con vegetación perenne dominada por vistosos montículos de esfagnos que permiten el crecimiento de la turbera (*Erico-Sphagnetalia magellanici*, *Scheuchzerietalia palustris* p., *Utricularietalia intermedio-minoris* p., *Caricetalia fuscae* p.).

- **7140: «Mires» de transición.** Comunidades formadoras de turba en la superficie de aguas oligotróficas a mesotróficas, con características intermedias entre tipos solígenos y ombrógenos. Presentan un amplio y diverso rango de comunidades vegetales. Las comunidades más prominentes son praderas de herbáceas, fases flotantes o tremedales formados por ciperáceas de tamaño medio o pequeño, asociadas con esfagnos o musgos pardos.
- **7230: Turberas bajas alcalinas.** Humedales cubiertos por pequeños cárices y musgos pardos o rojos productores de turba o de toba calcárea, desarrollados sobre suelos permanentemente saturados en agua, con aporte de agua solígena o topógena, rica en bases, frecuentemente calcárea, y con el nivel freático situado en o ligeramente por encima o por debajo de la superficie del sustrato. Pequeños cárices calcófilos y otras Ciperáceas dominan generalmente las comunidades de la turbera, pertenecientes al *Caricion davallianae*, que se caracterizan por poseer un tapiz generalmente prominente de ‘musgos pardos o rojos’ formado por *Campylium stellatum*, *Drepanocladus intermedius*, *D. revolvens*, *Cratoneuron commutatum*, entre otros.
- **8220: Pendientes rocosas silíceas con vegetación casmofítica.** Se trata de laderas y salientes rocosos cuya riqueza y composición florística es elevada como consecuencia de las variaciones ecológicas locales y las circunstancias biogeográficas. Las especies habituales de este tipo de hábitat son *Alchemilla*, *Murbeckiella*, *Antirrhinum*, *Bufonia*, *Dianthus*, *Draba*, *Digitalis*, *Jasione*, *Saxifraga*, *Sedum*, *Silene*, etc. Además destacan la abundancia de helechos, como *Asplenium*, *Cystopteris*, *Cheilanthes*, *Anogramma*, *Cosentinia*, *Notholaena*, *Polypodium*, etc.
- **91E0 * Bosques aluviales de *Alnus glutinosa* y *Fraxinus excelsior* (*Alno-Padion*, *Alnion incanae*, *Salicion albae*).** Bosques aluviales arbóreos y arborescentes de cursos generalmente altos y medios, dominados o codominados por alisos (*Alnus glutinosa*), fresnos de montaña (*Fraxinus excelsior*), abedules (*Betula alba* o *B. pendula*), avellanos (*Corylus avellana*) o álamos negros (*Populus nigra*).
- **9230: Robledales galaico-portugueses con *Quercus robur* y *Quercus pyrenaica*.** Son bosques dominados principalmente por *Quercus pyrenaica* (*Quercion robori-pyrenaicae*).
- **9260: Bosques de *Castanea sativa*.** Bosques dominados por castaños (*Castanea sativa*), supra-mediterráneos y submediterráneos, así como antiguas plantaciones con sotobosque semi-natural.

CULTURAL

La colonización de esta zona se ha producido desde antiguo y con una elevada densidad, como lo demuestran los numerosos yacimientos estudiados por Federico Maciñeira. (fig. 79) y los numerosos restos identificados y catalogados.

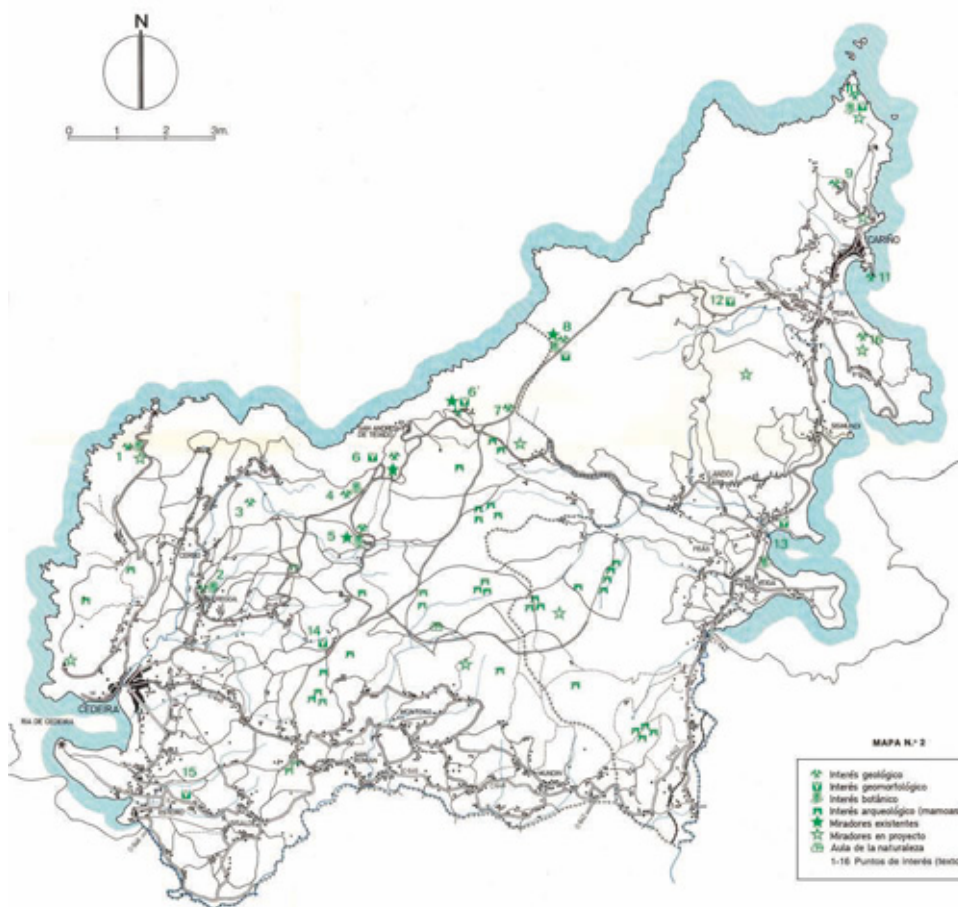


Fig. 79.- Evidencias arqueológicas en el entorno de la Capelada (municipios de Cariño y Cedeira).

De la **Edad de Hierro**, en Galicia Cultura Castrexa, se conservan los restos de seis castros catalogados. A este período pertenecen así mismo dos importantes hallazgos: un puñal de antenas y un hacha votiva. Además, diversos investigadores relacionan el Cabo Ortegal y los Aguillóns con los topónimos *Trileuco* y

Lapatiancorum promontorium, lo que mostraría la importancia de esos accidentes geográficos en la navegación antigua.

Como vestigios de la **época romana y altomedieval** se identifican restos localizados en los alrededores de la ermita de San Xiao do Trevo, en cuyos muros se reemplearon tégulas y fragmentos de cerámica romana. A la **época medieval** pertenece la Pena do Castelo -en la parroquia de A Pedra-, una escarpada elevación rocosa en la cual se aprecian restos de muros de cachotería y materiales cerámicos en superficie y de ahí son las primeras referencias escritas de Cariño encontradas en un documento del Monasterio de San Martiño de Xubia, datado en el año 1101, en el cual se efectúa una permuta de posesiones entre nobles, entre las que se incluyen tierras "in Villa de Carino et alia in Sancto Juliano de Trebula".

En la **Edad Moderna** Cariño es un pequeño puerto pesquero natural en el que viven unos 200 habitantes hacia el año 1580. Aunque el marqués de Astorga instala una herrería en Feás en el siglo XVII, el hecho socioeconómico más relevante fue el establecimiento en la villa, a finales del siglo XVIII, de industriales catalanes dedicados a la conserva. Este suceso marca el inicio del proceso de industrialización conservera que tendrá sus momentos álgidos en los siglos XIX y XX. También en el siglo XVIII, en respuesta a las incursiones piratas, se construyen garitas de vigilancia como las situadas en O Limo y Herbeira, en el actual límite entre los ayuntamientos de Cariño y Cedeira.

A lo largo de la historia y hasta la segregación, las cinco parroquias del actual ayuntamiento estuvieron siempre bajo la administración del Condado y Ayuntamiento de Ortigueira, excepto un breve período comprendido entre los años 1823 y 1849, en el que formaron parte del Ayuntamiento de Veiga. En términos eclesiásticos, el pueblo de Cariño perteneció a la parroquia de Sta. María de A Pedra hasta el año 1896, en el que se crea la parroquia de San Bartolomé.

La **pesca** y la **industria conservera** provocan un notable incremento demográfico en los siglos XIX y XX. A finales del siglo XIX, el censo era de unos 1.000 habitantes en la parroquia de Cariño y la suma de las cinco parroquias del actual Ayuntamiento alcanzaba la cifra de 3.653 habitantes.

La memoria colectiva de los cariñeses está marcada por las constantes reivindicaciones segregacionistas. Los deseos de independencia y rebeldía se documentan ya en el siglo XVI, pero será en el siglo XX cuando afloren con fuerza. En el año 1918 se crea una Junta de Defensa con aspiraciones segregacionistas, que edita catorce números del periódico *El Pueblo de Cariño*

(1919). Las emergentes inquietudes de independencia municipal se rompen en 1936 con la Guerra Civil. Con la llegada de la transición democrática aparecen nuevas iniciativas vecinales, como la publicación de la reivindicativa revista *Nordeste*, y se producen sonadas movilizaciones, como las destinadas a reclamar la construcción de un instituto de bachillerato en la parroquia de Mera. El liderato del movimiento segregacionista corresponde a la Asociación de Vecinos, que inicia en 1982 un proceso de separación que durará seis años, hasta que el **21 de enero de 1988** se aprueba la **creación del Ayuntamiento de Cariño**, en lo que fue, entonces, la primera segregación municipal producida en Galicia.

Leyendas sobre San Xiao do Trebo y la Fonte da Moura

San Xiao era un humilde cazador y pescador casado con una hermosa joven. Una mañana invernal partió de caza, y en su ausencia llegaron a su hogar sus padres, empapados por la lluvia. La mujer de Xiao fue amable con ellos, y les dio cobijo en la mejor habitación de la casa, la habitación matrimonial, mientras les secaba la ropa en el fuego. Partió la mujer a buscar a Xiao para advertirle de la visita, pero al mismo tiempo este regresaba por un camino opuesto. Cuando llegó a casa y vio a una pareja en su lecho, pensó que su mujer lo estaba engañando, por lo que herido por la ira disparó a ambos, consumando el parricidio. Al oír los disparos, la mujer de Xiao volvió, pero ya no había solución. Tales fueron la pena, el dolor y el arrepentimiento que sufrió el bueno de Xiao que acabó por convertirse en un santo.

Otra tradición asegura que la actual figura de San Xiao que descansa en la ermita llegó por mar hasta aquí, en tiempos de los piratas, que saqueaban todas las costas por las que solían pasar. Al acercarse a Cariño, los profanos asaltantes decidieron tirar al mar la pequeña y coqueta figura del santo, amarrándole una enorme piedra al cuello para hundirla. Pero el santo obró un milagro, liberándose de las ataduras y llegando a la costa cariñesa a nado. Una vez allí, lo recogieron los marineros de la zona, que subieron la figura por el acantilado para construirle, allí mismo, una hermosa capilla que todavía perdura hoy en día.

En las proximidades del Faroleiro, en la abrupta costa entre Vacariza y Ortegal, se encuentra la roca de Fonte da Moura, donde la leyenda habla de moros y tesoros. Cuentan que en las proximidades del lugar han desaparecido cabras de manera misteriosa, y que de cuando en cuando se escucha el canto de un gallo en el interior de la roca. Al lado de ésta nace la fuente Fonte da Moura, que esconde infinitos tesoros en su interior, aunque inaccesibles ya que aquellos que intentan apoderarse de ellos quedan atrapados en el interior de la fuente.



Fig. 80.- Fotografía de la figura policromada de San Xiao do Trebo.

Sobre el topónimo Cariño

Es bien sabido que Cariño fue alzado en las cercanías de la Punta do Castro, donde existió un asentamiento de castros. Cuenta una leyenda que en ese castro habitaba el Señor do Castro, a quien le falleció la más hermosa y rubia de sus hijas, y que fue enterrada en una mámoa en la cumbre de la vecina sierra de A Capelada. Un buen día tiempo después, pasó navegando frente a Ortegá una expedición marina. Era Ith, el hijo del rey celta Breogán, quien iba acompañado de otros cuarenta y nueve jefes celtas en busca de las tierras de Irlanda. El Señor do Castro y sus hijos se unieron a Ith y, mientras marchaban por la bocana de la ría, miraron hacia la sierra para decir: "¡Adiós, cariño!". Y de ahí viene el nombre de la villa.

TRADICIONES

La danza de arcos

Vinculada desde siempre a los marineros, la danza de arcos acompaña inexorablemente los festejos que se celebran en la villa.



Fig. 81.- Fotografía de la tradicional danza de arcos de Cariño.

No se sabe con certeza su antigüedad, ni su procedencia, si bien los pasos del baile fueron transmitiéndose a lo largo de los años de manera inalterada de padres a hijos. El día más álgido del año para la danza de arcos es el 16 de julio, festividad de la Virgen del Carmen, patrona de los marineros.

La romería de San Xiao do Trebo

Cada año, el último sábado de enero, se repite la tradición de honrar al santo Xiao do Trebo, en la pequeña capilla próxima a Ortegá, construida sobre un antiguo emplazamiento romano. Ya desde muy temprano, los vecinos recorren por el camino viejo los dos kilómetros que separan Cariño de la hermita, para disfrutar en los alrededores de la misma de una jornada de fiesta, como se está haciendo desde hace muchos años. Desde muy antiguo, el día de San Xiao supuso el inicio de las máscaras para los vecinos de Cariño, que viven de manera especial el carnaval. Al llegar a casa de vuelta de la romería, muchos cariñeses degustan por primera vez en el año las típicas chaolas, postre cariñés único propio del carnaval.

SUELOS, ACTIVIDAD HUMANA Y ARQUEOLOGÍA

A Martínez Cortizas, C. Ferro-Vázquez, R. Tallón Armada, M. Costa Casáis, W. Chesworth.

Los suelos son la fina capa de materiales transformados que cubren la superficie terrestre y sobre la cual tiene lugar la mayor parte de las actividades humanas. Nuestra percepción sobre los mismos ha cambiado radicalmente en los últimos siglos, desde las aproximaciones basadas en los conceptos desarrollados por las culturas clásicas (greco-romana y musulmana), pasando por la revolución conceptual de las escuelas genéticas, hasta las concepciones más actuales sobre la complejidad emergente de la evolución edáfica. Una de las ideas que más fuerza ha cobrado es la del reconocimiento de las funciones ambientales que desempeñan los sistemas edáficos. Habitualmente se citan seis funciones esenciales: 1) producción de alimentos y biomasa, 2) reactor biogeoquímico, 3) reservorio de biodiversidad, 4) fuente de materiales, 5) patrimonio natural y cultural, y 6) soporte físico de estructuras humanas. Estas funciones ambientales se encuentran en la misma base de la compleja interacción entre los humanos y los suelos, desde épocas prehistóricas.

Es muy probable que los humanos del Paleolítico concibiesen los suelos como fuente de aprovisionamiento de alimentos (función 1) y materiales (función 4) y como soporte físico (función 6) de sus actividades. Pero, sin duda, el descubrimiento y expansión de la agricultura, la revolución Neolítica, debió implicar el nacimiento de otra visión incluso más utilitarista (reforzamiento de la función 1) que se iría consolidando con el paso del tiempo. La revolución neolítica representó pues un salto substancial en el impacto de las actividades humanas sobre los suelos. En palabras de Chesworth (2002) "*a las fuerzas geológicas habituales se unió otra inmensamente significativa, nunca antes vista en el planeta, y una sin la cual la civilización no habría existido: la agricultura*". Con ella se aceleraron la erosión, la acidificación, la contaminación, la degradación física o la pérdida de materia orgánica. Pero también la creación de nuevos suelos o la intensa modificación de suelos preexistentes (caso del Plaggen, la Terra Preta do Indio, los suelos de bancal y aterrazamientos, etc.).

Esta íntima relación entre suelos, evolución del paisaje y actividad humana, hace que los suelos sean auténticos archivos históricos. Las propiedades edáficas actuales derivan de los procesos de cambio, que a su vez están relacionados con las condiciones ambientales preponderantes en cada momento. Por lo tanto, las propiedades pueden considerarse como proxies y su estudio nos facilitará un

registro más o menos detallado de los cambios ambientales y las actividades humanas -debidamente contextualizado cronológicamente. Asumiendo que se puede discernir entre procesos edáficos y diagenéticos, tanto las señales visibles (p.e. rasgos morfológicos) como las invisibles (p.e. las propiedades físicas y químicas) tienen un enorme potencial para la reconstrucción los cambios ambientales. Las secuencias edáficas complejas, de suelos policíclicos, y aquellos suelos en los que los procesos de acreción son muy marcados (como en las turberas, los suelos coluviales, los suelos de naturaleza flúvica, etc) son de particular ayuda. Además, los suelos contienen restos materiales de las culturas (los artefactos) y restos de animales y plantas (los ecofactos), por lo que deben considerarse como parte integrante de nuestro patrimonio natural y cultural (función 5).

Esto hace que la Edafología sea una disciplina de apoyo en las investigaciones arqueológicas. Así, desde mediados del siglo pasado, el número de investigaciones que resaltan la importancia de los suelos en la arqueología ha aumentado significativamente, hasta el punto que algunos autores han propuesto el término "Pedoarqueología" para definir la rama de la Geoarqueología que se dedica al estudio de los suelos en contextos arqueológicos (Walkington 2010). En muchas áreas del planeta, la configuración actual del paisaje no puede entenderse sin conocer la historia de las actividades humanas; lo que se presenta hoy ante nuestros ojos es un "paisaje cultural", construido mediante modificaciones intencionales y no intencionales tanto de los suelos como de la cobertura vegetal. En retorno, algunos contextos arqueológicos preservan suelos que ya no existen hoy en la superficie del terreno, por lo que la estrecha colaboración entre Arqueología y Edafología puede ayudar también a reconstruir la diversidad edáfica en algunas áreas.

BIBLIOGRAFIA:

Bases ecológicas preliminares para la conservación de los tipos de hábitats de interés comunitario en España. Primera edición. 2009. Ministerio de Medio Ambiente y Medio rural y Marino.

ANTHONIOZ, P.M. & FERRANGE, A. 1978. Le Précambrien polymétamorphique allochtone du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique, témoin d'une nappe de charriage calédonienne?

ARENAS, R. 1988. Evolución petrológica y geoquímica de la unidad alóctona inferior del complejo metamórfico básico-ultrabásico de Cabo Ortegal (Unidad de Moeche) y del Silúrico paraautóctono, Cadena Hercínica Ibérica (NW de España). *Corpus Geologicum Gallaeciae*, 4: 543

CALSTEREN, P. W. C. Van, BOELRIK, N. A. I. M., HEBEDA, E. H. PRIEM, H. N. A., TEX, E. Den, VERDURMEN, E. A. Th & VERSCHURE, R.H. (1979). Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic Complex) in the Hercynian Orogen of NW Spain: Manifestation of a presumed early Paleozoic Mantle-plume. *Chem. Geology*, 24: 35-56.

CALSTEREN, P.W.C. Van. 1977. Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the highgrade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other preexisting elements in the Hercynian basement of Galicia (NW Spain). Ph D.Theiss. Leiden Univ. Verhandeling Nr. 2, Z.W.O. Laboratorium voor Isotopengeologie, Amsterdam

CALVO DE ANTA, R; MACIAS, F. 1993. *Influence of geological material in the composition of surface waters of Galicia (NW Spain). Genesis of clay minerals. Clay Minerals*, 28: 285-296.

CALVO, R; MACIAS, F; BUURMAN, P. 1987. *Procesos de alteración y neoformación mineral en medios serpentínicos de Galicia. Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, 11: 161-170.

CAMPS, M.; BARREAL, E.; MACIAS, F. 1999. *Parent Material Influence on Sulfate Sorption in Forest Soils from Northwestern Spain. Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 1906-1914.

- CAMPS, M.; BARREAL, M.E.; MACIAS, F. 1999. *Relating sulphate sorption in forest soils to lithological classes, as defined to calculate Critical Loads of Acidity*. **The Science of the Total Environment**. **241**, 181-195.
- CAMPS, M.; MACIAS, F. 2000. *Respuesta a la acidificación y adsorción de sulfatos en suelos ándicos y ferrálicos desarrollados a partir de anfíbolitas en Galicia*. **Edafología** **7**, 61-71.
- CAMPS, M.; BARREAL, E.; MACIAS, F. 2001. *Sulfate sorption in nonvolcanic Andisols and andic soils from Galicia (NW Spain)*. **Geoderma**, **104**: 75-93.
- CAMPS ARBESTAIN, M., F. MACÍAS, W. CHESWORTH. 2008. "Soil". In: **Encyclopedia of Soil Science**. W. CHESWORTH ed.. **SPRINGER EDITORIAL**. 629-634.
- CHESWORTH, W.; . M. CAMPS; MACÍAS, F. M; MARTINEZ, A. 2008. "Hydric Soils" In: **Encyclopedia of Soil Science**. W. CHESWORTH ed. **SPRINGER EDITORIAL**. 323-325.
- Diputación Provincial de La Coruña. 1983.** *A Capelada. Una alternativa para el uso y conservación de sus recursos naturales*. Santiago : s.n., 1983.
- ENGELS, J.P. 1972. The catazonal polymetamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain). A structural and petrofabric study. *Leidse Geol. Meded.*, 48: 83-133
- GARCIA, C.; MACIAS, F. 1983. *Evolución geoquímica de las rocas gábroicas de Galicia durante su meteorización*. **Trab. Lab. Xeol. de Laxe**, **6**: 255-280.
- GARCIA, C; SILVA, B; GARCIA-RODEJA, E; MACIAS, F. 1986. *Meteorización de las anfíbolitas del macizo "Santiago-Ponte Ulla"*. **An. Edaf. Agrobiol.**, **45**. 1163-1188.
- GARCIA-RODEJA, E; MACIAS, F; GUITIAN, F. 1984. *Reacción con el FNa de los suelos de Galicia. I. Características y significado del test del FNa. Distribución de la reactividad en función del material de partida*. **An. Edaf. Agrobiol.**, **43**: 755-776.

- GARCIA-RODEJA, E; MACIAS, F; GUITIAN, F. 1984. *Reacción con el FNa de los suelos de Galicia. IV. Suelos desarrollados sobre esquistos del Complejo de Ordenes, rocas básicas y rocas metabásicas. An. Edaf. Agrobiol., 43: 1311-1337.*
- GARCIA-RODEJA, E.; MACIAS, F.; GUITIAN, F. 1985. *Reacción con el FNa de los suelos de Galicia. V. Relación con el material de partida y los procesos de edafogénesis. An. Edaf. Agrobiol., 44: 357-368.*
- GIL IBARGUCHI, J.I. & GIRARDEAU, J. 1991. El complejo del Cabo Ortegal. Investigación y ciencia. 180.:6-14
- GÓMEZ BARREIRO, J, MARTÍNEZ CATALAN JR., ARENAS, R., CASTIÑEIRAS, P., ABATI, J, DiAz GARCiA, F. & WIJBRA NS, JR. 2007. Tectonic evolution of the upper allochthon of the Órdenes Complex (northwestern Iberian Massif): structural constraints to a polyorogenic peri-Gondwanan terrane. En: LINNEMANN, U., NANCE, R.O., KRAH, P & ZULAUF, G. (Eds.), The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision. Geological Society of America Special Paper, 423.
- GRAÑA, J.; MACIAS, F. 1984. *Contribución al conocimiento de los medios costeros de Galicia. Un enfoque químico-físico para la ordenación de los espacios litorales. Alimentaria, 158: 69-81.*
- IBÁÑEZ, C., PONT, D., PRAT, N., 1997. CHARACTERIZATION OF THE EBRE AND RHONE ESTUARIES: A BASIS FOR DEFINING AND CLASSIFYING SALT WEDGE ESTUARIES. LIMNOLOGY AND OCEANOGRAPHY 42(1): 89-101.
- LOPEZ, A; GARCIA, C; MACIAS, F. 1985. *Meteorización de las granulitas de Cabo Ortegal. Cuad. Lab. Xeol. de Laxe, 9: 349-377.*
- LOPEZ, I., MACIAS, F; GARCIA PAZ, C; GUITIAN, F.1984. *Suelos de la zona húmeda española. X.- Suelos sobre serpentinas. 3- Mineralogía. An. Edaf. Agrob., 43: 1055-1075.*
- MACIAS, F.; GARCIA-RODEJA, E.; GUITIAN, F.; PUGA, M. 1980. *Origen y distribución de la gibbsita en Galicia. An. Edaf. Agrobiol., 39: 1533-1563.*

- MACIAS, F.; GUITIAN OJEA, F. 1980. *La presencia de gibbsita en los suelos de clima templado: una revisión de los conocimientos actuales*. **An. Edaf. Agrobiol.**, **39**: 301-341.
- MACIAS, F.; SILVA, B.; VILLAR, M. 1980. *El factor material de partida de los suelos de Las Mariñas. 3. Formaciones sedimentarias*. **Acta Científica Compostelana**, **17**: 15-46.
- MACIAS, F. 1981. *Formation of gibbsite in soils and saprolites at temperate humid zones*. **Clay Minerals**, **16**: 43-52.
- MACIAS, F.; CALVO, R.; GARCIA PAZ, C.; GARCIA-RODEJA, E.; SILVA, B. 1982. *El material original: su formación e influencia en las propiedades de los suelos de Galicia*. **An. Edaf. Agrobiol.**, **41**: 1747-1786.
- MACIAS, F. et al. (1987). *A Capelada: Una alternativa para el uso y conservación de sus recursos naturales*. **Public. de la Excma. Diputación Provincial de la Coruña. La Coruña**.
- MACIAS, F.; CALVO, R. 1988. *Arcillas y limos de sedimentos actuales de las rías de Galicia. Consideraciones genéticas*. **Geociencias**, **3**: 179-187.
- MACIAS, F.; CALVO DE ANTA, R. 1992. *Caractérisation pédogéochimique des sols de la Galice (NW Espagne) en relation avec la diversification lithologique. Mise en évidence d'un milieu de transition entre les domaines tempérés et subtropicaux humides*. **C. R. Acad. Sci. Paris**, t.315, Série II, p.1803-1810.
- MACIAS, F. 1993. *Algunos datos para la biogeoquímica de las rías de Galicia*. **En: "A contaminación mariña do litoral galego", Ed. do Castro. pp. 49-59.**
- MACIAS, F. 1993. *Génesis y evolución de suelos en Galicia*. **Guía de la naturaleza de Galicia. Publ. Faro de Vigo, fascículo nº 16, 303-320,**
- MACIAS, F. 1999. *Los suelos de Galicia*. **En: "Geografía de Galicia. 2ª edición", ed. Pilar de Torres. Ed. Xuntanza-Faro de Vigo. 265-298.**

- MACIAS, F.; CALVO DE ANTA, R. 2001. *Los suelos*. En: "Atlas de Galicia". **Vol. 1: Medio Natural. Sociedade para o Desenvolvemento Comarcal de Galicia. Consellería de Presidencia. Xunta de Galicia, 173-217.**
- MACIAS, F.; CALVO DE ANTA, R.; RODRIGUEZ LADO, L.; VERDE, R.; PENA, X.; CAMPS, M. 2004. *El sumidero de Carbono de los suelos de Galicia*. **Edafología, 11-3, 341-376.**
- MACIAS, F.; RODRIGUEZ-LADO, L.; CAMPS-ARBESTAIN, M.; BARREAL, E. 2005. *Mecanismos de amortiguación de impactos acidificantes. Influencia de la litología, propiedades superficiales y grado de desarrollo edáfico*. **Edafología, 12 (2), 115-126.**
- MACÍAS-GARCÍA, I., PÉREZ ALBERTI, A., MARTÍNEZ CORTIZAS, A., NIETO, C., PÉREZ OTERO, X. L., MONTERROSO, M. C., GARCÍA GONZÁLEZ, M. T., VALLE, R. y MACÍAS, F. 2007. *11 millones de años de ciclos de biotaxia-resistaxia en la cuenca Oligoceno-Miocénica de As Pontes*. **Edafología, 14 (1, 2, 3), 67-98.**
- OTERO, J.L.; MACIAS, F. 1997. *Fraccionamiento de Fe en sedimentos de las marismas de la ría de Ortigueira (Galicia-NW de la Península Ibérica)*. En: "Procesos biogeoquímicos en sistemas costeros hispano-lusos". ed. **Ricardo Prego & J. M. Fernández. Excm. Diputación Provincial de Pontevedra. Pontevedra, 53-56. CL**
- OTERO, J.L.; SANCHEZ, J.M.; MACIAS, F. 1998. *Caracterización de las condiciones edáficas sobre las que se desarrolla Spartina maritima (Curtis) Fernald, 1916 (Gramineae) en las marismas de la ría de Ortigueira (Galicia, NO España)*. **Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Biol.), 94(3-4) 5-13.**
- OTERO, X. L.; MACIAS, F. 2002. *Fraccionamiento de Fe en fluvisoles de las marismas de la Ría de Ortigueira (Galicia)*. **Edafología, 9: 257-272.**
- OTERO, X.L.; FERREIRA, T.O.; VIDAL, P.; MACIAS, F.; CHESWORTH, W. 2008. *Thionic or sulphidic soils. "*. In: **Encyclopedia of Soil Science. W. CHESWORTH ed. SPRINGER EDITORIAL. 777-781.**
- OTERO, X.L.; HUERTA-DIAZ, M.A.; MACIAS, F. 2000. *Heavy metal geochemistry of saltmarsh soils from the Ria of Ortigueira (mafic and*

ultramafic areas, NW Iberian Peninsula). **Environmental Pollution**, **110**, 285-296.

OTERO, X.L.; MACIAS, F. 2000. *Caracterización y clasificación de los suelos de las marismas de la ría de Ortigueira en relación con su posición fisiográfica y vegetación*. **Edafología**, **8**, 37-62.

OTERO, X.L.; MACIAS, F. 2001. *Caracterización y clasificación de los suelos de las marismas de la Ría de Ortigueira en relación con su posición fisiográfica y vegetación (Galicia)*. **Edafología**, **8**: 37-62.

OTERO, X.L.; MACIAS, F. 2002. *Spatial and seasonal variation in heavy metals in interstitial water of salt marsh soils*. **Environmental Pollution**, **120**, 183-190.

OTERO, X.L.; MACIAS, F. 2002. *Spatial variation in pyritization of trace metals in salt-marsh soils*. **Biogeochemistry**, 1-27.

OTERO, X.L.; MACIAS, F. 2002. *Variation with depth and season in metal sulfides in salt marsh soils*. **Biogeochemistry**, **61**, 247-268.

OTERO, X.L.; MACIAS, F.; 2001. *Soil phase iron in high salt marsh soils in relation to redox potential*. **Fresenius Environmental Bulletin**, **10 (8)**: 674-678.

OTERO, X.L.; SANCHEZ, J.M.; MACIAS, F. 2000. *Bioaccumulation of Heavy Metals in Thionic Fluvisols by a Marine Polychaete: The role of Metal Sulfides*. **J. Environ. Quality** **29**. 1133-1141.

OTERO, X.L.; SANCHEZ, J.M.; MACIAS, F. 2000. *Nutrient status in tall and short forms of *Spartina maritima* in the salt marshes of Ortigueira (NW Iberian Peninsula) as related to physicochemical properties of the soils*. **Wetlands** **20**, 461-469.

PEREZ ALBERTI, A. y BLANCO CHAO, R. (1995): Importancia paleoclimática de las formas y depósitos de origen glaciar y periglaciar en la costa noroccidental de la Península Ibérica. (Serra da Capelada, Cedeira, A Coruña). Simposio Internacional Paleoambiente Cuaternario en la Península Ibérica. Resúmenes. Santiago de Compostela.

- PEREZ ALBERTI, A. (1982): Xeomorfoloxía. En: Pérez Alberti (Dir): Xeografía de Galicia. Tomo I: O medio. Editorial Sálvora. Santiago de Compostela.
- PEREZ ALBERTI, A. (1987): Geomorfología. En: A Capelada. Una alternativa para el uso y conservación de sus recursos naturales. Diputación de A Coruña. A Coruña.
- SANCHEZ, J.M.; OTERO,J.L.;IZCO,J; MACIAS, F. 1997. *Growth form and population density of Spartina maritima in northwest Spain. Wetlands, 17, 368-374.*
- TEX, E. DEN. 1961. Some preliminary results of petrological work in Galicia (NW Spain) Leidse Geol. Med. 26: 75-91
- TEX, E. DEN, VOGEL, D.E. 1962. A Granulitgerbirge at Cabo Ortegal (N.W. Spain). Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift fur Geologie, Heft 1. 52: 95-112
- TEX, E. DEN. 1965. Metamorphic lineages of orogenic plutonism. Geologic en Mijbouw, 4: 105-132
- TEX, E. DEN. 1980. Un esquema del estado actual de la investigación geológica en Galicia. Cuadernos do laboratorio xeolóxico de Laxe. Publicacións do seminario de estudos galegos. Área de Xeoloxía e Minería. 1:323-339
- VOGEL, D.E. 1967. Petrology of an eclogite and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. Leidse Geol. Meded., 40: 121-213
- WINCHESTER, J.A., PHARAOH, T.C & VERNIERS, J. 2002. Palaeozoic amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. En: WINCHESTER, JA ., PHARAOH, T.C & VERNIERS, J (Eds.), Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. Geological Society Special Publication, 201: 1-18.

REFERENCIAS WEB:

http://www.florasilvestre.es/mediterranea/Leguminosae/Cytisus_commutatus.htm

http://www.florasilvestre.es/mediterranea/Thymelaeaceae/Thymelaea_coridifolia.htm

<http://floraastur.blogspot.com.es/2013/07/brezo-galaico-asturiano-erica-mackaiana.html>

http://elviajerosinprisa.blogspot.com.es/2013_01_01_archive.html

<http://terraartabra.blogspot.com.es/>

<http://www.cedeira.es>

<http://www.concellodecarino.com>

<http://natura2000.eea.europa.eu/>

VI CONGRESO IBÉRICO DE LA CIENCIA DEL SUELO
CICS2014
SANTIAGO DE COMPOSTELA

ORGANIZAN



COLABORAN



INSTITUTO DE INVESTIGACIÓNS
AGROBIOLÓXICAS DE GALICIA

Universidade de Vigo



UNIVERSIDADE DA CORUÑA

PATROCINAN



andavira
editora