

11 MILLONES DE AÑOS DE CICLOS DE BIOSTAXIA-RESISTAXIA EN LA CUENCA OLILOCENO-MIOCÉNICA DE AS PONTES EN GALICIA.

I. Macías-García¹, A. Pérez Alberti¹, A. Martínez Cortizas², C. Nieto³, X. L. Pérez Otero^{2,3}, M. C. Monterroso^{2,3}, M. T. García González⁴, R. Valle⁵ y F. Macías^{2,3}

¹Dpt. Geografía. Universidad de Santiago de Compostela.

²Dpt. Edafología y Química Agrícola. Universidad de Santiago de Compostela.

³Laboratorio de Tecnología Ambiental. Universidad de Santiago de Compostela.

⁴Instituto de Ciencias Medioambientales. CSIC. Madrid.

⁵Dept Geología. ENDESA

Resumen: La apertura de la mina de lignitos de As Pontes, prácticamente hasta su base, ha permitido estudiar con detalle la naturaleza y procesos de formación de un yacimiento Oligoceno-Miocénico con hasta 500 m de depósitos sedimentarios producidos durante unos 10-11 millones de años. El yacimiento está caracterizado por la alternancia de capas de carbón (lignitos, fundamentalmente lignito pardo) separadas por capas de sedimentos detríticos de textura variada. Dentro de esta secuencia se ha podido comprobar que la formación del carbón se ha producido mayoritariamente en un ambiente pantanoso, con vegetación dominada por géneros como *Thypha* y *Juncus*, que se desarrollaron en suelos hidromorfos, fundamentalmente Gleisoles e Histosoles. En condiciones de pH próximas a la neutralidad y ambiente anóxico-subóxico en el que el Fe se reduce al estado ferroso, dando origen a la formación de nódulos y concreciones de siderita y sulfuros biogénicos. La siderita, aparece claramente asociada a la rizosfera de macrófitos acuáticos dentro de antiguos horizontes gleicos, con segregación y movilización de Fe (Bg y Cg o Cr) teniendo la respiración de las raíces una clara relación con la formación del mineral. Estos suelos tenían horizontes superficiales muy ricos en materia orgánica (H Hísticos o A móllicos o úmbricos) que, posteriormente fueron fosilizados por aportes torrenciales ricos en materiales caoliniticos derivados de suelos bien drenados (probablemente suelos ferralíticos) del entorno de la cuenca. La fosilización y posterior subsidencia de los suelos hidromorfos dio origen a la conversión de los horizontes superficiales en las capas de carbón y a la compactación de los materiales. Posteriormente, el material torrencial de cobertura fue edafizado de nuevo con mayor o menor intensidad y duración. En los sistemas laterales de los depósitos aluvio-torrenciales se han identificado Plinthosoles, suelos rojos ferromosialíticos muy evolucionados y corazas lateríticas, lo que pone de manifiesto la variedad de condiciones de evolución edáfica y climática que tuvieron lugar. La alternancia de condiciones de biostaxia (formación de suelos en condiciones hidromorfas en la cuenca y de buen drenaje en los taludes laterales) y de resistaxia (erosión, aportes aluvio-torrenciales y fosilización de los suelos) debió responder a cambios climáticos (probablemente oscilaciones de períodos húmedos a otros con mayor aridez o con estación seca muy contrastada). Se han identificado claramente dos grandes fases evolutivas. Una, inicial, de muy probable influencia marina, y con posibles suelos de manglar o marisma, con neoformación de arcillas esmectíticas, y, otra, claramente continental, con arcillas caoliniticas y suelos de tipo Histosol, Gleisol y suelos gleicos incipientes, que fueron fosilizados sucesivamente. Más de 30 ciclos de edafogénesis y fosilización se han sucedido en los 10-11 millones de años de evolución de la cuenca durante la formación de los lignitos terciarios, explicándose esta enorme variabilidad por las condiciones de la cuenca con fallas activas alpinas, creación del relieve por efectos de levantamientos y hundimientos y los cambios climáticos del Oligoceno-Mioceno, especialmente en la distribución de las precipitaciones. La repetición de esta alternancia ha originado una secuencia de paleosuelos oligocénicos y miocénicos superpuestos, claramente identificables por los rasgos edáficos, la mineralogía de sus componentes y la presencia de rizosferas carbonizadas y piritizadas. Los efectos tectónicos, la subsidencia de la cuenca y las consecuencias del proceso de explotación minera, con

su modificación de las condiciones hídricas y del estado redox, han incrementado la complejidad de la secuencia evolutiva y la dificultad para interpretar los procesos edáficos y geoquímicos que se sucedieron.

Palabras clave: Paleosoles, lignito, Oligoceno, Mioceno, siderita, Histosoles, Gleisoles, Plinthosoles.

Abstracts: The excavation of the lignite mine of As Pontes, almost to its base, allowed to sample and study in detail the nature and process of formation of an Oligocene-Miocene lignite deposit with up to 500 m of sedimentary material, produced in a time span of 10-11 million years. The site is characterized by alternating layers of coal (lignite) and detrital sediments of varied texture. Within the sequence the process of coal formation seems to have occurred mostly in a swampy environment, with vegetation dominated by *Juncus* and *Thypha*, that developed on hydromorphic soils, mainly Gleysols and Histosols. At a pH close to neutrality and under anoxic-suboxic conditions, Fe was reduced to ferrous state, leading to the formation of nodules and concretions of siderite and biogenic sulfides. Siderite, is clearly associated to the rhizosphere of aquatic plants in gleyic soil horizons, with segregation and mobilization of Fe, being root respiration clearly related to the formation of the mineral. These soils had surface horizons rich in organic matter (H o A) which were later fossilized by fluvial-torrential sediments derived from soils and saprolites of kaolinitic soils formed in well-drained conditions (probably lateritic soils) at the margins of the basin. Fossilization and subsequent subsidence of the hydromorphic soils led to the transformation of surface horizons into lignite and the compaction of the materials. Afterthat, the new sediments underwent pedogenesis with varying intensity and duration. In the systems at the margins of basin Plinthosols, ferromossialithic red soils highly evolved and lateritic crusts were found, which highlights the variety of soil conditions and climate evolution that occurred. Alternating conditions of biotaxy (formation of hydromorphic soils in the watershed and well drained, kaolinitic soils in the slopes) and rhesistaxy (erosion, alluvium-torrential sedimentation and fossilization of soils) may be responded to climatic change (probably between wet periods and others more arid or with intense seasonality). Two evolutionary phases have been clear identified. A initial one, most likely with marine influence, and potential mangrove soils or marsh with an abundance of neofomation of smectite clays, and a later one, clearly continental, with kaolinitic clays and Histosols and gleyic soils in the basin and kaolinitic soils in the well drained areas of the margin of the basin. More than 30 cycles of pedogenesis and fossilization have occurred in the 10-11 million years of evolution of the basin during the formation of tertiary lignites, pointing to a huge variability in the soil forming conditions. The repetition of this alternation led to a sequence of Oligocene and Miocene paleosols, clearly identifiable by soil characteristics, mineralogy of its components and the presence of charred and pyritized rhizospheres. Tectonic movements, the subsidence of the basin and the consequences of the mining operations and its modifications of the hydric and redox conditions have increased the complexity and the interpretation of the pedogenetical and geochemical evolution of the basin soils.

Key words: Paleosols, lignite, Oligocene, Miocene, siderite, Histosols, Gleisols, Plinthosols.

INTRODUCCION

La explotación a cielo abierto de la mina de lignitos de As Pontes, mediante un sistema de transferencia con escombrera externa (foto 1), ha permitido estudiar los procesos edáficos y biogeoquímicos que se produjeron entre hace unos 30 millones de años, en el Oligoceno Inferior, y unos 19 millones de años, en el Mioceno. Para datar la formación de uno de los yacimientos de

lignitos de mayor interés económico de la Península Ibérica, que alimentó durante más de 20 años a la central termoeléctrica de As Pontes con una potencia instalada de 1400 MW, se utilizaron criterios muy variados en la fase previa a la explotación. Sin embargo, a pesar de los numerosísimos sondeos realizados, sólo la excavación casi completa del yacimiento durante su explotación permitió la observación de toda la secuencia sedimentaria y la identificación de los indicios



Foto 1.- Imagen de la explotación minera de As Pontes. La zona excavada, a la derecha de la imagen (carente de vegetación), corresponde a la cuenca minera y la zona escalonada, (a la izquierda de la imagen) casi completamente revegetada, corresponde a la escombrera exterior.

de los procesos edáficos y geoquímicos que se han producido a lo largo del tiempo, siendo la síntesis de estos procesos el principal objetivo de este trabajo, dejando para otros sucesivos la descripción y caracterización pormenorizada de cada una de las etapas.

Las depresiones del NW de la Península Ibérica.

Con una extensión de unos 12 km² la cuenca de As Pontes es una de las más pequeñas cuencas terciarias existentes en el NW de la Península Ibérica. Aparece asociada a un conjunto de fallas de dirección NW-SE, en las que, desde el litoral hacia el interior, se suceden una serie de pequeñas depresiones Pedroso, San Saturnino, Moeche, As Pontes, Roupar y Muiñonovo, prácticamente paralelas a otro conjunto con la misma orientación en la que se sitúan las depresiones de Lendo,

Meirama, Visantóna, Xanceda y Boimil (fig. 1).

Otras depresiones, en algunos casos de gran extensión, como las de Villaba, Monforte, Xinzo de Limia y Verín, en Galicia, o las de Oviedo, en Asturias, y El Bierzo, en León, aparecen asociadas a otros sistemas de fallas, con un predominio de las direcciones N-S, SW-NE y W-E, estando el conjunto de fracturas relacionado con los choques entre la placa ibérica y la europea y la de este conjunto con la placa africana.

El primer trabajo de conjunto sobre las depresiones del NW de España fue realizado por Birot y Solé Sabaris (1954) quienes las consideraron Neógenas por criterios geomorfológicos y por su similitud con las cuencas más conocidas entonces del Bierzo y Duero. Nonn (1966), con criterios geomorfológicos, paleobotánicos

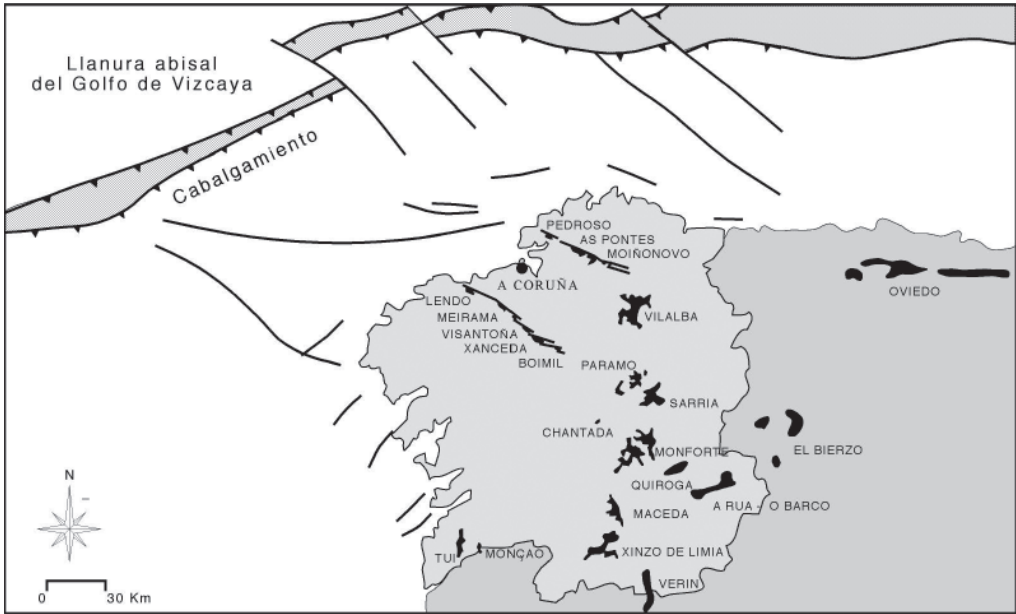


Fig. 1. Principales depresiones terciarias y alineamientos tectónicos del NW de la Península Ibérica (sintetizada fundamentalmente de Bacelar et al. (1988), Santanach (1988), Nonn (1966), Huerta (1995),... y otros autores).

y paleofaunísticos concluyó que se trataba de formaciones tectónicas neógenas que se rellenaron en condiciones propias de un paleoclima subtropical-tropical cálido-húmedo, sugiriendo una edad Miocena superior para As Pontes. Edades neógenas también fueron consideradas por otros autores como Brell (1975), Brell y Doval (1975 y 1979) y Martín Serrano (1979, 1982), quienes, aunque con ciertas diferencias en su concepción, coincidieron en poner de manifiesto la importancia de ciclos de bio-resistaxia en su formación.

La cuenca de As Pontes. El proceso de sedimentación.

La existencia de un importante yacimiento carbonífero en la cuenca de As Pontes era conocida a finales del siglo XVIII, describiendo Cornide Saavedra, geógrafo coruñés, en su "*Memoria descubrimiento*

mina de carbón de piedra" de 1790, su presencia. Más tarde, en 1835, el geólogo alemán Guillermo Schultz la incluyó en su obra "*División geognóstica del reino de Galicia*", indicando la importancia de llevar a cabo su explotación, que se inició casi un siglo más tarde, en 1917, por el inglés Ellis Henry Thomas que transportaba el carbón extraído al puerto de Ferrol. En 1921-1924, la denominada Campaña de Investigación Masenet, cartografía el yacimiento y establece que se trata de bolsas de lignito irregulares intercaladas entre estériles compuestos por arenas y arcillas (fig. 2).

Desde el inicio de su explotación, y por su interés económico, la pequeña cuenca de As Pontes ha sido la más intensamente estudiada de las cuencas del NW de España. Datos tectónicos han sido aportados por diversos autores (Manera Bassa et al., 1979;

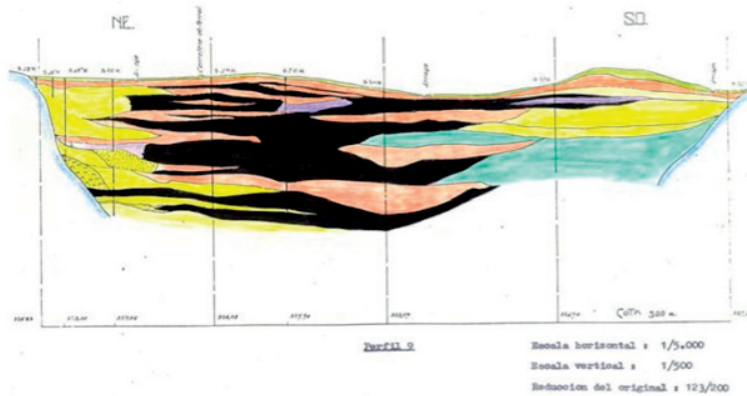


Fig. 2. Esquema de la cuenca de As Pontes según los datos de la campaña Masenet (1921-24). (Datos del Departamento de Ingeniería e Investigación de ENDESA).

Santanach et al., 1988; Bacelar et al., 1988, 92; Cabrera et al., 1996; Ferrús, 1998; Ferrús y Santanach, 1994,... Información sobre el relleno sedimentario fue recogida por Bacelar et al., (1988, 1992); Cabrera et al., (1991, 95 y 96) y Sáez y Cabrera, (1994). Estudios paleontológicos y bioestratigráficos y dataciones basadas en ellos han sido realizados por Nonn y Médus (1963); Médus (1965); Menéndez Amor (1975); Baltuille et al., (1990, 92); López Martínez et al., (1993); Cabrera et al., (1992). Información de los minerales que acompañan a los lignitos ha sido aportada entre otros por Martínez Alonso et al., (1987); Martínez Tarazona et al., (1989,1990); Huerta, et al. (1997) y Monterroso (1995). Estudios petrológicos y geoquímicos han sido realizados por Martín et al., (1986); González Vila et al., (1987); Cabrera et al., (1995); Saéz y Cabrera (1994); Huerta et al., (1997); y dataciones magnetoestratigráficas así como una visión sintética del desarrollo de la cuenca ha sido realizada por Huerta et al., (1995, 1996 a y b), entre otros.

La cuenca de As Pontes tiene una orientación NNW-SSE, una longitud de 8 km y una anchura variable entre 1,5 y 3.0 km.

Son, en realidad, dos cuencas inicialmente independientes, que comenzaron a rellenarse por la más occidental y sólo a partir de una cierta etapa tuvieron un comportamiento único (Figs. 3 y 5). La fracturación que le dio origen obedece a tres direcciones preferentes E-W, ESE-WNE y SSE-NNW, siendo más intensa en los bordes septentrional y occidental del yacimiento. También debe destacarse la existencia de un cabalgamiento E-O vergente al sur y una compresión N-S. (Departamento de Investigación e Ingeniería de ENDESA, 2007)

La sedimentación de la cuenca se produjo por medio de procesos discontinuos en el tiempo, con fases de aportes aluvio-torrenciales de materiales de diferente granulometría y origen, que, además, se diferenciaban en tamaño a medida que se alejaban del área fuente. Las fases de resistaxia y aporte eran seguidas de fases de biostaxia, en las cuales podía instalarse la cobertura vegetal sobre los depósitos anteriores produciéndose suelos con importantes diferencias de drenaje según se desarrollasen sobre los sedimentos más groseros, próximos a la zona inicial de los abanicos aluviales, o en las zonas distales, en las que se acumularían las fracciones finas,

pudiendo llegar a formarse en estas últimas áreas pantanosas y/o lacustres. Según Cabrera *et al.*, (1991) y Sáez y Cabrera, (1994) las zonas pantanosas eran las de mayor extensión y los lagos eran someros y estaban sometidos a condiciones endorreicas o de drenaje pobre con mayor o menor salinidad. Estos autores consideran que los lagos eran atalásicos y sin conexión con el mar, si bien este aspecto puede ser discutido por la presencia de una serie de indicadores faunísticos y biogeoquímicos que parecen poner de manifiesto la existencia de una conexión inicial de tipo estuárica, que fue

posteriormente cerrada. De esta forma, los sedimentos fluviales y torrenciales aportados en las fases erosivas fueron cubiertos de forma irregular por sedimentos más finos asociados a la sedimentación de arcillas y materiales organógenos en sistemas lagunares (¿inicialmente estuáricos?) y todos ellos podían ser edafizados en diferentes ciclos que eran posteriormente cubiertos por nuevos aportes y sometidos a procesos de diagénesis, como consecuencia de la subsidencia de la cuenca y del peso de los sedimentos, dando origen a un manto sedimentario con un

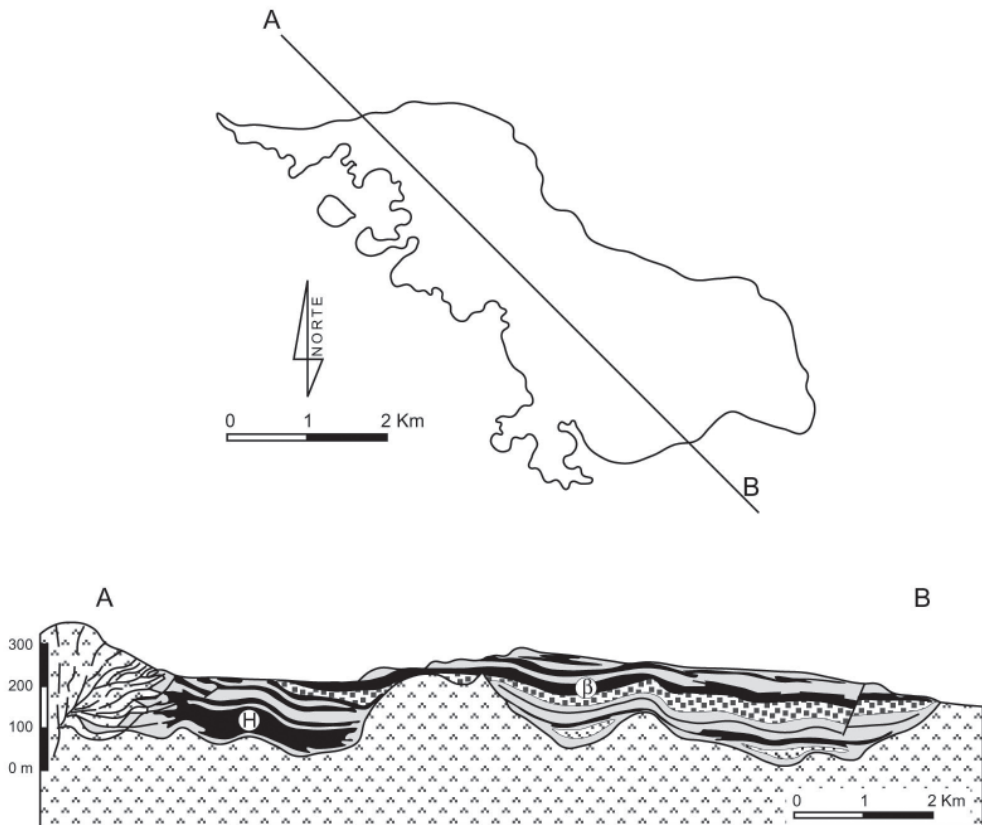


Fig. 3 Morfología de la cuenca y de la formación sedimentaria (Bacelar *et al.*, 1992). Se aprecian las dos cuencas inicialmente independientes que, a partir de una etapa de sedimentación, confluyen en una sola. (en negro capas de lignito).

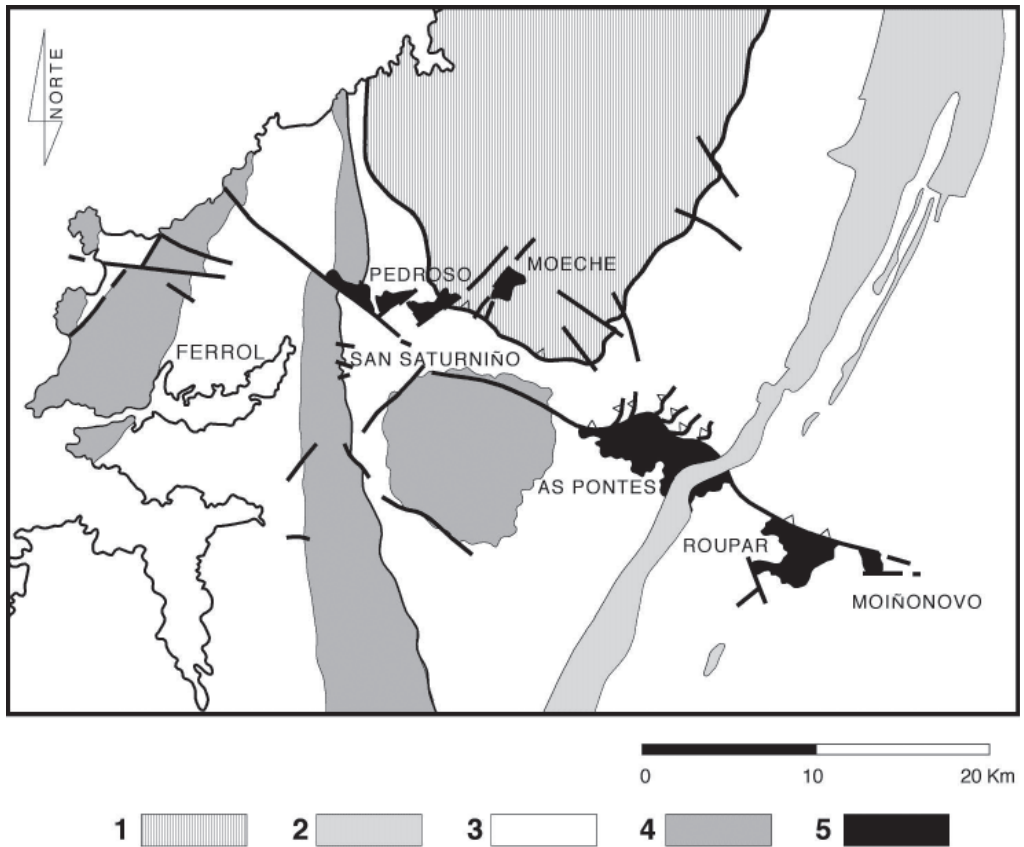


Fig. 4. Entorno geológico de las cuencas de la serie de As Pontes. 1.- Complejo básico-ultrabásico de Moeche-Capelada. 2.- Rocas graníticas hercínicas y tardihercínicas. 3.- Filitas y pizarras paleozoicas con cuarcitas intercaladas. 4.- Gneises precámbricos “Olló de sapo”. 5.- Sedimentos terciarios

espesor máximo en torno a los 500 m.

El sustrato litológico de la cuenca y su entorno está formado por bandas de filitas y pizarras paleozoicas, con contenidos variables de sulfuros (<0,1-3% de S pirítico con predominio de los valores inferiores al 0,4%, según Monterroso, 1995), a las que acompañan materiales precámbricos gneísicos de la facies del “ollo de sapo”, intercalándose algunas cuarcitas, más abundantes en la zona limítrofe entre las dos cuencas. Este conjunto metamórfico precámbrico-paleozoico tiene

al norte el complejo básico-ultrabásico de la Capelada-Moeche y varias intercalaciones de rocas graníticas hercínicas y tardihercínicas al este (fig. 4).

Las diferentes áreas fuente (variables a lo largo del tiempo, véase fig.7), procesos de alteración y edafogénesis, intensidad del transporte y los procesos de deformación causados por la actividad tectónica produjeron una importante heterogeneidad de materiales en la cuenca, con capas discontinuas de margas, lignitos, arcillas carbonosas, arcillas,

arenas y gravas, que se disponían inicialmente en estratos horizontales pero que fueron plegados y deformados tras su sedimentación.

La columna tipo, establecida por el Departamento de Investigación y de Ingeniería de ENDESA (fig. 5), presenta en su base, sobre

el zócalo paleozoico más o menos alterado (Lámina I.3), una saprolita sobre la que aparece un manto de regolito con presencia de filitas más o menos descompuestas, arcillas y materiales cuarzosos (Lámina I. 5), que, a su vez, es cubierto por una sucesión alternante

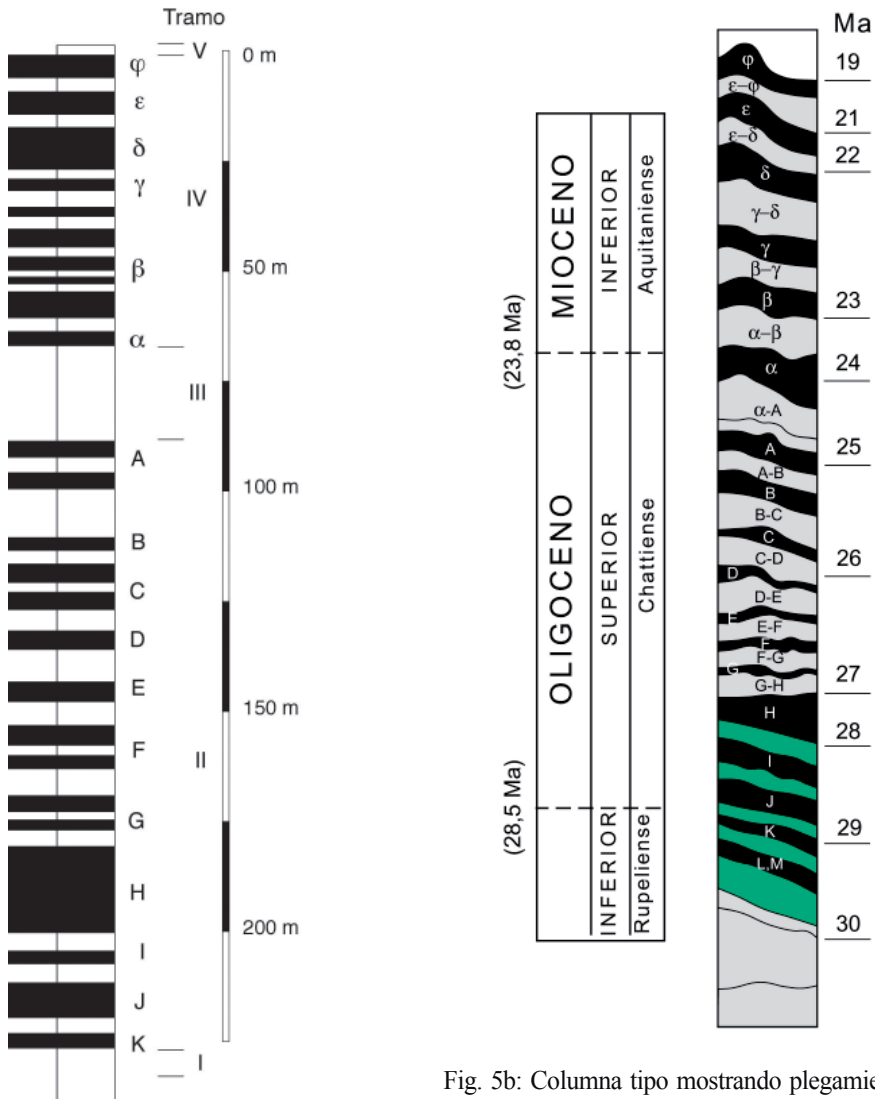


Fig. 5a.- Columna tipo establecida por el Departamento de Investigación e Ingeniería de ENDESA

Fig. 5b: Columna tipo mostrando plegamientos, basculamientos y diferencias de espesor de las capas sedimentarias y la distribución de las margas (en color verde). Las dataciones se han tomado de Huerta (1998)

de capas de margas verde-azuladas, muy plásticas y con abundancia de esmectitas entre las que se intercalan capas de lignito (Lámina II. 1-4). Las margas, al igual que el regolito, no se identifican en toda la cuenca sino que están fundamentalmente asociadas a la cuenca occidental y a las zonas con mayor profundidad de la sedimentación (fig. 5). Sobre las margas verdosas comienzan a aparecer capas de lignito que, a su vez, son cubiertas por nuevas capas de margas, alternándose la sucesión de estos dos materiales durante un cierto espesor. Bruscamente, las margas desaparecen y en el resto del yacimiento los lignitos alternan con capas de arcillas, arenas y gravas de tonalidades grisáceas a blanquecinas con una mineralogía dominada por la illita y la caolinita (fig. 5).

Para describir la alternancia de capas con carbón explotable y diferenciarlas de las estériles, los técnicos de la explotación minera idearon un sistema descriptivo del yacimiento que ha sido mantenido y utilizado en la explotación y en la explicación del yacimiento. Tomando la capa de estéril de

mayor espesor como “capa maestra”, las capas de carbón se designan con letras mayúsculas latinas en sentido descendente (A, B, C,...) y por las letras del alfabeto griego (α , β , γ ,...) en sentido ascendente. Las capas de estéril intercaladas se designan por la combinación de las capas de carbón entre las que se localizan, siendo la capa maestra la α -A. Algunas capas de carbón separadas reciben el mismo nombre cuando es posible su explotación conjunta, es el caso de las denominadas G, F, o de las β , subordinándose la explicación del yacimiento al objetivo pragmático (fig. 5). Las capas de lignitos de mayor espesor son las H y las β , reconociéndose en profundidad sólo en algunas zonas capas M a las que se atribuye una edad del orden de 29-30 millones de años, que correspondería al Oligoceno inferior y en superficie una delgada capa discontinua designada como capa ζ que marcaría el fin de las formaciones carbonosas, hace unos 19 millones de años, durante el Mioceno.

Las capas sedimentarias han sido agrupadas en tramos o macrosecuencias que se indican por números romanos de

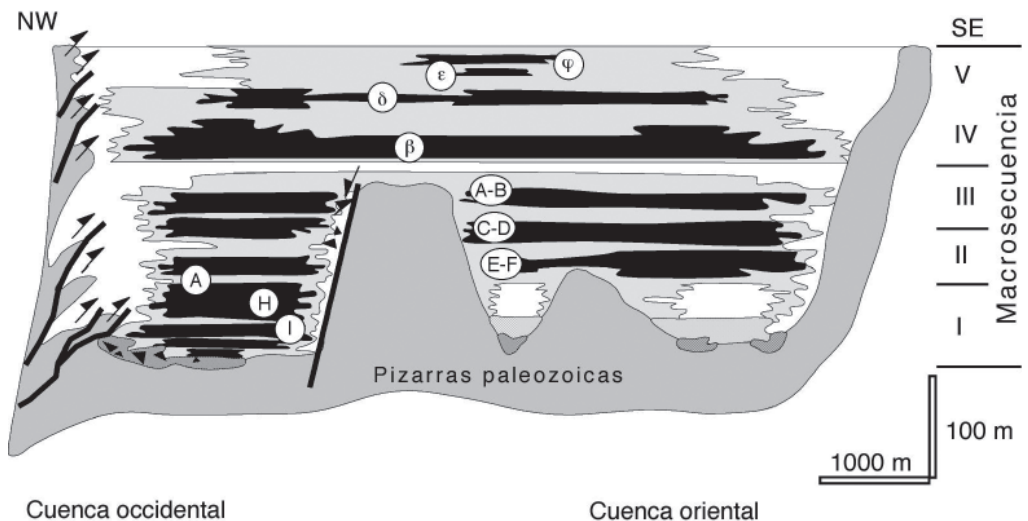


Fig. 6.- Distribución, según Huerta (1998), de las principales capas de lignito (en negro), arcillas y arenas (blancos y grises claros) y regolito de alteración del zócalo (gris oscuro).

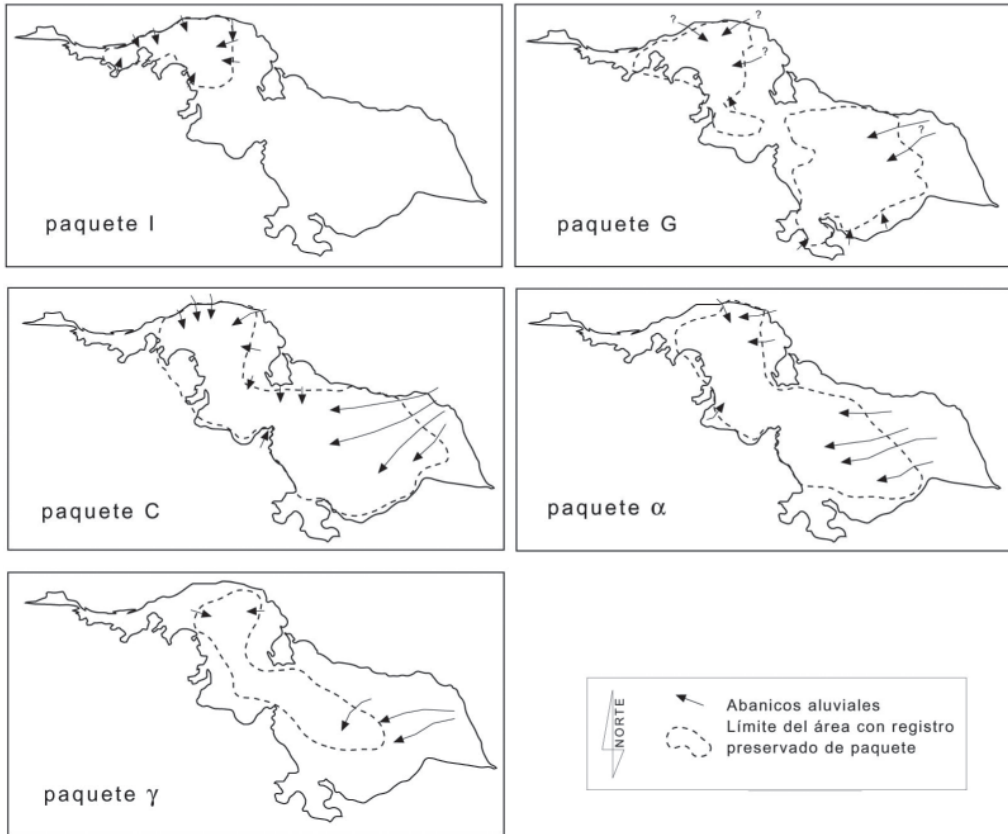


Fig. 7.- Distribución de las áreas fuente y trayectorias principales de los abanicos aluvio-torrenciales a lo largo del ciclo de sedimentación. (extraída de Huerta, 1998).

abajo arriba, observándose en el esquema de Huerta (1998) (Fig. 6), que es al final de la macrosecuencia III cuando se produce la unificación de la cuenca, siendo la capa β la única de gran potencia que se distribuye por toda la cuenca. También se observa que en la cuenca occidental se inicia antes la formación de las capas de lignito. Resulta significativo que el estudio realizado en el período 1921-1924, permitió dar una idea muy precisa de la distribución de las capas de carbón y de la forma y deposición de sedimentos en la cuenca (véase fig. 2).

La sedimentación aluvio-torrencial tiene diferentes áreas fuente que cambian en intensidad y origen a lo largo del tiempo (fig. 7). En las fases iniciales los aportes sólo se produjeron en la cuenca occidental, mediante abanicos aluviales de tramo corto procedentes principalmente del norte (paquete I). Al final de la macrosecuencia I ya se inicia el relleno de la cuenca oriental, con aportes del NE y S, mientras que en la occidental se cubren las capas H (las de mayor espesor) con materiales procedentes del norte (paquete G). Las dos áreas fuente, N y NE, estas últimas con

mayor desarrollo del transporte, continuaron aunque con diferente intensidad durante toda la formación de los depósitos en los períodos de resistaxia, mientras que en los de biostaxia sólo los sistemas pantanoso-lacustres tendrían una sedimentación significativa.

LOS PROCESOS DE EDAFOGENESIS

En la cuenca se reconocen diferentes períodos y procesos de edafogénesis, muchos de ellos enmascarados por otros procesos que tuvieron lugar durante la formación del yacimiento, como el truncamiento y erosión total o parcial de los suelos por los abanicos aluviales, la cubrición por sedimentos aluvio-torrenciales y límnicos o la diagénesis y formación de los lignitos; y otros, relacionados con procesos de alteración especiales inducidos por la apertura y explotación del yacimiento, como la oxidación de sulfuros con la acidificación consiguiente o los procesos de autocombustión espontánea del carbón con formación de sales amoniacales y diferentes compuestos de azufre, entre otros. Estos procesos dificultan la interpretación de los datos y no siempre resulta fácil la separación de aquellos que proceden de los suelos iniciales de los que fueron originados por procesos geoquímicos antiguos o son consecuencia de actuaciones antrópicas recientes. Por ello, la primera síntesis que se presenta en este trabajo se basa fundamentalmente en las características morfológicas observadas en campo y en datos generales de las características químicas y mineralógicas de muestras tomadas a lo largo del tiempo (2003-2007) que serán posteriormente objeto de estudios específicos. Asimismo, se ha realizado una revisión de la bibliografía existente en diferentes campos buscando indicadores que permitan ajustar más adecuadamente los diferentes procesos e interpretaciones.

De abajo arriba los principales procesos edáficos identificados son (Fig. 8):

1.- Alteración del zócalo paleozoico en posición de borde y fondo de la cuenca.

Los materiales que constituyen el basamento paleozoico son fundamentalmente pizarras con diferentes contenidos en sulfuros y material carbonoso. Los minerales dominantes son cuarzo y micas, con cantidades variables de feldspatos y minerales accesorios. De éstos el más importante por los efectos que origina y ha originado es la pirita, pues su oxidación en las pizarras de los bordes de la cuenca debió ser una (otra podría ser marina) de las fuentes de los aniones sulfato que llegaban a la depresión y que, posteriormente, podían ser reducidos por procesos sulfato-reductores con formación de piritas biogénicas y la piritización epigenética de raicillas y material carbonoso. Como consecuencia los lignitos de As Pontes se caracterizaron por un alto contenido de azufre (> 2%), especialmente en las capas profundas, lo que originó unas elevadas emisiones de gases acidificantes al ser quemados y llevó a la necesidad de una chimenea de emisión de gran altura que permitiese una mayor dilución y facilitase el desplazamiento del penacho de gases hacia el mar. Las normativas actuales no permitirían su quema, o bien sólo se autorizaría tras un proceso de desulfuración. Otro efecto negativo de las piritas es que como consecuencia de la apertura del yacimiento se han oxidado y originado aguas ácidas de mina de muy bajo pH que deben ser tratadas, pero, al mismo tiempo, han modificado las condiciones físico-químicas de muchos suelos dificultando su interpretación al cambiar el pH y el Eh y destruir los minerales más lábiles que existían anteriormente, especialmente al entrar en contacto con carbonatos como la siderita o la calcita.

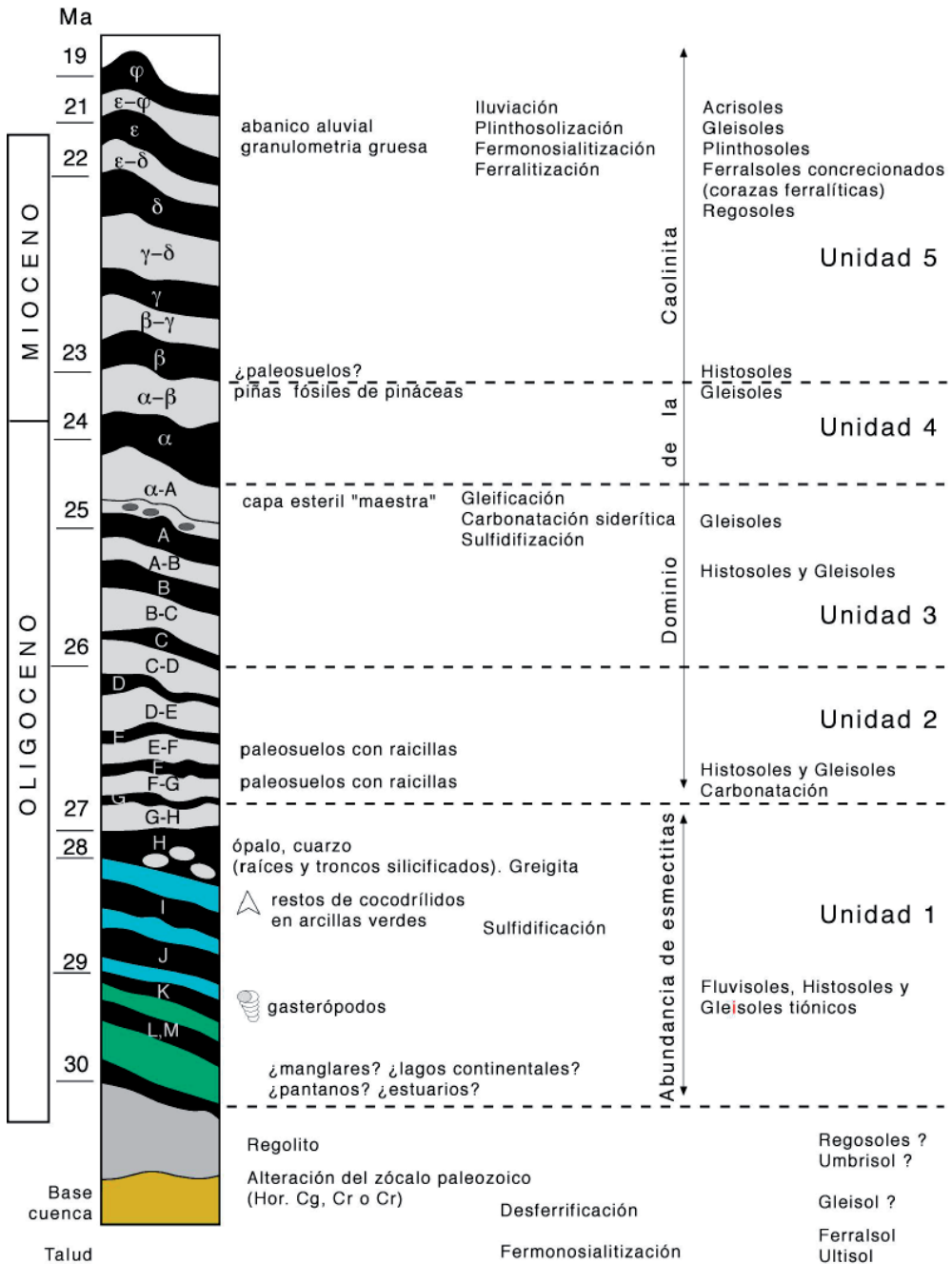


Fig. 8.- Columna tipo y principales procesos y evidencias de interés edáfico y geoquímico (los datos de fósiles y la datación han sido tomados de Huerta, 1998 y la nomenclatura de las capas es la de la Dirección de Investigación e Ingeniería de ENDESA).

Las pizarras presentan diferentes coloraciones en estado fresco. Las más frecuentes son negras o gris oscuro (Lámina I.1 y I.2), siendo generalmente las más ricas en pirita (>2% S pirítico). En los taludes actuales estas pizarras aparecen frescas y desprovistas de su capa de alteración, probablemente porque ha sido eliminada para facilitar la apertura y explotación del yacimiento. Sin embargo, otras pizarras de los bordes aparecen alteradas, formando saprolitas con colores ocres a rojizos, producidos por su alteración y liberación del Fe, siendo en este caso muy bajos los contenidos de S (< 0,1%) (Lámina I. 3). Se desconoce la edad de la alteración, pero sin duda es anterior a los sedimentos oligocénicos que descansan sobre ellos. La naturaleza de la edafogénesis a la que corresponde esta alteración es desconocida, pero los indicios existentes, formación de saprolitas con coloraciones rojizas y mineralogía dominada por cuarzo, caolinita y oxihidróxidos de Fe de más de 10 m de espesor, indican que los suelos de los bordes debían ser bien drenados e intensamente meteorizados. Muy probablemente formados en un ambiente tropical a subtropical de elevada pluviometría debiendo ser suelos de tipo Ferralsol o Acrisol, que fueron posteriormente truncados y erosionados quedando únicamente parte de su horizonte C (saprolita). En este sentido, cabe recordar que en el Oligoceno empiezan a disminuir las temperaturas tras el máximo del óptimo climático del Eoceno y que es en este período en el que se producen las pulsaciones frías con formación de hielos en la Antártida (Zachos et al., 2001).

En la cuenca occidental se ha podido observar la alteración de las pizarras de la base de la cuenca (Lámina I.4 y I.6). En este caso, la pizarra basal conserva perfectamente su estructura, pero ha sido desferrificada, tiene coloraciones gris claro y el Fe sólo aparece en pequeños recubrimientos de color amarillo

pálido siguiendo los planos de pizarrosidad. Algunas zonas muy localizadas tienen tonalidades verdosas (Lámina I.5). Sobre esta capa de pizarras, todavía compactas, aparece de forma discontinua una saprolita, blanda y deformable, de coloraciones gris claro y sin manchas de herrumbre, que puede tener un espesor superior a 3 m (Lámina I.6). Esta saprolita está recubierta, a su vez, por una capa, también discontinua, de sedimentos arcillo-limosos que engloban arenas de cuarzo irregulares y heterométricos y gruesos fragmentos de pizarra alterada gris claro (Lámina II.1). El espesor de este manto regolítico es superior a los 2 m en algunas zonas. Al igual que ocurre en los bordes, sólo quedan evidencias de horizontes C (saprolita de alteración en condiciones reductoras pero con segregación y movilización del Fe), ignorándose el tipo de suelo, pero siendo lógico que se tratase de un Gleysol del que sólo se conserva la parte profunda del horizonte Cr y la roca meteorizada en condiciones de hidromofia, pero en sistemas abiertos que permitieron la movilización total del Fe. La formación del manto de regolito sobre la saprolita pone de manifiesto la actuación de procesos de resistaxia que truncaron el suelo anterior y lo recubrieron con material aportado de los taludes que también fue posteriormente desferrificado en condiciones similares.

La observación de las pizarras del borde, sin restos de alteraciones ni suelos en las pizarras oscuras y con alteraciones ferromonialíticas en las zonas de pizarras pobres en pirita, indica que los taludes laterales de la cuenca tenían buen drenaje, desarrollándose suelos profundos e intensamente meteorizados pre-oligocénicos, mientras que en la base de la cuenca ya existían procesos de alteración y edafogénesis en condiciones predominantemente reductoras al menos desde el inicio de la apertura de la cuenca. Estos procesos de alteración y edafogénesis fueron erosionados



Lámina I.- Procesos de alteración de las pizarras de borde y base de la cuenca.

1.-Pizarras paleozoicas y alteraciones de edad desconocida. En el borde septentrional oeste están escasamente alteradas, son de color oscuro intenso y muy ricas en pirritas ($> 0.4\% S$) y material carbonoso. 2.- La exposición a la intemperie de las pizarras oscuras origina la formación de aguas hiperácidas e hiperoxidantes ($pH < 3.0$ y $Eh > 600$ mvol.) que modifican propiedades y mineralogía de los suelos a los que afectan. 3.- Pizarras con menores contenidos de sulfuros ($< 0.2\% S$) han sido alteradas en condiciones oxidantes. Forman saprolitas de coloraciones rojizas. Se aprecia la intensa deformación de las capas sedimentarias de la parte derecha de la imagen. 4.-En la parte basal oeste la excavación ha permitido observar el zócalo de pizarras alteradas. Colores claros en la matriz y pátinas de oxidación en los planos de pizarrosidad ponen de manifiesto la actuación de procesos redoximórficos. La edad de la alteración es desconocida pero anterior al inicio de la sedimentación terciaria. 5.- Algunos fragmentos de pizarras basales tienen coloraciones verdosas y un menor grado de desferrificación. 6.- Sobre la pizarra alterada en condiciones de movilización del Fe se ha formado una saprolita desferrificada. No aparece siempre, pero puede llegar a más de 3 m. de espesor.

(conservándose saprolitas en muy pocos lugares, probablemente los menos afectados por las corrientes de aporte).

2.- Formación de los depósitos alternantes de margas verdes y azules y lignitos basales. Del regolito basal a la capa H de lignitos.

Sobre el regolito aparece la última capa de lignitos (M) con un espesor entre 40 y 50 cm y un contenido de carbón algo más bajo del normal en las capas carbonosas (Lámina II.1). A partir de aquí aparecen capas alternantes de arcillas verdosas, muy plásticas y ricas en esmectitas (Lámina II.1 y II.3), que rompen en agregados de formas poliédricas con superficies de rotura de brillo céreo, semejantes a los slickensides de las superficies de presión (Lámina II.2). En estas arcillas aparecen algunos gasterópodos de los que se discute su origen. Para Santanach, et al., (1988); Bacelar et al. (1992); Cabrera et al. (1995a), entre otros, esta fauna y las arcillas que los contienen proceden de formaciones palustres o lacustres comeras, no conectados con el mar. Otros discuten estas afirmaciones por la presencia de peces eurihalinos y, sobre todo, de gasterópodos y bivalvos adaptados a medios salinos (López Martínez et al., 1993), que son más abundantes hacia la superficie (capas H-I, I-J, J-K), donde las arcillas pasan a tonalidades verdeazuladas a gris-azulado conservando sus características de plasticidad y cerosidad (Lámina II.4 y II.5). En este caso la diversidad de gasterópodos encontrados en nuestros muestreos ha permitido su análisis por el experto en gasterópodos Emilio Rolán (2007), quien afirma taxativamente que en su mayoría son híbridos marinos, idénticos a los gasterópodos actuales de la especie *Hydrobia glyca* (Servain, 1880), especie marina con amplia distribución en Europa que vive en estuarios y playas con sedimentos finos (se conocen como "The mudsnail") y que, en Galicia, se encuentran actualmente en las playas de arenas finas, con alto nivel

de materia orgánica del interior de las Rías, pero no aparece donde hay corrientes fuertes ni en zonas abisales marinas ni en lagunas o pantanos alejados del mar (Rolán, 2007). Es decir que todavía hoy no han colonizado los sistemas terrestres, por lo que serían inequívocamente estuáricos o marinos. Esto conduce a la hipótesis de que la formación de estas capas se produjo en un sistema con suelos de tipo marisma o manglar. Además, algunos rasgos morfológicos, ricos en oxihidróxidos de Fe, recuerdan a las capas de Fe que se depositan en las paredes de las raíces y raicillas de géneros como *Juncus*, *Typha* o *Carex* en los horizontes superficiales con oxidación alternante de los actuales Fluvisoles tidálicos de Galicia (Otero, et al. 1998 y Otero y Macías, 2000). Estas plantas, y otras propias de estos medios, absorben el oxígeno en la parte aérea y lo liberan por las raíces originando una capa más oxidante en sus inmediaciones que favorece la precipitación del Fe reducido de su entorno. Cabe, por tanto la duda de si se trata de suelos de sistemas pantanosos o tidálicos, en los que, en todo caso, las capas de lignito corresponderían a horizontes H y las arcillas verdes serían el resultado de una sedimentación previa a la fase biotóxica con una posible edafización en condiciones predominantemente reductoras (horizontes Cr), probablemente simultánea a la turberización que originó las capas de carbón. Turberas lacustres y pantanosas terrestres o, más probablemente, tidálicas con carácter tiónico en profundidad, serían los suelos dominantes, alternando con Gleysoles, Fluvisoles y sedimentos pues en las formaciones de manglar aparecen entremezclados tanto formaciones sedimentarias como otras claramente edáficas en las que se desarrolla la vegetación tal como han demostrado Vidal et al. (2005) y Ferreira et al. (2007) tras el estudio de los manglares del estado de Sao Paulo (Brasil) y, además, estas formaciones

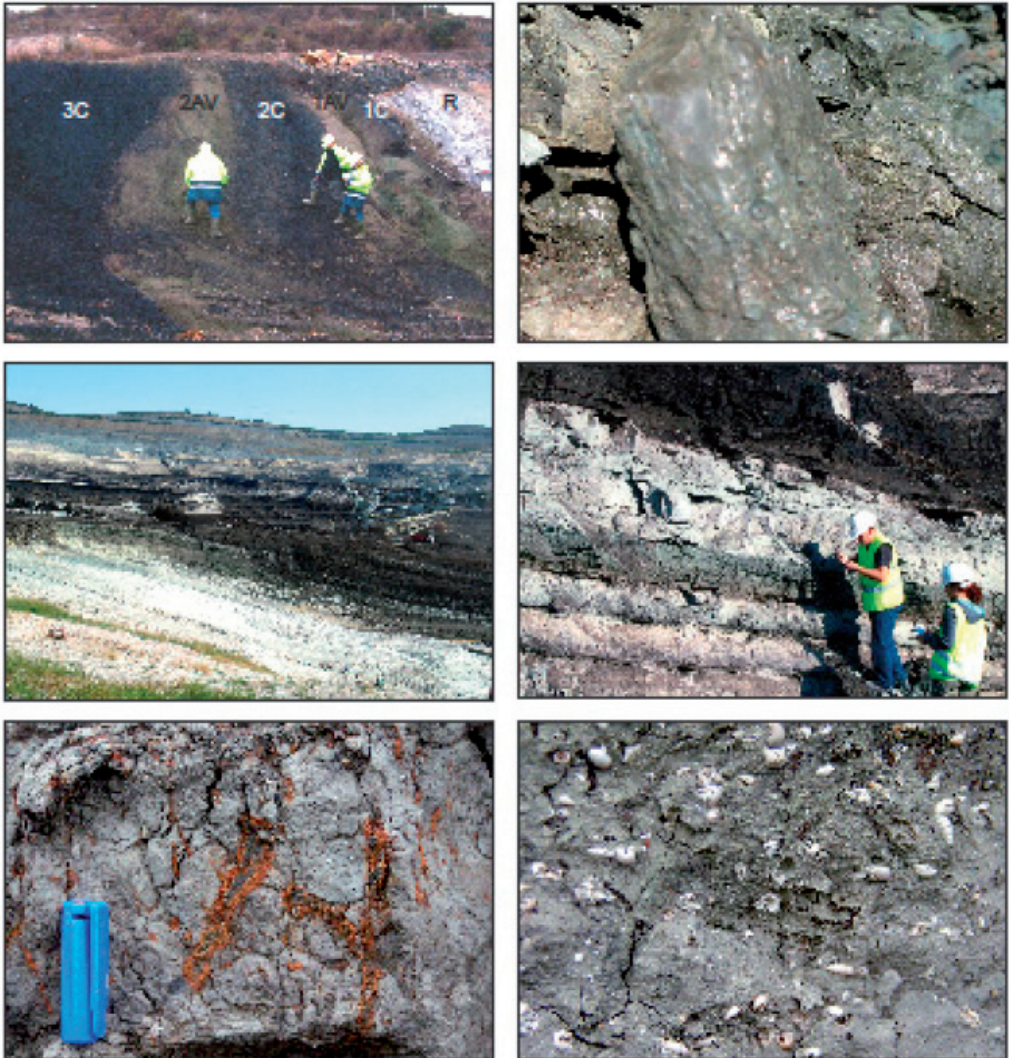


Lámina II.- Arcillas verde azuladas de la base de la cuenca.

- 1- Regolito basal y primeras capas de carbón y arcillas verdes alternantes.
- 2 - Agregado poliédrico de las arcillas verdes mostrando superficies con brillo céreo.
- 3 - Base del yacimiento con las capas de arcillas verdes y carbones alternantes.
- 4 - Muestreo de fósiles y paleosuelos en las arcillas verdes basales.
- 5 - Hacia la parte superior pasa a tonalidades gris azulado, presentando frecuentes ferruginizaciones asociadas a antiguas raicillas.
- 6 - Presencia de multitud de gasterópodos propios de hábitats de estuario según Rolán (2008)

presentan esmectitas de neoformación (Souza junior et al., 2007) y coloraciones en sus horizontes subsuperficiales similares a las de las arcillas verdes y gris azulado.

La presencia de los gasterópodos marinos plantea la cuestión de que el mar llegase en ese período oligocénico a la cuenca de As Pontes, a unos 30 km de la costa actual y a más de 300 m de altura, pero hay varias razones importantes para considerar que es factible, pues la fractura que dio origen a la cuenca es en parte aprovechada por la cuenca del actual río Xubia, llegando éste y el río Beelle casi hasta el límite occidental con la cuenca cuya base está por debajo del nivel del mar (espesor máximo de sedimentos 500 m). Además, la altitud actual puede deberse a procesos de levantamiento costero y dado que en el Terciario las transgresiones marinas fueron numerosas (algunos autores citan un mínimo de 22), y que en el Oligoceno inferior sólo había comenzado muy ligeramente la glaciación de la Antártida, es posible que el nivel del mar más elevado facilitase la penetración del sistema estuárico por la zona fracturada hacia el interior, llegando a la cuenca de As Pontes o incluso a Roupas, en cuyo caso las margas verdes con esmectitas y attapulgita de su base, estudiadas por Nonn (1966), serían similares a las de As Pontes y, ambas, de tipo estuárico. Estudios isotópicos y de distribución geoquímica de elementos indicadores están en vías de realización para intentar aclarar las hipótesis existentes ya que los restos de fauna identificados, diversos roedores, cocodrílidos y un antracotérico no permiten zanjar esta cuestión, pero sí confirman la datación de estos procesos en el Oligoceno superior, edad asignada por Cabrera et al. (1994) a los restos de cocodrílidos y admitida también por López Martínez et al. (1993) para las capas de arcillas y lignitos inferiores.

3.- De arcillas esmectíticas a caoliníticas. De la capa H a la capa maestra α -A. Formaciones biogénicas silicificadas y paleosuelos muy perturbados.

Además de por su color y plasticidad las arcillas verde-azuladas de la base se caracterizan por la presencia abundante de esmectitas y una mayor concentración de sales, aspectos que desaparecen bruscamente en la capa H, siendo las arcillas del resto del yacimiento dominadas por la asociación caolinita-illita. Parece que hay un cambio significativo que podría estar relacionado con el cierre del acceso del mar y la continentalización de la cuenca probablemente por un descenso del nivel del mar (¿glaciación oligocénica?, Zachos et al., 2001) o su asociación con un levantamiento del continente. Desaparecen los gasterópodos y las arcillas (caolinita-illita) parecen provenir exclusivamente de la alteración de los taludes bien drenados con suelos ferromonialíticos intensamente meteorizados.

En la base de la capa H se produce un proceso significativo que aparece en otras capas con menor extensión, la formación de grandes nódulos de sílice secundaria sobre núcleos de restos vegetales e incluso la silicificación completa de troncos y raíces de grandes dimensiones (Lámina III.1 a 4). En su mayor parte, esta sílice secundaria ya se ha transformado en cuarzo, pero su presencia requiere una explicación de las condiciones que permiten su formación, más allá de la consideración normal de la existencia de condiciones de aridez que suelen ser invocadas para las formaciones silíceas secundarias.

De las capas H a la capa maestra α -A se identifican procesos edáficos, si bien no siempre son claros y en muchos casos se han producido artefactos como consecuencia de procesos como la autocombustión del carbón



Lámina III.- Paleosuelos caoliniticos de la parte inferior.

- 1 - En la capa H de lignitos y otras próximas aparecen materiales con silicificación secundaria que ha recristalizado casi totalmente en cuarzo.
- 2 - Detalle del tamaño que alcanzan los bloques silicificados.
- 3 - Algunas raíces de grandes árboles se encuentran totalmente silicificadas.
- 4 - Fragmentos de maderas englobadas en la sílice secundaria.
- 5 - Secuencia de paleosuelos hidromorfos en la parte caolinitica inferior de la cuenca. Se reconocen más de 17 paleosuelos superpuestos que presentan rasgos redoximórficos, nódulos carbonatados, raicillas carbonizadas y piritizadas y procesos de segregación y acumulación del Fe.
- 6 - Detalle del horizonte mineral de un suelo hidromorfo. En el centro se aprecia una raíz carbonizada y piritizada con eliminación del Fe en su entorno y varios rasgos de concentración de Fe

o la acidificación por las aguas ácidas, todos ellos, procesos ligados a la exhumación del yacimiento para su explotación. Sin embargo, en algunas capas de estériles los procesos edáficos se identifican claramente por la presencia de raicillas carbonizadas y piritizadas, moteados y procesos que indican la actuación de procesos de oxidación y reducción alternante dando origen a nódulos y concentraciones ferruginosas. En algunas de estas raicillas se observa que el material inmediatamente ligado a ellas está decolorado pero a una cierta distancia aparecen los nódulos de Fe (Lámina III. 6). Estos horizontes, que tendrían que ser horizontes Bg o Cg, son más fácilmente reconocibles cuando la capa de carbón que tienen encima es de menor espesor, tratándose por tanto de suelos someros, Mollisoles o Umbrisoles gleicos o Gleisoles húmicos que debían estar asociados a formaciones de Histosoles, que serían el origen de las capas carbonosas, cuya evolución era interrumpida con relativa rapidez por su fosilización por nuevos aportes aluvio-torrenciales. La imagen de la Lámina III.5 da cuenta de la continua repetición de procesos alternantes de biostaxia-resistaxia (al menos hay 17 etapas de aporte y formación de suelos identificadas desde la capa H a la α -A, siendo cada capa de carbón el resto de horizontes H, (raras veces de un A) y cada capa de estéril subyacente el horizonte Bg o Cg producido a partir de la evolución del aporte sedimentario en diferentes condiciones de hidromorfía. La intensidad de la edafización es variable indicando que hay importantes diferencias en el tiempo de duración de la fase biostaxia. A nivel de la cuenca cada capa de aporte aluvio-torrencial se edafizaría, en mayor o menor medida, en un ambiente que iría desde el de meteorización en condiciones de buen drenaje en las zonas de talud a las turberas, en las más endorreicas y encharcadas, con suelos de hidromorfía creciente de los primeros a los últimos. La topografía y la

misma diferenciación sedimentaria del aporte llevaría las turberas a las formaciones de fondo de cuenca y más alejadas del área fuente de los materiales de relleno explicándose así las importantes diferencias de espesor y presencia de las capas de carbón en la cuenca y su mayor concentración en espesor y contenido de C en las zonas centrales de la cuenca donde se acumularían los materiales más finos, produciendo zonas de menor permeabilidad y, por tanto, mayor facilidad de formación de turberas) (fig. 2 y 6). Las diferencias climáticas, con ciclos de mayores precipitaciones o de aridez, inducirían los cambios de biostaxia a resistaxia que durante los 3 millones de años que separan la capa H de la capa α -A dieron origen a al menos 17 períodos de aporte con la consiguiente edafización posterior. Esta extraordinaria velocidad de cambio de condiciones del Oligoceno Superior al Mioceno (según la datación de Huerta, 1998) debe explicarse, en primer lugar, por la tectónica de la cuenca en ese momento, con la actividad alpina de las fallas, la creación de relieve por la interacción levantamiento del borde y hundimiento y subsidencia de la cuenca; pero, también, por razones climáticas. Según Zachos et al., (2001) desde el óptimo Eoceno se produjo un continuo descenso de las temperaturas hasta el inicio de la Glaciación Antártida, al comienzo del Oligoceno, siendo muy oscilante la situación durante la mayor parte de este período y con un calentamiento en la fase final para volver a caer las temperaturas al inicio de la glaciación del Mioceno inicial. Obviamente, la cuenca de As Pontes estaba muy alejada de las zonas afectadas por el frío, por lo que los cambios deberían ser de fases pluviales a fases secas dentro de condiciones tropicales a subtropicales, como han sido los ciclos glaciares del Cuaternario en las zonas de Africa o América alejadas de las zonas glaciares.



Lámina IV.- Paleosuelos con siderita, pirita y raíces carbonizadas y piritizadas en la base de la capa maestra α -A.

1 - Secuencia de cinco paleosuelos con capas oscuras (H) correspondientes a antiguos horizontes H o Ag. Los horizontes señalados con la letra C son más claros y con mayor presencia de moteados. La capa R es un aporte no o escasamente modificado que fosiliza al conjunto de paleosuelos. 2 - Detalle del horizonte oscuro con presencia de jarosita y del horizonte moteado con abundantes raicillas carbonizadas y piritizadas. 3 - Hoja piritizada. ¿*Typha*? 4 - Detalle de un horizonte claro (Cg o Cr) con abundantes fósiles vegetales carbonizados y piritizados. 1 Raíces de *Juncus*, 2 Aureolas sideríticas alrededor de una raíz, 3 Raíces de otras plantas hidromorfas, 4 Semillas de diferentes especies. 5 - Humedal con *Typha latifolia* formado actualmente en un abanico torrencial originado tras la fase de explotación de la mina. 6 - Aspecto de la *Typha latifolia*. Comparar con el fósil de la imagen 3.

4.- Los paleosuelos con raicillas carbonizadas y piritizadas de *Juncus* y *Typha*. Siderita y piritita en suelos de la base de la capa maestra α -A.

La capa α -A es la capa de estéril de mayor espesor constituyendo por tanto, el mayor período de aporte de materiales a la cuenca y, por tanto el de mayor predominio de las condiciones de resistaxia durante la fase de formación de carbón. Sin embargo, la fase de erosión y aporte no fue continua, sino que en la parte inferior de la capa pueden observarse repetidos ciclos alternantes de biostaxia-resistaxia que debieron producirse durante un período de 1 a 2 millones de años. Concretamente, cerca del límite del talud Norte se ha observado y muestreado una secuencia con 5 paleosuelos superpuestos,

claramente reconocibles e identificables por la presencia de raíces carbonizadas y piritizadas no o escasamente distorsionadas y con rasgos redoximorficos típicos de condiciones de hidromorfia alternante. La secuencia de paleosuelos tiene un espesor total de 4,85 m, mientras que la de la parte superior con edafización no identificada con claridad tiene un espesor total de 2,80 m. Toda la secuencia tiene un buzamiento de unos 40-45° (Lámina IV.1) y, en conjunto, representan un excelente ejemplo de las condiciones y procesos edáficos que debieron producirse en la cuenca durante el final del Oligoceno y el Mioceno y, también, de las perturbaciones que presentan los suelos como consecuencia de los diferentes procesos tectónicos, el efecto de la subsidencia y los procesos de carbonización geoquímica y, sobre todo, la

Tabla 1.- Algunos datos de paleosoles superpuestos en la base de la capa α -A.

Horizonte tentativo	Color dominante	Espesor cm	pH	C		C/N	S	Fed		
				N	%			%	Feo	Fet
5 Ag o H	10YR6/1 M	40	2,6	9,98	0,36	27,7	1,47	2,9	2,9	9,5
5 Cg	10YR6/4 M	65	3,0	3,16	0,02	158	0,70	1,7	1,6	4,5
4 Ag o H	10YR7/1	50	2,6	12,96	0,45	28,8	1,62	1,8	1,7	5,2
4 Ag	7,5YR6/1 M	25	2,6	8,82	0,31	27,4	0,75	1,6	1,6	7,5
4 Bg o Cg	10YR6/1 M	35	3,2	2,40	0,03	80	0,70	1,7	1,5	5,3
3 Ag o H	5YR5/1 M	40	2,6	13,27	0,37	35,9	1,44	1,6	1,6	4,6
3 Ag/C	2,5YR5/1 M	20	2,8	10,6	0,30	35,3	1,56	5,2	5,1	18,0
2 H o Ag	2,5YR4/1	55	2,7	15,6	0,47	33,2	1,37	3,1	3,0	8,0
2 Cg/Ag	7,5YR3/1 M	45	2,8	5,3	0,04	133	1,31	1,2	1,2	4,8
1 H	10YR4/1 M	55	2,6	24,6	0,72	34,2	1,40	2,8	2,8	6,6
1 Ag/Bg	10YR7/4 M	30	3,6	5,7	0,20	28,5	0,93	5,9	5,9	16,1
1 Bg/Cg	10YR5/2	25	3,8	4,3	0,03	143	0,62	1,6	1,5	6,0

Los paleosoles se nombran de muro a techo con los números 1 a 5. M: abundancia de moteados; Fed, Feo y Fet: Fe extraíble con ditionito, oxalato y total.

oxidación de las piritas causada en la fase de explotación.

En la tabla 1 se presentan algunos datos representativos de la secuencia de paleosoles con una identificación tentativa de los horizontes en función de sus características químicas y morfológicas. Se trata de 5 capas en las que aparecen secuencias de horizontes claros con un espesor de 20 a 60 cm, con moteados reconocibles en la mayor parte de ellos, sobre los que se encuentran otros horizontes oscuros de mayor contenido carbonoso con un espesor 40 a 50 cm. Ambos están fuertemente compactados y, como se ha dicho, toda la serie aparece deformada de su posición original y cubierta por una capa de sedimentos de morfología similar a la de los horizontes claros pero aparentemente no edafizada. Al no conocer la pérdida de carbono original que supone la fase de carbonización la asignación de los horizontes oscuros es tentativa, pudiendo tratarse de horizontes H o Ag en algunos casos. También es tentativa la diferenciación en horizontes A/Cg, Bg o Cg que se basa en las características morfológicas (color, moteado, distribución de las raíces fosilizadas, etc.) siendo su alto contenido de carbono algo no bien explicado, pues, aunque tienen raicillas, éstas están piritizadas, y el C aparece difundido por la matriz del suelo e incorporado a las arcillas. Es posible que la carbonización diagenética produzca fases líquidas o vapores que impregnen los materiales inorgánicos enriqueciéndolos en materia orgánica procedente de los horizontes superiores o es posible que todos ellos sean en realidad antiguos horizontes A o de transición hacia el C.

Químicamente se caracterizan por un pH extremadamente ácido (2,6 a 2,7 en los horizontes oscuros) y siempre más elevado (2,8 a 3,8 en los más claros), lo que se atribuye al mayor contenido de sulfuros de los horizontes de mayor contenido de C y, sobre todo, a su menor capacidad de neutralización de ácidos.

De hecho, los moteados de jarosita aparecen mayoritariamente en estos horizontes. Estos valores de la reacción del suelo no podían ser los existentes en los suelos en sus condiciones iniciales y, es sin duda, un efecto de los procesos de oxidación de la pirita. La asociación mineralógica observada por DRX en la fracción < 2mm indica que en todos los casos los minerales dominantes son: cuarzo, moscovita y caolinita bien cristalizada, apareciendo pequeñas cantidades de pirita, (más frecuente en los horizontes oscuros) y yeso, siderita, trazas de jarosita, perfectamente observable en la superficie de los agregados, y oxhidróxidos de Fe muy poco cristalinos. La génesis de siderita y pirita exige condiciones reductoras y, en el caso de la primera, un pH neutro o débilmente alcalino, así como un predominio de la concentración de iones HCO_3^- frente a los S^{2-} (Chesworth, 2004). Por el contrario, la jarosita exige condiciones hiperacidificantes e hiperoxidantes y el yeso, junto al anterior, exige la presencia de iones $\text{SO}_4^{=}$ y, por tanto, condiciones oxidantes. Es decir, la reacción actual del suelo es muy diferente a la encontrada actualmente tras varios años de exposición a la intemperie de los materiales. El contenido de S pirítico es el responsable. Incluso ahora, tras una oxidación de unos 10 a 20 años de excavación, pero de más de 30 años de disminución artificial de la capa freática, los horizontes oscuros presentan contenidos de S de 1,37% a 1,62% y los claros con moteados de 0,62 a 1,31% habiéndose observado en diferentes trabajos que en Galicia la presencia de tan sólo un 0,1% de S pirítico puede producir al oxidarse un pH inferior a 3.5 si los minerales presentes no tienen una elevada capacidad de neutralización de ácidos (Macías y Calvo de Anta, 1992 y 94; Calvo de Anta y Macías, 1992; ..). Por consiguiente se considera que junto a los minerales dominantes: cuarzo, micas y caolinita, los minerales pirita y siderita serían los propios del ambiente de

edafización inicial y que el yeso, la jarosita y los oxihidróxidos no cristalinos son artefactos producidos por la actuación de las aguas ácidas de mina que se han formado al exhumar el yacimiento.

El caso de los oxihidróxidos de Fe poco cristalinos es particular y muy indicativo de los procesos edáficos previos y de los artefactos generados en la oxidación. El Fe extraíble con ditionito sólo representa entre el 21 y el 38% del Fe total, es decir, se trata de suelos de evolución no muy avanzada, pues la mayor parte del Fe no es fácilmente reducible. Por otra parte, el Fe extraíble con oxalato representa en todos los casos cerca del 100% del extraíble con ditionito, lo que indicaría que prácticamente todo el Fe extraíble con ditionito es Fe amorfo por lo que consideramos que este Fe amorfo es el producto de la precipitación del Fe solubilizado por las aguas ácidas de mina al actuar sobre minerales lábiles a los ácidos como la siderita, la pirita o los oxhidróxidos cristalinos preexistentes en los suelos. Paleosuelos con siderita se han encontrado en la mina de As Pontes en varias capas y la observación detallada por técnicas de microanálisis y microscopía electrónica han permitido identificar su presencia y su relación con las raíces, lo que será objeto de otro trabajo. Además, estudios realizados por Gey y García Paz (1997) en sondeos de la cuenca de As Pontes y de Xinzo de Limia permitieron su identificación en paleosuelos y paleoalteritas rellenando cavidades y grietas. Según su descripción, *cuando los huecos son pequeños, aparece como pequeños nódulos difusos irregulares de cristales pequeños. Las grietas presentan siderita cristalizada perpendicularmente a las paredes de los huecos, a veces con cámaras cristalinas y rellenos de ferriargilanes sobre las paredes de los huecos y con la siderita en el área interna.* En el caso de los paleosuelos estudiados se identifica cerca de las raíces

(Lámina IV.2 y IV.4) y formando nódulos y concreciones, pero es posible que una gran parte del Fe amorfo, que aparece al microscopio electrónico (Silva Oliveira, 2008) como un “*escombros*” no cristalino con algunos restos de siderita, proceda del ataque de la siderita por los agentes ácidos. La presencia de siderita conduce claramente a unas condiciones ácido-base de neutralidad o débil alcalinidad en ambiente reductor, lo que estaría acorde con las condiciones de suelos hidromorfos (explica los moteados y los nódulos), con formación de turbas o de horizontes ricos en materia orgánica en los que hay formación de siderita en microsistemas ricos en iones bicarbonato y de pirita en los pobres en carbonatos y ricos en sulfuros, siendo esto más favorable en los horizontes más ricos en materia orgánica (los oscuros y ricos en carbono). El efecto de las raíces vivas, respirando y liberando CO₂, puede provocar localmente un incremento de la concentración de HCO₃⁻ y, por tanto, favorece la formación de siderita. Su muerte y su carbonización posterior permite un material idóneo para un reemplazamiento epigenético por la pirita en las condiciones edáficas reductoras y, sobre todo, durante la diagénesis formadora del carbón, pero en estas condiciones reductoras, neutras o débilmente alcalinas, la siderita formada previamente continuaría siendo estable a no ser que la concentración de S²⁻ fuese muy elevada.

Los contenidos de C de los suelos oscilan de 8,8 a 24,6% en las capas oscuras identificadas como horizontes H o Ag, mientras que son de 2,4 a 5,7 en las capas claras subyacentes identificadas como los antiguos horizontes minerales. Son contenidos altos en C, pero bajos para capas de carbón o de turberas, incluso en las oscuras, por lo que parece que la mayor parte de los suelos responden más al tipo de los Gleisoles que al de los Histosoles. Los contenidos de N (0,3-0,7% en los oscuros y 0,02 a 0,04% en los claros) y las relaciones

C/N (27 a 36 en los oscuros) y mucho más elevados en los más claros, indican que estos últimos parecen haber recibido materiales muy ricos en carbón y pobres en N sin que se conozca exactamente ni su composición ni su procedencia. La relación C/N de los horizontes oscuros tampoco puede ser interpretada, pues se desconoce el devenir del N durante la carbonización, por lo que no se puede concluir si esta era la relación inicial, compatible con Gleisoles e Histosoles) o se ha producido por efecto de la diagénesis y carbonización.

Sin duda, además de la alternancia de capas oscuras y claras con más moteados, lo más destacado y lo que ha permitido su identificación como paleosuelos son las abundantes raíces encontradas conservando su morfología y posición original. En su mayor parte son idénticas a las de plantas que viven actualmente en ambientes hidromorfos, de los géneros *Juncus*, *Typha*, *Potamogetum* de las que se ha encontrado abundante polen en estas capas (Médus, 1965). En la Lámina IV.4 se observa una raíz de un junco atravesando y sobresaliendo de una capa clara y en la Lámina IV.2 se observa la distribución de raíces en cabellera de otras plantas que atraviesan los horizontes moteados. Es decir, se trata de plantas adaptadas a condiciones reductoras, al menos en los horizontes profundos. Su análisis químico revela los procesos que la han afectado, pues en su mayor parte están constituidas por pirita, conservan su nitrógeno aparentemente y han perdido la casi totalidad de su C original. Datos de una de estas raíces son: 40,82% S, 16% N y 2% C. La piritización del resto orgánico está clara y es significativa la conservación del N. También aparecen en la zona fósiles de hojas piritizadas, tanto en las capas oscuras como en las claras (Lámina IV.3). De estas hojas la mayor parte recuerdan a las de la *Typha*, pero también aparecen otras que han sido identificadas como Myricáceas

y Juglandáceas (Barrón et al., 1998), si bien en otras ocasiones habían sido identificadas como *Aylandthus* (Colección de ENDESA).

Existen numerosos estudios polínicos y paleobotánicos, pero sus resultados todavía no son concluyentes y, según Barrón et al. (1998), son precisos muchos más estudios. Según los datos bibliográficos de los que hemos dispuestos la sedimentación polínica en el período correspondiente a estos paleosuelos (entre 25 y 26 millones de años) se interpreta como una vegetación cerrada con *Cyrrilláceas*, *Taxodiáceas* y *Pteridófitas*, semejante a la de las zonas subtropicales húmidas (Ferrús, 1998). Como es obvio la lluvia polínica recoge no sólo la vegetación de la cuenca sino también la de su entorno, por lo que hay una mezcla de las plantas propias de los taludes bien drenados y de las zonas de cuenca más hidromorfas. Las raíces y los fósiles más abundantes de los suelos estudiados responden a estos últimos, por lo que se considera que la vegetación dominante en este lugar tenía que ser la de suelos hidromorfos (suelos gleicos de evolución incipiente, Gleisoles e Histosoles) formados en una fase de biostaxia no excesivamente larga a partir de los materiales depositados por un episodio aluvio-torrencial y fosilizados por el siguiente. Algunos episodios torrenciales que se han producido tras la apertura de la mina se han colonizado espontáneamente por una vegetación que podría ser similar a la preexistente, aunque menos diversa, pues sólo *Juncus* y *Typha* se han introducido de momento (Lámina IV.5 y IV.6). El bajo grado de intemperismo (relación Fed/Fet relativamente baja) indica que el aporte debía ser de materiales no excesivamente alterados, lo que en cierto modo contradice la visión de un clima subtropical con vegetación cerrada, pero podría explicarse por la procedencia puntual de zonas previamente erosionadas y desprovistas del suelo evolucionado.

5.- Los Paleosuelos Miocénicos.

Desde la capa α -A hacia la superficie se continúa con las alternancias de las capas de carbón y arcillas y con el dominio de la caolinita en la fracción arcilla. Las evidencias de presencia de paleosuelos son menos claras que en los casos anteriores, pero en algunos casos, sobre todo, entre el conjunto de capas de carbón al que se ha asignado la denominación de capas β , aparecen rasgos similares a los de los paleosuelos Oligocénicos con rasgos redoximorficos y raicillas carbonizadas y piritizadas. También aparecen en estas capas abundantes semillas y piñas fósiles de pináceas carbonizadas, muy bien conservadas. Paleosuelos de esta fase terminal del yacimiento identificados en la cubetas de As Pontes correspondientes a un período en torno a unos 25 a 19 millones de años han sido identificados bajo un gran depósito torrencial, procedente del norte de la cuenca, con tramo corto pero de una gran intensidad, encontrándose potencias de más de 30 metros de material sedimentario constituido por gravas heterométricas e irregulares de cuarzo y arcillas caoliníticas e illíticas que se extiende hacia la cuenca con la clásica forma de abanico. Dentro del depósito torrencial alternan capas de textura más grosera con otras extremadamente finas. También se identifican costras freáticas fragmentadas y han aparecido dentro del abanico troncos fosilizados, carbonizados, piritizados y con formación de jarosita en su parte externa de más de 40 cm de diámetro que parecen corresponder a una gimnosperma de gran porte.

La formación torrencial se encuentra por debajo de las dos últimas capas de carbón ϵ y ζ (Lámina V.1). Sin duda, corresponde a un gran período de resistaxia, con erosión y evolución edáfica hacia formaciones de mayor sequía. En sus bordes laterales aparecen suelos con

claras evidencias de pseudogleificación fósil, con zonas decoloradas separadas nítidamente de otras de tonalidades rojizas, a veces amarillas, que tienen una mineralogía típica del sistema residual. Es decir, caolinita, cuarzo y oxihidróxidos de Fe cristalinos. En húmedo, son masivos, pero cuando se secan y endurecen adquieren propiedades frágicas, coincidiendo en este aspecto y en la mineralogía con los suelos con horizontes Btx (fragipan con iluviación) identificados en los bordes de otras cuencas terciarias de Galicia (Macías et al., 1974; Macías y Guitián, 1976). Se observa una gradación de suelos, desde aquellos que tienen una morfología y mineralogía típica de Plinthosoles (los más próximos al borde del abanico aluvial que parecen haberse formado a partir de depósitos laterales de menor energía con acúmulo de partículas finas) (Lámina V.4) a otros, con estructura poliédrica bien desarrollada y con claros argilanes iluviales y de tensión pero también rasgos de hidromorfía con zonas de cambios de coloración rojo-amarillo y carácter frágico (Lámina V.2) que podrían clasificarse como Luvisoles o Acrisoles gleicos (frágicos). Estos últimos son más extensivos a medida que nos alejamos de la formación torrencial y progresivamente van perdiendo propiedades redoximórficas hasta que aparecen suelos rojos, intensamente meteorizados, constituidos casi exclusivamente por cuarzo, caolinita y oxihidróxidos de Fe, que son los suelos de mayor evolución encontrados en la cuenca correspondiéndose con Ferralsoles o Ultisoles (Lámina V.3). Una secuencia de este tipo es frecuente en formaciones tropicales, con los Ferralsoles y Ultisoles en las posiciones de cima estables y bien drenadas, los suelos con horizonte Bt bien desarrollados en las laderas y su progresiva gleificación y plinthosolización a medida que se introduce en la base de la cuenca pero todavía con hidromorfía alternante.



Lámina V - Paleosoles de la parte superior Miocénica.

1 - Gan abámico torrencial del Mioceno en la parte norte de la cuenca. Sobre él solo aparecen dos capas de carbono que se observan en la imagen y que corresponden a los últimos procesos de carbonización en la cuenca de As Pontes. (19-20 millones de años)

2 - En el borde del abanico torrencial y bajo él, estratigráficamente, aparecen diferentes suelos hidromorfos y bien drenados de condiciones de edafogénesis diversa en función del grado evolutivo y de las condiciones climáticas y microclimáticas existentes. Suelos con iluviación, presencia de cutanes y superficies de tensión. Luvisol gleico.

3 - Suelo rojo ferromosialítico muy evolucionado. Ferralsol-Ultisol.

4 - Plinthosoles.

5 - Ferricretas y encostramientos ferruginosos en suelos plínticos.

6 - Corazas ferralíticas dismanteladas.

Además de la secuencia anterior, tanto dentro como fuera del abanico torrencial aparecen claras evidencias de un cambio climático desde las formaciones edáficas tropicales húmedas a las tropicales secas. Así, se han identificado petroplinthitas o ferricretas, con encostramiento por cementación con minerales de Fe y deshidratación (Lámina V.5), fragmentos de corazas ferralíticas, extremadamente compactas y duras asociadas a grandes bloques de cuarzo y óxidos de Fe intensamente ferruginizados que parecen corresponder a corazas ferralíticas. Estos rasgos suelen aparecer por encima de las formaciones de suelos rojos y suelos rojos con hidromorfía.

Estos datos, que indican la existencia de suelos tropicales o subtropicales, de condiciones más cálidas que las actuales y con transiciones hacia períodos de mayor aridez, que modifican los suelos ferralíticos produciendo encostramientos y que, por supuesto, incrementan los procesos erosivos se corresponden con observaciones paleobotánicas y con otros datos paleoclimáticos. Así, estudios polínicos realizados por Médus (1965) indican que desde la capa A hay un aumento brusco de polen bialado y algunos cambios como la sustitución relativa de las *Cyrtilliacaeas* por las *Engelhardtia*. Además, se produce un aumento de las *Gimnospermas* (zona de mayor frecuencia de piñas carbonizadas aunque las hay en toda la columna sedimentaria) y todo ello lo interpreta el autor como un cambio de condiciones de tropical-subtropical a más templado y de pluvial a más seco. El aumento de las *Ericáceas* hacia la cima de sus diagramas polínicos lo considera como una disminución de la cobertura vegetal que reafirmaría la idea de las condiciones de sequía. Evoluciones de la flora similares, con importantes cambios entre la flora Oligocena y la Miocena, y sobre todo de esta con la Pliocena, son señaladas por Ramil Rego et al., (2001). Paralelamente

a estos cambios, los estudios de autores como Zachos et al. (2001) señalan que el descenso de las temperaturas desde el óptimo climático Eoceno fue continuo, aunque con pequeños repuntes de fases cálidas como en el óptimo climático del Mioceno medio, pero, a partir de aquí, las capas de hielo de la Antártica ya eran de gran escala y permanentes y al final del Mioceno aparecen las primeras capas de hielo árticas. Al igual que se consideró anteriormente, la presencia de polos y los cambios del Mioceno debieron llevar consigo un descenso de las temperaturas pero también cambios en la precipitación disminuyendo el aporte de lluvia, lo que explica tanto el acorazamiento y formación de ferricretas como la intensidad de los procesos de resistaxia de la fase final de la sedimentación Miocénica.

CONCLUSIONES

La apertura y explotación del yacimiento de lignitos de As Pontes ha permitido realizar observaciones de campo durante varios años de los paleosuelos, paleoalteraciones y condiciones biogeoquímicas que se han sucedido en un período de unos 10-11 millones de años, desde el Oligoceno al Mioceno. Se han tomado numerosas muestras antes de que el hueco de mina comenzase a ser inundado para crear un gran lago de unos 10 km² de superficie. Unas, han sido estudiadas, otras, lo serán más adelante, y hay un importante patrimonio científico almacenado en lo que se espera que sea el germen de un futuro museo de As Pontes en el que se recoja la numerosísima información científica generada y, sobre todo, por generar en esta cuenca. Destacan dentro de este puzzle incompleto, que representa una primera síntesis de los procesos edáficos, la diferencia neta de los procesos en los bordes o taludes de cuenca de los que se producen en la base de la cubeta, pero su observación y análisis conjunto pone claramente de manifiesto la existencia de

muchos ciclos de biostaxia-resistaxia, más de 30, bajo diferentes condiciones climáticas y microclimáticas.

AGRADECIMIENTOS:

Los autores quieren mostrar su agradecimiento a la empresa ENDESA por su financiación de numerosos proyectos ambientales, prácticamente ininterrumpidos desde 1980 hasta la actualidad, sobre la recuperación de la escombrera, los impactos de la central térmica sobre la cuenca del Eume y los suelos de Galicia, las Cargas críticas de acidez y metales pesados, la modelización geoquímica de las aguas de llenado del hueco final y la recuperación de la información científica de la cuenca y de su información edafológica y geoquímica, entre otros proyectos. Asimismo agradecemos a Francisco Arechaga, Director de la mina, y a Aníbal Gil, Jefe del Servicio de Restauración, su autorización, conocimientos, amistad y ayuda, en todos los sentidos y durante muchos años, sin la cual ni éste ni los sucesivos trabajos derivados habrían sido posibles.

BIBLIOGRAFIA

- Bacelar, J., Alonso, M., Kaiser, C., Sánchez, M., Cabrera, L., Sáez, A., Santanach, P. (1988). La cuenca terciaria de As Pontes (Galicia): su desarrollo asociado a inflexiones contractivas de una falla direccional. II Congreso Geológico de España, Simposios, Granada, Sociedad Geológica de España, 113-121.
- Bacelar, J.; Cabrera, L.; Ferrús, B.; Sáez, A. y Santanach, E. (1992) "Control tectónico sobre la acumulación de lignitos de la cuenca terciaria de As Pontes (A Coruña, NW de España)." 111 Congr. Geol. España y VIII Cong. Latinoamericano de Geología, Salamanca 1992. Simposios (2), 227-238.
- Baltuille, J. M.; Becker-Platen, J. D.; Benda, L.; Ivanovic, Y. (1992). A contribution to the division of the Neogen in Spain using palinology investigations. Newsletter Stratigr., 27 (1-2), 41-57.
- Barrón, E. y Santos, L. (1998). "Síntesis paleobotánica crítica de las cuencas terciarias de Galicia (España)." Coloquios de Paleontología 49: 41-53.
- Barsó, D.; Cabrera, L.; Marfil, R. y Ramos, E. (2000). "Evolución de la procedencia y redes de drenaje de la cuenca terciaria continental de As Pontes (Galicia), a partir del análisis de las modas detríticas y de minerales pesados." *Geoderma* 1, 151- 154
- Biro, P.; Solé Sabaris, L. (1954). Recherches morphologiques dans le NW de la Peninsule Ibérique. *Mém. Et Documents*, 4, 9-61.
- Brell, J. M., Doval, M. (1974). Un ejemplo de correlación litoestratigráfica aplicado a las cuencas terciarias del NO de la Península. *Estudios Geológicos*, 30, 631-638.
- Brell, J. M., Doval, M. (1979). Relaciones entre los sedimentos Neógenos de Galicia y las alteraciones de su sustrato. Interpretación paleoclimática. *Acta Geol. Hispánica*, 14, 190-194.
- Brell, J. M. (1975). Aplicación de las correlaciones al estudio del Terciario continental. *Trab. Congr. R. 1º-2º Ciclo Correl. Extract. Adaro*.
- Cabrera, L., Hagemann, H. W., Pickel, W., Sáez, A. (1992). Caracterización Petrológica y Geoquímica Orgánica de los lignitos de la cuenca de As Pontes (La Coruña). II Congreso Geológico de España. VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca, Tomo 2, 239-246.
- Cabrera, L.; Jung, W.; Kirchner, M.; Sáez, A.; Schleich, H. H. (1994). Crocodilian and Paleobotanical Findings from

- the Tertiary Lignites of the As Pontes Basin (Galicia, NW. Spain) Courier Forschungen-Institut, Senckenberg, 173, 153-165.
- Cabrera, L.; Hagemmann, H. W., Pickel, W., Sáez, A. (1995). The coal-bearing, Cenozoic As Pontes Basin (northwestern Spain): geological influence on coal characteristics. *International Journal of Coal Geology*, 27, 201-226.
- Cabrera, L., Ferrús, B., Sáez, A., Santanach, P., Bacelar, J. (1996). Onshore Cenozoic strike-slip basins in NW Spain. In: Friend, P. F., Dabrio, C. J. (eds.). *Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. Cambridge, Cambridge University Press, 247-254.
- Calvo de Anta, R.; Macías, F. (1992). Procesos de alteración inducidos por actividades humanas en materiales con sulfuros de Galicia. 2.- Composición de las fases fluidas y tendencias de neoformación mineral. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Tomo 1: 262-271.
- Chesworth, W. (2004). Redox, Soils and Carbon sequestration. *Edafología* 11, 27-36.
- Departamento de Investigación e Ingeniería de ENDESA (2007).- Datos archivos de ENDESA.
- Falivene, O., Cabrera, L., Sáez, A. (2006). Reconstrucción geoestadística de facies en un abanico aluvial dominado por aportes lutíticos (cuenca Cenozoica de As Pontes, A Coruña). Predicción de la distribución de acuíferos en cuerpos arenosos. VI Congreso del Grupo Español del Terciario, Salamanca. *GeoTemas*, 9, 79-82.
- Falivene, O., Cabrera, L., Sáez, A. (2007). Optimum and robust 3D facies interpolation strategies in a heterogeneous coal zona (Tertiary As Pontes basin, NW Spain). *International Journal of Coal Geology*, 71 (2-3), 185-208.
- Ferreira, T.O.; Vidal-Torrado, P.; Otero, X.L.; Macías, F. (2007). Are mangrove forest substrates sediments or soils?. A case study in southeastern Brazil. *Catena*. 70, 79-91.
- Ferrús, B., Santanach, P. (1994). Análisis de la fracturación en la cuenca Cenozoica de As Pontes (La Coruña). *Geogaceta*, 15, 154-156.
- Ferrús, B. (1998). Análisis de cuenca y relaciones tectónica-sedimentación en la cuenca de As Pontes (Galicia). Tesis. Universitat de Barcelona. 351 pp.
- Gey, P. C. García Paz. (1997). Morphology of siderite in sediments. Paleosols and paleoweathering of two Tertiary basins of Galicia (NW Spain). Symposium Developments in Micromorphology. Report N° 65. Amsterdam.
- González Vila, F. J.; Martín, F.; Cubero, F. (1987). Composición química de la fracción cérea del lignito de Puentes de García Rodríguez. *Anales de Química, Ser. C*, 83 (3), 295-299.
- Hagemmann, H. W., Pickel, W., Cabrera, L., Sáez, A. (1997). Tertiary lignites of the As Pontes (NW Spain). An example of composition of bright coal layers and its implications for formation. 9th International Conference of Coal Science, Essen, Alemania, Proceedings 1, 31-34.
- Huerta, A. (1995). Magnetocronología de las sucesiones cenozoicas de la cuenca de As Pontes (La Coruña, NW España). Universitat de Barcelona.
- Huerta, A.; Parés, M.; Cabrera, L.; Ferrús, B.; Sáez, A. (1996). Deformación contractiva del margen noroeste ibérico: Implicaciones tectónicas del estudio paleomagnético de la cuenca de As Pontes. *Geogaceta*, 20 (4), 939-942.

- Huerta, A.; Parés, M.; Cabrera, L.; Ferrús, B.; Sáez, A. (1996). Datación magnetoestratigráfica de la cuenca terciaria de As Pontes (Galicia, NW de España). *Geogaceta*, 20 (5), 1021-1024.
- Huerta, A.; Querol, X.; Sáez, A.; Cabrera, L. (1997). Mineralogy and geochemistry of the As Pontes lignites (NW Spain): Relation with palaeohydrological basin evolution. *GEOFLUIDS II-97: Contribution to the Second International Conference on Fluid Evolution, Migration and Interaction in Sedimentary Basins and Orogenic Belts*. Ed. By J. Hendry, P. Carey, J. Parnell, A. Ruffell & R. Worden. Belfast. 370-373.
- Huerta, A. (1998). Petrografía, Mineralogía y Geoquímica de los lignitos de la cuenca Oligo-Miocena de As Pontes (A Coruña): Control geológico sobre la calidad del carbón. Tesis. Universitat de Barcelona, 333 pp.
- Huerta, A.; Parés, J.M., Cabrera, L.; Ferrús, B. y Sáez, A. (1999). "Magneto-cronología de las sucesiones cenozoicas de la cuenca de As Pontes (La Coruña, Noroeste de España)." *Acta geológica Hispanica*, v.32 (1997), nº 3 - 4: 127-145.
- Huerta, A. (2001). Caracterización mineralógica y geoquímica de los lignitos de la cuenca Terciaria de As Pontes (provincia de La Coruña). Resumen de la tesis Doctoral. *Acta Geológica Hispánica* 36, 183-186.
- Huerta, A., Querol, X., Sáez, A. Cabrera, L. (1997). Mineralogy and Geochemistry of the As Pontes lignites (NW Spain): Relation with paleohydrological basin evolution. In: Hendry, J., Carey, P., Ruffell, A., Worden, R. (ed). *Migration and Interaction in Sedimentary basins and Orogenic Belts*. *GEOFLUIDS II'97*. Contributions to the Second International Conference on Fluid Evolution. Belfast. Geological Society Special Publication, 370-373.
- López Martínez, N.; M. T. Fernández Marrón, P. Pelaez-Campomanes y A. de la Peña Zarzuelo. (1993). Estudio paleontológico en las cuencas terciarias de Galicia. *Rev. Soc. Geol. España* 6, (3-4), 19-28.
- Macías, F. (1974). Estudio químico y morfológico de suelos con fragipan de la zona húmeda española. Tesis.Univ. Santiago.
- Macías, F.; Gutiérrez Ojea, F. (1976). Suelos de la zona húmeda española. VIII. Suelos con fragipan. 4. Génesis y sistemática. *An. Edaf. Agrobiol.*, 35: 863-876.
- Macías, F.; Calvo de Anta, R. (1992). Procesos de alteración inducidos por actividades humanas en materiales con sulfuros de Galicia. 1.- Caracterización de los materiales originales y de los ambientes de alteración. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Tomo 1: 253-261.
- Macías, F.; Calvo de Anta, R. (1992). Construcción de infraestructuras lineales en materiales con sulfuros. Un ejemplo de impacto ambiental sobre el medio acuático. II Simposio Nacional sobre Carreteras y Medio Ambiente. M.O.P.T. Las Palmas de Gran Canaria. pp. 53-61.
- Manera Bassa, A.; Barrera, J. L.; Cabal, J. M.; Bacelar, J. (1979). Aspectos geológicos de la cuenca terciaria de Puentes de García Rodríguez. *Bol. Geol. y Minero*, 96, 452-461.
- Martín, F.; González Vila, F. J.; Cubero, F.; Verdejo, T. (1986). Organic geochemical significance of the humic acid fraction isolated from a Spanish lignite. *Proc. Geochemistry of the Earth Sur-*

- face and Processes of Mineral Formation. International Meeting. Granada, 441-447.
- Martín Serrano, A. (1979). El conocimiento del lignito y del Terciario de Galicia: exposición rítica. *Tecniterrae*, 31, 46-54.
- Martín Serrano, A. (1982). El Terciario de Galicia. Significado y posición cronoestratigráfica de sus yacimientos de lignito. *Tecniterrae*, 48, 19-41.
- Martínez Alonso, A.; Martínez Tarazona, M. R.; Cardin, J. M.; Tascón, J. M. D. (1987). Mineral matter characteristics of Spanish brown coals. In Moulijn, J. A. Y otros (Eds.). *Int. Conf. Coal Science*. Elsevier. 151-154.
- Martínez Tarazona, M. R.; Palacios, J. M.; Tascón, J. M. D. (1989). SEM-EDX characterization of inorganic constituents of brown coals. *Int. Phys. Conf. Ser.*, 98(7), 327-330.
- Martínez Tarazona, M. R. ; Palacios, J. M.; Martínez Alonso, A.; Tascón, J. M. D. (1990). The characterization of organomineral componentes of low-rank coals. *Fuel. Proc. Tech.* 25; 81-87.
- Martínez Tarazona, M. R.; Martínez Alonso, A.; Tascón, J. M. D. (1990b). Interactions between carboxyl groups and inorganic elements in Spanish brow coals. *Fuel*, 69, 362-367.
- Médus, J. (1965). Contribution palynologique à la connaissance de la flore et de la végétation néogène de l'ouest de l'Espagne. Étude des sédiments récents de Galice. Thèse. Univ. Montpellier. 91 pp.
- Médus, J. (1965). L'évolution biostratigraphique d'une lagune néogène de Galice (Espagne). *Pollen et Spores*, VII, 381-391.
- Menéndez Amor, J. (1975). Análisis paleobotánico de algunas muestras de lignitos procedentes de Puentes de García Rodríguez (La Coruña). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)*. 73. 121-124.
- Monterroso, M. C. (1995). Caracterización de los procesos edafogeoquímicos en una escombrera de estériles de lignito en proceso de restauración ambiental. Tesis. Univ. Santiago de Compostela.
- Nonn, H. (1966). Les régions côtières de la Galice (Espagne). Étude géomorphologique. *Publications de la Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg, Fondation Baulig*.
- Nonn, H.; Médus, J. (1963). Primeros resultados geomorfológicos y palinológicos referentes a la cuenca de Puentes de García Rodríguez (Galicia). *Not. Y Com. IGME.*, 71, 87-94.
- Otero, X. L.; Sánchez, J. M.; Macías, 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.; Macías, 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.
- Ramil-Rego, P.; Muñoz Sobrino, C., Gómez-Orellana, L. Fernández Rodríguez, C. (2001). Historia ecológica de Galicia: Modificaciones del paisaje a lo largo del Cenozoico. *SEMATA. Ciencias Sociais e Humanidades*, 13, 67-103.
- Rolán, E. (2007). Comunicación personal.
- Sáez, A.; Cabrera, L. (1994). Sedimentación lacustre en la cuenca cenozoica de As Pontes (A Coruña). *Geogaceta*, 15: 52-59.
- Sáez, A., Cabrera, L. (2002). Sedimentological and palaeohydrological responses to tectonics and climate in a small, closed, lacustrine system: Oligocene

- As Pontes Basin (Spain). *Sedimentology* 49 (6), 1–22.
- Santanach, P., Baltuille, J. M., Cabrera, L., Monge, C., Sáez, A. Vidal-Romaní, J. R. (1988). Cuencas terciarias gallegas relacionadas con corredores de fallas direccionales. II. Congreso Geológico de España. Simposios, Granada, Sociedad Geológica de España, 1123-133.
- Santanach, E. (1994). Las cuencas terciarias gallegas en el marco tectónico regional.” *Cuad. Lab. Xeológico de Laxe*, 18, 57.
- Santanach, P., Ferrús, B., Cabrera, Sáez, A. (2005). Origin of a restraining bend in an evolving strike-slip system: The Cenozoic As Pontes basin (NW Spain). *Geologica Acta*, 3, 225-239.
- Silva Oliveira, L. F. (2007). Comunicación personal.
- Souza-junior, V. S.; Vidal-Torrado, P.; García-González, M. T.; Otero, X. L.; Macías, F. (2007). Soil Mineralogy of mangrove forest from the state of Sao Paulo, Southeastern Brazil. *SSSAJ*, (in press).
- Vidal, P., Otero, X. L., Ferreira, T., Souza, V., Bicego, M., García-González, M. T., Macías, F. (2005). Solos de mangue: Características, gênese e impactos antrópicos. *Edafología* 12 (3), 199-244.
- Zachos, J.; Pagan, M.; Sloan, L. et al., (2001) Trends, rhythms and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292:686–693