Yepes Temiño, J. y Vidal Romaní, J.R. 2003. Formaciones superficiales del replano erosivo R_{1000} en el sector de los Llanos de Castro Caldelas (Ourense, NO de España). *Boletín Geológico y Minero,* 114 (4): 383-393
ISSN: 0366-0176

Formaciones superficiales del replano erosivo R_{1000} en el sector de los Llanos de Castro Caldelas (Ourense, NO de España)

J. Yepes Temiño[(1)] y J.R. Vidal Romaní[(2)]

(1) Cantón Pequeño 9-12 3ºd, 15003 A Coruña
E-mail: jorgeyepes@terra.es

(2) Instituto de Geología Isidro Parga Pondal, Universidade da Coruña, 15071 A Coruña
E-mail: xemoncho@udc.es

RESUMEN

Se presenta la cartografía geomorfológica y el análisis de cuatro formaciones superficiales que recubren algunos sectores de los Llanos de Castro Caldelas, una planicie topográficamente aislada por el profundo encajamiento de la red fluvial del río Sil y por la falla de Maceda, de edad alpina. Sobre este replano erosivo se ha identificado una red fluvial fosil, parcialmente capturada por el río Sil y varios niveles de terrazas erosivas que corresponden al desmantelamiento del replano inicial R_{1000}. La relación entre morfologías y depósitos permitió elaborar una secuencia de procesos desencadenada por un pulso tectónico que descabaló el replano R_{800} y produjo el levantamiento relativo de los Llanos de Castro Caldelas y otras áreas adyacentes

Palabras clave: formaciones superficiales, geomorfología regional de Galicia, neotectónica, paleotendencias fluviales, Pangea

Surficial Formations in the Erosion Surface R_{1000} at Castro Caldelas Plain (Ourense, NW Spain)

ABSTRACT

We present the charting and analysis of four surfaces formations which cover some sectors of the Llanos de Castro Caldelas, a plain topographically isolated by the deep squeezing of the fluvial network of the River Sil and by the Maceda fault, of Alpine age. On this erosive replane a fossil fluvial network has been identified, partially captured by the River Sil and various levels of erosive terraces which correspond to the degradation of the initial replane R_{1000}. The relationship between morphologies and deposits allowed us to ellaborate a sequence of processes unchained by a tectonic pulse which uneven out and produced the relative raising of the Llanos de Castro Caldelas and other adjacent areas.

Key words: Galician geomorphology, neotectonic, paleofluvial trends, Pangea, surficial formations

Introducción

Los Llanos de Castro Caldelas definen un aplanamiento, en torno a los 1000 m, al este de la Fosa de Maceda. Su extesión se asemeja a un triángulo elongado al NE. Sus límites son netos: por el O, el escarpe de la Fosa de Maceda; por el S, el encajamiento del río Návea y la sierra do Burgo; y por el norte, el encajamiento del río Sil. Su topografía es desigual. Los relieves principales se localizan en los bordes del replano; excepto en el borde norte, hacia donde desciende el relieve (Figura 1). Este hecho hizo suponer la existencia de un basculamiento de la superficie hacia el NE (Hernández-Pacheco, 1949; Birot y Solé, 1954). Sin embargo este descenso es escalonado, desigual y se acentúa en torno a los cursos fluviales. Lo que permite suponer cierta relación entre inclinación topográfica y desmantelamiento por erosión fluvial.

En cuanto a la red fluvial, casi todo el replano drena al Sil a través de los ríos Mao y Edo. Tan sólo el Aº Cabanas y el Aº Tioira, dos arroyos marginales y poco significativos, drenan a las cuencas del Návea y del Arnoia, respectivamente. En la cuenca del Mao el desarrollo general de la red es hacia el norte; aunque la confluencia de los cursos en torno al Embalse da

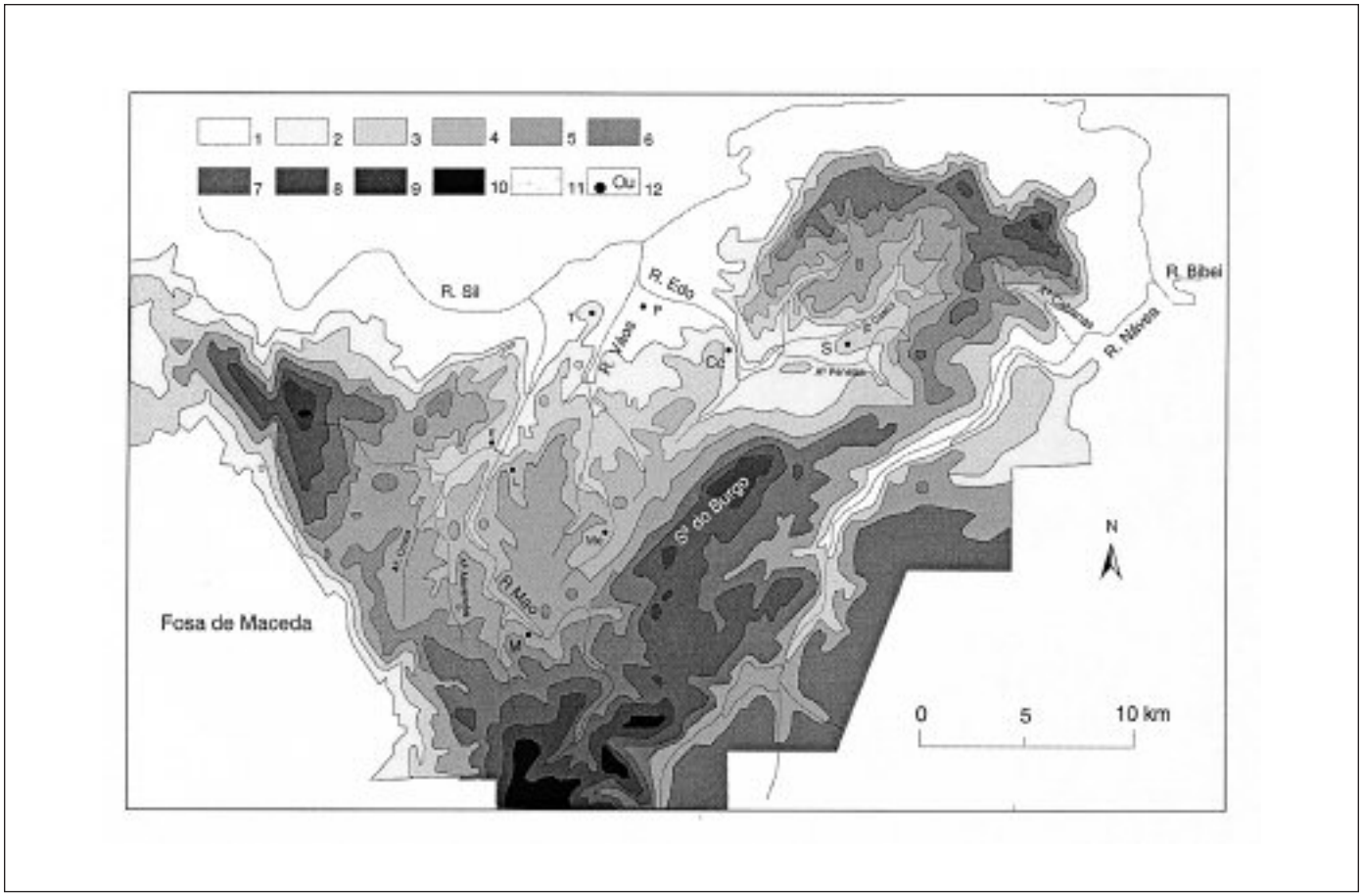

Fig. 1. Esquema topográfico de la superficie de erosión R_{1000} en los Llanos de Castro Caldelas (Ourense. Galicia). Leyenda: (1) 0-700 m; (2) 700-800 m; (3) 800-850 m; (4) 850-900 m; (5) 900-950 m; (6) 950-1000 m; (7) 1000-1100 m; (8) 1100-1200 m; (9) 1200-1300 m; (10) 1300-1618 m; (11) río; (12) población: (Cc) Castro Caldelas; (E) Edrada; (L) Leboreiro; (M) Montederramo; (Me) A Medorra; (P) Pombar; (S) Sas de Penelas; (T) A Teixeira

Fig. 1. Topographical scheme of the erosion surface R_{1000} in the Llanos of Castro Caldelas (Ourense. Galicia). Titles: (1) 0-700 m; (2) 700-800 m; (3) 8000-850 m; (4) 850-900 m; (5) 900-950 m; (6) 950-1000 m; (7) 1000-1100 m; (8) 1100-1200 m; (9) 1200-1300 m; (10) 1300-1618 m; (11) river; (12) population

Edrada, confiere a la red cierto aspecto centrípeto. Un aspecto similar presenta la cuenca del Edo, en el sector centro-oriental; donde los cursos convergen en Castro Caldelas, justo antes de abandonar el R_{1000}. Ocupando el sector central de los Llano está el Aº Vaus; que confluye al Edo fuera del R_{1000}. Su trazado en bayoneta señala una tendencia general SO-NE; interrumpida por tramos de dirección SE-NO.

En cuanto a la geología (Barrera *et al*., 1989), los tercios central y oriental de los Llanos se desarrollan sobre la Zona de Galicia Tras Os Montes; en la zona central la litología dominante es granítica y en el extremo SO metamórfica. Tan sólo en el tercio este aflora el Dominio del Anticlinal Ollo de Sapo (Figura 2). En cuanto a los depósitos cenozoicos, estos son escasos, peliculares y su interpretación, dispar (Figura 4).

Por todo lo dicho se podrían hacer dos consideraciones: que los Llanos han funcionado como un sistema morfogenético cuasi-aislado, por debajo de la cota que señalan sus bordes; y que las irregularidades topográficas se podrían considerar vestigios del desmantelamiento que sufre el R_{1000} desde su individualización.

Antecedentes

Tradicionalmente se han distinguido cuatro afloramientos; de O a E: 1) un aluvial indiferenciado, colgado sobre la cabecera del Aº Covas (González Lodeiro *et al*., 1974); 2) un manto de arroyada entre Montederramo y A Medorra (Rubio y Rodríguez Fernández, 1981; Barrera *et al*., 1989); 3) las facies



Fig. 2. Esquema geológico de los Llanos de Castro Caldelas. Simplificado a partir de Barrera *et al.* (1989); González Lodeiro *et al.* (1974); Rubio y Rodríguez Fernández *et al.* (1981); Pliego *et al.* (1981d). Leyenda: (1) Migmatita del Precámbrico; (2) Gneis glandular, formación "Ollo de sapo de grano grueso" del Precámbrico inferior; (3) Metagrauvaca feldespática, formación "Ollo de sapo de grano fino" del Precámbrico superior; (4) Pizarras, esquistos moscovíticos y cuarcitas del Ordovícico inferior; (5) Cuarcita Armoricana y Pizarras de Luarca del Ordovícico medio-superior; (11) Granito de dos micas orientado y en algunas zonas cataclástico; (12) Granodiorita precoz de megacristales; (13) Granito de dos micas sin orientar; (14) Granito de dos micas de grano medio a grano grueso con zonas cataclásticas; (15) Granito calcoalcalino orientado y tectonizado; (16) Granito de dos micas con megacristales orientados y facies granodioríticas; (A) Aluvial del arroyo Covas; (B) Abanico Aluvial de Montederramo-A Medorra; (C) Aluvial del río Edo; (D) Aluvial de Sas de Penelas; (E) Aluvial del arroyo Castoi; (F) Aluvial de A Teixeira; Poblaciones: (Cc) Castro Caldelas; (Me) A Medorra; (Mo) Montederramo; (Q) Quiroga; (S) Sas de Penelas; (Te) A Teixeira

Fig. 2. Geological scheme of the Llanos de Castro Caldelas (Barrera et al.*, 1989; González lodeiro* et al.*,1974); Rubio y Rodríguez Fernández* et al.*, 1981; Pliego* et al.*, 1981d). Titles: (1) Precambrian Migmatite; (2) Porphyroblastic Gneiss, formatio "Ollo de sapo", Precambrian; (3) Feldespatic Metagreywake, formatión "Ollo de sapo", Precambrian; (4) Slate, moschovitic schist and quartzite, Ordovician; (5) Armorican Quartzite and Luarca Slate, Ordovician; (11) Granite of two micas oriented with facies of cataclastic texture; (12) Granodiorite syntectonic with megacrystals; (13) Granite of two micas; (14) Granite of two micas with oriented texture; (15) Alkali Granite oriented and cataclastic; (16) Granite of two micas with oriented megacrystals and facies of granodiorite; (A) Alluvial of Arroyo Covas; (B) Alluvial fan of Montederramo-A Medorra; (C) Alluvial of river Edo; (D) Alluvial of Sas de Penelas; (E) Alluvial of Arroyo Castoi; (F) Alluvial of A Teixeira; Population: (Cc) Castro Caldelas; (Me) A Medorra; (Mo) Montederramo; (Q) Quiroga; (S) Sas de Penelas; (Te) A Teixeira*

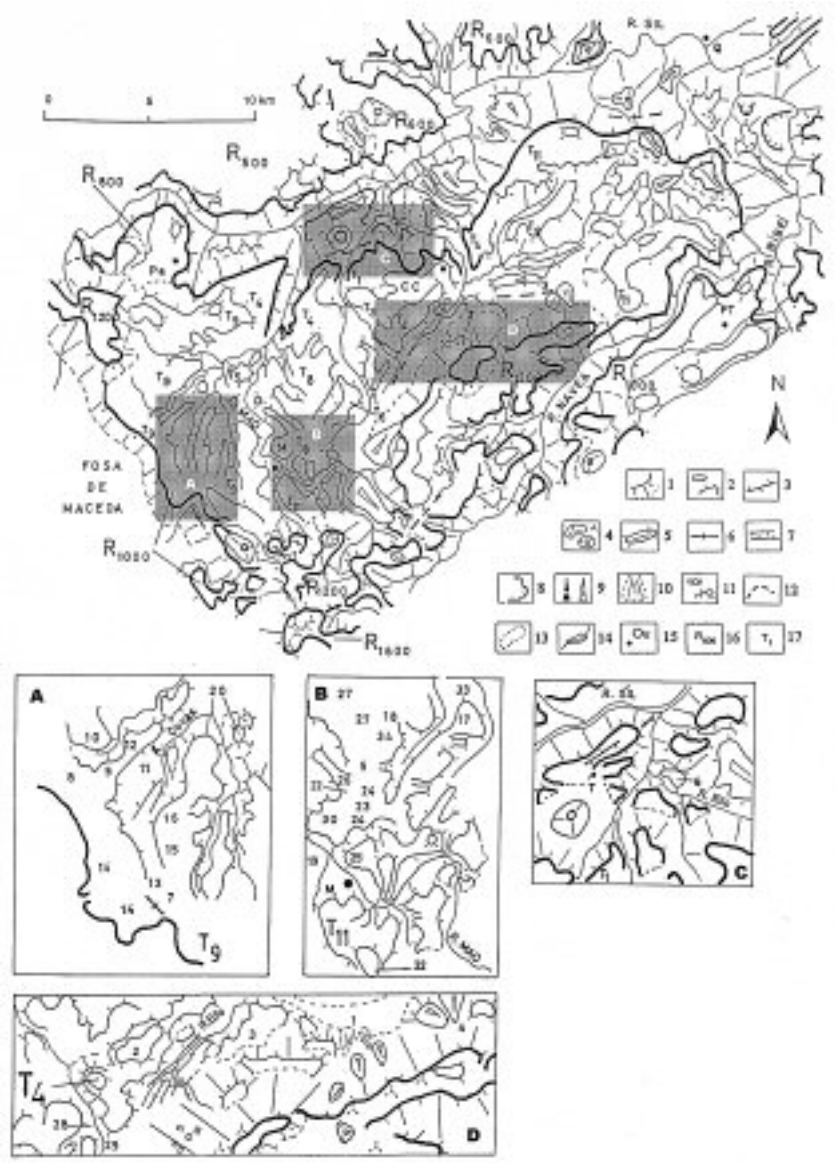

Fig. 3. Esquema geomorfológico del replano R_{1000} en los Llanos de Castro Caldelas. En los recuadros ampliados se indican los afloramientos sedimentarios más significativos (ver Tabla 1). La secuencia relativa de las formas, tanto de las superficies de erosión (Ri) como de las terrazas (Ti), viene indicado por el subíndice que llevan adjunto, que respeta el criterio de ordenación señalado en la Tabla 5. Leyenda: (1) Borde de superficie de erosión, vertiente y pie de escarpe; (2) Escarpe de terraza erosiva: superficie-terraza (glacis-terraza), retazo; (3) Cresta de degradación fluvial; (4) Relieves residuales: colina cónica, tronco-cónico y castle kopje; (5) Relieve residual estructural (seudoapalachiano); (6) Crestón de cuarcita (hog back). (7) Escarpe de incisión fluvial (20-80 m); (8) Escarpe de deslizamiento (zona de sutura); (9) glacis recubierto por depósitos (negro), glacis erosivo o rampa (hueco); (10) Depósito de vertiente, abanico aluvial; (11) Escarpe de terraza con depósitos: retazo, terraza preservada; (12) Meandro abandonado, cauce colgado; (13) Valle de fondo plano; (14) Río, embalse; (15) Población; (16) Superficie de erosión (altura en hectómetros); (17) Nivel de terraza erosiva. (B) O Burgo, (C) Castro Caldelas, (M) A Medorra, (Mo) Montederramo, (P) Pombar, (Pa) Parada do Sil, (PT) Puebla de Trives, (Q) Quiroga, (R) Río, (SM) Santiago da Medorra, (SP) Sas de Penelas, (T) A Teixeira, (V) Vilamaior, (VF) Vilariño Frío

Fig. 3. Geomorphic scheme of the replane R_{1000} in the Llanos of Castro Caldelas. In the blown-up diagrams the most significant sedimentary abatement are indicated (see Table 1). Title: (1). Surface of erosion edge, slope and foot of scarp; (2) scarp of erosive terrace: surface terrace (glacis-terrace), fragment; (3) crest of fluvial degradation; (4) Residual reliefs: conical hill, conic trunk and castle kopje; (5) structural residual relief (pseudoappalachian); (6) Hog-back crest. (7) Scarp of fluvial incision (20-80 m); (8) Slipping scarp (suture zone); (9) glacis re-covered by deposits (black), erosive or inclining (hollow) glacis; (10) Slope deposit, alluvial fan; (11) Terrace scarp with deposits fragments preserved terrace; (12) Meander scroll, hanging river-bed; (13) Flat bottom valley; (14) River, reservoir; (15) Population; (16) Erosion surface (height in hectometres); (17) Level of erosive terrace

torrenciales de la *Formación Quiroga* (Vergnolle, 1990), en la cabecera del río Edo; y 4) unos eluvio-coluviales en las inmediaciones de Sas de Penelas (Pliego, 1981d; Rey de la Rosa, 1984).

Al aluvial del Aº Covas se le atribuye un área madre oeste y una edad pleistocena (Pérez-Alberti, 1993). El manto de arroyada de A Medorra fosiliza un relieve previo, presenta una morfología aplanada, cierta consolidación (Rubio y Rodríguez-Fernández, 1981), un espesor estimado de 20 m (Rey de la Rosa, 1981) y una edad pleistocena (Rubio y Rodríguez-Fernández, 1981f) u holocena (Barrera *et al.*, 1989). El esqueleto del depósito está formado por gravas rodadas y arenas polimícticas (de cuarzo y cuarcita), con granoclasificación y estratificación discontinua. La matriz es arcillosa, con oscilaciones locales (Rubio y Rodríguez-Fernández, 1981) y colores abigarrados. Recientemente este depósito se ha interpretado como un vestigio de las formaciones Pías y Veigachá de Maceda (Pérez-Alberti, 1993).

Los conglomerados del río Edo se encuentran colgados sobre el curso actual. Constituyen un depósito matriz-sostenido, con una matriz de arcosas y arcillas que envuelve lentejones de bolos de cuarzo; y que se ha interpretado como la facies torrencial de la *Formación Quiroga* (Vergnolle, 1990). En cuanto al coluvio-eluvial de Sas de Penelas (Pliego, 1981d); se le supone un espesor máximo de 20 m y se le divide en tres niveles; de muro a trecho tendríamos: eluvial (arenas y arcillas arenosas gris-verdosas); coluvial caótico con cantos de granito; y aluvial con cantos de gneis y granito en una matriz arcillosa (Rey de la Rosa, 1984). Este mismo depósito es interpretado por Pérez-Alberti (1993) como un glacis de derrame postectónico, depositado en condiciones subtropicales-secas durante el Pleistoceno y equiparable a la Formación Baldrei, de Maceda.

A continuación se recogen las observaciones realizadas en los depósitos existentes (Tabla 1) y se contrastan con las principales interpretaciones (Tabla 2) de las que se tiene noticias (Figura 3).

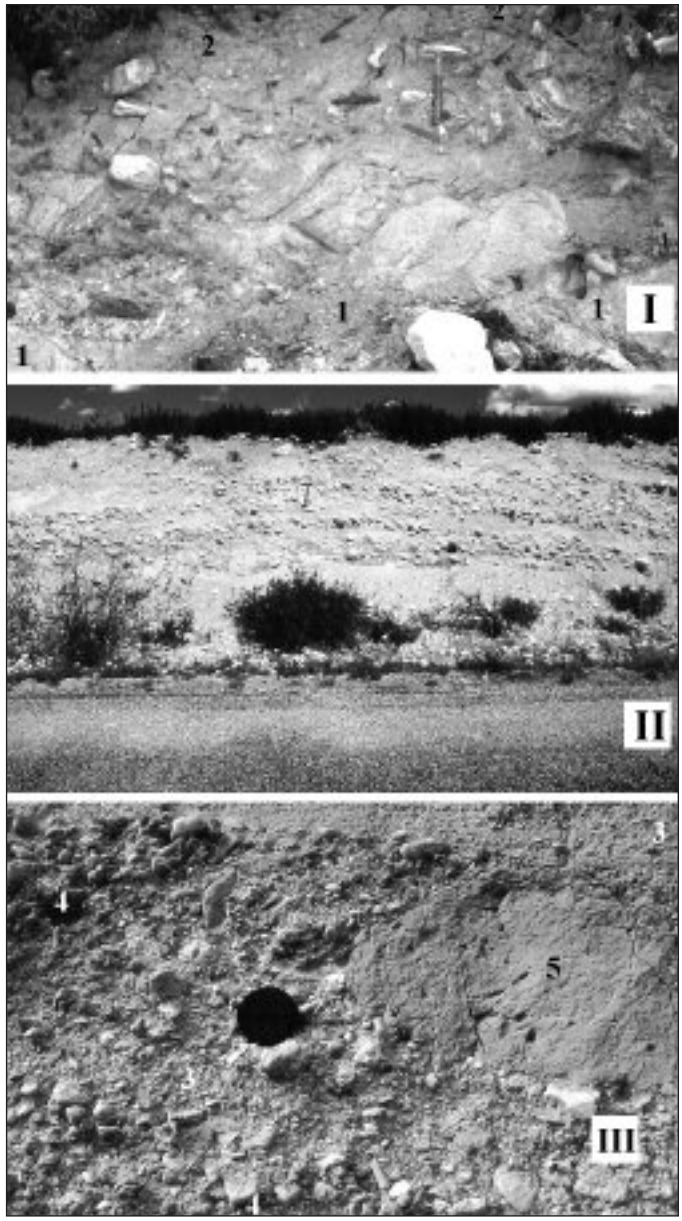

Fig. 4. (I) Depósito de aluvial, formado por bloques, cantos y gravas, que fosiliza un paleorrelieve en granito alterado y que a su vez está fosilizado por un coluvión (Cantera de Vidalén, afloramiento nº 16). (II) Depósito de abanico aluvial matriz sostenido, inmaduro y que conserva parcialmente la geometría del paleocanal (A Medorra, afloramiento nº 33). (III) Detalle del aluvial de A Medorra en el que se observa la mayor abundancia de cantos y gravas, en comparación a los bloques de granito muy alterado y los cantos blandos. Leyenda: (1) Granito alterado; (2) Coluvión; (3) Arenas arcósicas; (4) Cantos y gravas; (5) Bloque de canto blando
Fig. 4. (I) Alluvial fan (blocks, pebbles and gravels) covering a paleorelief on alterated granite. The alluvial fan is fossilating by a colluvial deposit (Quarry of Vidalen, Outcropping nº 16); (II) Alluvial fan including abundant immaturity matrix that conserve partialy a paleocanal structure (A Medorra, Outcropping nº 33); (III) Detail of the A Medorra Alluvial Fan in wich is possible observe greater abundance of pebbles and gravels than blocks of alterated granite or little cly boulders. Title: (1) Granite alterated; (2) Colluvial; (3) Arkosic sands; (4) Gravels and pebbles

El aluvial del Arroyo Covas

Las cabeceras e interfluvios de los Aº Covas, Reconco y Alavenche definen aplanamientos entre 960 y 920 m. Estas zonas son periódicamente encharcadas y en ellas se desarrollan suelos de espesores métricos sobre un sustrato muy alterado.

Donde el sustrato es metamórfico (cuarcitas, areniscas y pizarras) se distinguen dos horizontes: orgánico el superior y arcilloso el inferior. El nivel arcilloso presenta colores abigarrados o marrón oscuro y

Nº	LOCALIZACIÓN	Altitud (m)	FORMACIÓN
1	Casidrón, Casitel	780-800	Eluvio-coluvial
2	al S de Casas dos Pelosos (Piñeiroá)	860-880	Formación Quiroga
3	O Burgo	880-900	Eluvio-coluvial
4	Sabugueiro de Abaixo	840-860	"
5	Gravera del Pozo da Lagóa	920-940	Manto de arroyada de Montederramo-A Medorra
6	Pombar (A Teixeira)	400-420	Eluvio-coluvial
7, 13	Llanos da Lagóa	960	Aluvial del Aº Covas
8	Granja COREN (Llanos do Rodicio)	960	"
9	Interfluvio Reconco-Covas	960	"
10	Casetas do Rodicio	940-950	"
11	Aº Covas	940	"
12	Interfluvio Covas-Reconco	960	"
14	al E del Alto do Rodoiro	960	"
15	Acceso a Abelados	940-920	"
16	Cantera al S de Vidalén	940-920	"
17	As Corgas de Abaixo (A Medorra)	880-890	Manto de arroyada de Montederramo-A Medorra
18	Abeledos		"
19	Aº Broil (Vilapequena)	900	Manto de arroyada de Montederramo-A Medorra
20	Laboreiro	920, 880	"
22	al E de Ferrón	920	"
23, 30	Ctra Leboreiro-Montederramo, km 3	920-940	"
24	Ctra Leboreiro-Montederramo, km 3.7	920-940	"
25	Ctra Leboreiro-Montederramo, km 4.5	920-940	"
26	Al W de la gravera del Pozo da Lagóa	900-920	"
27	Graña-Folgoso	900-940	"
28	Ctra. S. da Medorra-Bustelos, km 1.5	840-860	"
29	Rº Alenza (Capela das Neves)	860-870	"
31	Medos-Casdelope	840-860	Eluvio-coluvial
32	Escombrera de Fontedoso	1040	Manto de arroyada de Montederramo-A Medorra
33	1 km al N de A Medorra	880-900	"
34	Granja COREN, Abeledos	920-940	"

Tabla 1. Situación de los afloramientos que se han identificado sobre los Llanos de Castro Caldelas. Se especifica la Formación a la que tradicionalmente se asociaron. Ver Figura 1
Table 1. Location of the outcroppings which have been identified on the Llanos de Castro Caldelas. The Formation which is traditionally associated with them is specified. See Figure 1

H	LOCALIZACIÓN	DEPÓSITO
960-940	interfluvio Maceda-Aº Covas	Aº Covas (Arce *et al.*, 1974e)
940-900	Interfluvio Mao-Alenza	Montederramo-A Medorra (Rubio & Rgez.-Fdez. 1981)
880-860	interfluvio Edo-Alenza	cabecera río Edo (Vernolle, 1990)
780-760	paleocauce del Río Penelas	Sas de Penelas (Pliego *et al.*, 1981)
420-400	paleocauce del Río Edo	Pombar (A Teixeira) (Pliego *et al.*, 1981)

Tabla 2. Distribución altimétrica y localización de los depósitos que se han identificado tradicionalmente en los Llanos de Castro Caldelas. Leyenda: (H) Alturas máxima y mínima que señalan los depósitos, en metros sobre el nivel del mar
Table 2. Altimetric distribution and location of the deposits which have traditionally been identified in the Llanos de Castro Caldelas. Title: (H) Maximum and minimum height (m.a.s.l.) which the deposits indicate

contiene cantos dispersos e inmaduros de las litologías subyacentes. Donde el sustrato es granítico (interfluvio Covas-Reconco) las arcillas superan los 3 m de potencia (Pagés, comunic. personal), presentan colores grisaceos y suelen estar recubiertas por un nivel alóctono de espesor métrico.

Este depósito es un conglomerado matriz-sostenido, parcialmente cohesionado, con esqueleto de cantos y bloques inmaduros (de cuarcita, cuarzo y esquisto alterado) y matriz de arena gruesa (de cuarzo y feldespato) con algunas gravas (de cuarcita). En algunos puntos este depósito se encuentra fosilizado por un recubrimiento edáfico.

El manto de arroyada de Montederramo-A Medorra

Esta formación se extiende al NE de Montederramo, entre las cotas 940 y 920; encontrándose en la actua-

lidad desmantelada y disectada por valles fluviales fósiles. El depósito es un aglomerado polimíctico, matriz-sostenido que fosiliza un paleorrelieve definido por un granito muy alterado. Hacia en norte desaparecen deposito y manto de alteración; quedando visible una superficie grabada con morfologías de domos planos. Tan sólo en las laderas de un residual próximo a Laboreiro (921 m) se identificaron restos de terraza fluvial, incorporados a los depósitos de vertiente (afloramiento 20).

Se han distinguido dos facies atendiendo a la matriz: 1) limo-arenosa de colores abigarrados, hacia el E; y 2) arcósica de tamaño arena, hacia el O. En ambos casos la madurez textural y estructural es baja, aunque aumenta ligeramente hacia el este.

En la facies oeste el esqueleto está formado por grandes bloques (de granito y esquisto muy alterado) y la matriz es una arena arcósica mal estratificada, con lentejones de cantos rodados, cantos blandos y en algunos casos, bloques de cuarcita y granito. En este sector los aluviales actuales (afloramiento 19) presentan esqueleto de cantos y bloques (de granitoide y cuarcita) y matriz limosa rica en materia orgánica. En algunos puntos de la facies oeste se observaron dos episodios diferenciados, separados por una cicatriz erosiva. En el afloramiento 22, el nivel basal presenta matriz de arena gruesa (de cuarzo) y esqueleto de cantos y gravas (de cuarcita); y está fosilizado por un nivel con matriz de gravas (de esquisto y cuarcita) y esqueleto de bloques (de cuarcita). En el caso del afloramiento 32 el nivel basal es de bloques (de cuarcita) y está fosilizado por una secuencia rítmica, de arenas (de cuarzo) y materia orgánica, de espesores centimétricos.

Por su parte, la facies este (afloramiento 23) tiene una matriz limo-arcillosa (de cuarzo, feldespato, moscovita y esquisto) y esqueleto de cantos rodados (de equisto, principalmente) con el eje largo orientado en dirección N45E (esquistos) a N20O (cuarcitas) (Tabla 3). La matriz presenta coloraciones abigarradas, seudoestratificación e intecalación de lentejones erosivos parcialmente estratificados. Estos lentejones (afloramientos 28 y 29) tienen esqueleto de bloques (de cuarcita y granito alterado) y matriz de gravas (de cuarcita y esquisto) y arena muy gruesa (de cuarzo).

Las facies torrenciales de la Formación Quiroga

En la cabecera del río Edo, en su margen izquierda (afloramiento 2), se reconocieron las *facies torrenciales* de la *Formación Quiroga* (Vergnolle, 1990). El depósito, muy desmantelado, recubre parcialmente una superficie-terraza a +40/60 m del curso. Se trata de un conglomerado con cantos rodados (de cuarcita); en el que se intercalan niveles de limos y niveles de arenas con gravas, que incluyen lentejones (de cantos y gravas) y algunos cantos blandos. El nivel superior de la terraza es grano-sostenido; los cantos están imbricados; y la dirección que señala el eje largo es ONO-ESE (Tabla 4). Por el contrario, el nivel inferior es matriz-sostenido y la matriz muy abudante. En conjunto el depósito muestra gran madurez textural y estructural.

Los eluvio-coluviales de Sas de Penelas, Arroyo Castoi y Arroyo Teixeira

Al SO de Sas de Penelas, se observó un depósito conglomerático matriz sostenido, compuesto por arcillas verdes y algunas gravas (de cuarzo) y bolos

D	310	330	0	4	20	32	46	52	66	70	Dm	Dmt
Cc	2	1	1	-	2	-	-	-	-	-	345º	20º
Esq	-	-	-	1	-	1	2	2	1	1	46º	

Tabla 3. Dirección del eje largo en cantos elongados de cuarcita y esquisto; depósito de Sierra da Medorra (afloramiento nº 28). Leyenda: (D) dirección en grados medidos hacia el Este; (Cc) canto de cuarcita; (Esq) canto de esquisto; (Dm) orientación media; (Dmt) dirección media total

Table 3. Direction of the long axis in elongated edges of quartzite and schist; deposit of Sierra da Medorra (outcrop number 28) Title: (D) direction in degrees measured towards the East; (Cc) edge of quarzite; (Esq) Edge os schist; (Do) Mean orientation; (Dmt) Mean total direction

D	89	96	104	116	128	134	146	Dm
Cc	1	1	1	5	1	1	1	115

Tabla 4. Dirección del eje largo en cantos elongados de cuarcita; depósito del río Edo (2). Leyenda: (D) dirección en grados medido hacia el Este; (Cc) canto de cuarcita; (Dm) orientación media

Table 4. Direction of the long axis in elongated edges of quartzite; deposit of río Edo (2). Title: (D) direction in degrees measured towards the East; (Cc) edge of quarzite; (Dm) Mean orientation

(de granito) dispersos (afloramiento 1). Este depósito se encuentra en la ladera norte de la sierra do Burgo, a la salida de varias torrenteras; y fosiliza el paleocauce del Arroyo Penelas. Estas observaciones permitirían reinterpretar el depósito como aluvial-torrencial reciente.

Un segundo depósito se cartografía en la Cabecera del Arroyo Castoi (afloramiento 31); que se ha reinterpretado como un manto de alteración pelicular y generalizado. El tercer depósito aquí referido se encuentra en las inmediaciones de A Teixeira (afloramiento 6); y que tradicionalmente se ha englobado en un extenso eluvial-coluvial que recubriría el valle del río Edo en su tramo final. Las observaciones realizadas en este trabajo revelan la existencia de un nivel de cantos rodados muy desmantelado en torno a los 400-420 m, que corresponderían a una terraza del río Edo; posiblemente un nivel + 60/80 m.

Discusión

Los antecedentes

Algunos autores han propuesto una correlación entre los depósitos situados a uno y otro lado de la Falla de Maceda, considerando que serían restos de una misma formación sedimentaria, de edad terciaria y previa a la Falla de Maceda, que habrían sido descabalados por la tectónica Alpina, lo que supone aceptar un salto vertical de unos 400 m en el plano de la Falla de Maceda (Pérez-Alberti, 1993). Sin embargo, cabe la posibilidad de considerar un caracter diacrónico para ambos episodios sedimentarios, como se propone para los depósitos tipo raña de la Cuenca del Duero (Martín-Serrano, 1991); de esta manera se evitaría recurrir a episodios tectónicos con un movimiento en la vertical excesivo. Además, en los Llanos de Castro Caldelas los depósitos observados ocupan interfluvios, que hacia el E, son progresivamente más bajos. Todo esto sugiere que en los Llanos se habría encajado una red fluvial independiente y desconectada de la Fosa de Maceda; el vestigio más antiguo correspondería al nivel de terraza erosiva T_{11}, mientras que el último episodio de encajamiento local habría dejado colgada la terraza T_1.

Otra cuestión interesante sería la determinación de un basculamiento de los Llanos, a partir de la inclinación general de la topografía (Hernández-Pacheco, 1949). Este argumento no parece suficiente; ya que la inclinación podría ser aparente y responder a un proceso de erosión diferencial. En cualquier caso, de existir basculamiento, debería ser previo a los depósitos de Montederramo-Arroyo Medorra, que están horizontales.

Los depósitos del Arroyo Covas

En las áreas esquistosas, la cartografía de Arce *et al.* (1974) engloba con el aluvial, áreas donde aflora sustrato muy alterado. Este hecho se comprende por la similitud estructural y textural que presentan depósitos y regolito (afloramiento nº 13). Concretamente, se observó que el sedimento presentaba estructuración parcial y coloración abigarrada. Hecho que sugiere dos cosas: 1) la existencia de un proceso de alteración en medio ácido, con unas condiciones red-ox fluctuantes; y 2) un área fuente cercana (afloramiento nº 15); que podría ser la Unidad Montes del Invernadeiro (Barrera *et al.*, 1989). De esta manera se podría suponer la existencia de una paleorred de dirección S-N sobre los Llanos de Castro Caldelas.

El manto aluvial de Montederramo-Arroyo Medorra

La cartografía de Rubio y Rodríguez (1981) también engloba con el sedimento, áreas donde aflora sustrato alterado. Este depósito, que fosiliza el nivel T_8, tendría un área madre cercana a un transporte corto. Por lo menos así sugiere la observación: 1) de un esqueleto polimíctico con cantos blandos englobados; 2) de una matriz arcósica (afloramientos nº 5, 18 y 34); 3) de la escasa madurez general del depósito; y 4) de una alterita fosilizada por el depósito.

El caracter polimíctico del depósito (arcosa, esquisto, granito, granodiorita, gneis, cuarzo, cuarcita), se podría justificar suponiendo un área fuente constituida por un sustrato variado y la existencia de un drenaje que aportase los cantos metamórficos a la par que desmantelase parcialmente la alterita granítica, de la que procederían los bloques de granito alterado y la matriz arcósica (afloramientos nº 5, 18, 34, 28, 29).

En cuanto a los cantos blandos (afloramiento nº 22) y a los canales erosivos (afloramientos nº 22, 24, 30); su existencia permite suponer un proceso periódico en el que alternarían episodios de *retroerosión* y sedimentación. Además la observación generalizada de canales y lentejones (de cantos y gravas) sugiere un régimen energético, tipo *braided*; que podría enmarcarse en el contexto de un abanico aluvial; y que permitiría identificar el depósito con la zona media del abanico. Esta suposición vendría apoyada por la morfología de abanico aluvial que se ha conservado cerca de Santiago da Medorra (afloramiento nº 28).

Por lo que respecta a la dirección de la corriente, la necesidad de aportes metamórficos impone un área fuente situada al SO. Esta idea vendría apoyada por tres hechos: 1) que la madurez del sedimento aumen-

ta hacia el este (afloramientos nº 5, 28, 29); 2) que la geometría de los aplanamientos T_{10} y T_9 permiten suponer una red SO-NE; y 3) que el eje largo de los cantos de esquisto se orientan SO-NE (afloramientos nº 28, 29).

A todo lo dicho cabe añadir tres observaciones: 1) en general el depósito está compactado; 2) no conservan morfologías de abanico aluvial; y 3) los lentejones arcillosos suelen presentar coloraciones abigarradas. Estas apreciaciones sugieren que el depósito, durante la diagénesis, habría sido afectado por un proceso de alteración en medio ácido, con unas condiciones red-ox fluctuantes y una disminución del volumen por pérdida de materia. Un proceso similar al descrito por Molina (1991) para la raña de Montes de Toledo.

Los depósitos conglomeráticos del río Edo

Este depósito presenta algunas similitudes con el de Montederramo: 1) fosiliza un nivel de terrazas (T_4) que señala la existencia de una paleo-red SO-NE; 2) la matriz engloba cantos blandos; y 3) se observan indicios de un proceso de alteración diagenético. Estas observaciones sugieren una génesis y evolución similar para ambos depósitos. El hecho de que el depósito del río Edo presente una mayor madurez (afloramiento nº 2) apoyaría la tesis de un área fuente similar al del depósito de Montederramo.

En cuanto al proceso de alteración durante la diagénesis del sedimento, los indicios son numerosos: el caracter difuso que muestran las estructuras sedimentarias; la ausencia de cantos de esquisto; y la diferenciación de dos horizontes dentro del mismo depósito (grano-sostenido a techo y matriz-sostenido a muro). Estos indicios ya fueron descritos e interpretados para la Raña de la provincia de Toledo por Molina (1991). Siguiendo a este autor, suponemos que los cantos de esquisto se habrían transformado en arcillas. Éstas, al lavarse en profundidad, habrían diferenciado los dos horizontes. El aspecto grano sostenido del nivel superior vendría dado por la pérdida de materia, que conllevaría una pérdida de volumen. Mientras que el aspecto matriz sostenido del muro se debería a la acumulación de arcillas.

Los recubrimientos de Sas de Penelas, Arroyo Castoi y Arroyo Teixeira

El depósito eluvial cartografiado en Sas por Pliego *et al.* (1981) y Rey de la Rosa *et al.* (1984) lo hemos reinterpretado como un potente manto de alteración desarrollado a lo largo de un paleocauce del Aº Penelas (afloramiento nº 3). Este canal habría dejado de ser funcional al ser capturado por el Aº Castoi; y con posterioridad habría sido fosilizado por varios conos de deyección (afloramiento nº 1). Con el mismo criterio se han reinterpretado los eluvio-coluviales del Aº Castoi (afloramiento nº 31) y del río Edo (afloramiento nº 6) como terrazas erosivas. En el caso del depósito del río Edo, la identificación de cantos rodados dispersos e incluidos en derrubios de ladera, corroboraría el origen fluvial.

La degradación de terrazas fluviales; el caso de Pombar (Arroyo Teixeira)

Teniendo en cuenta la ubicación y aspecto de las terrazas erosivas, éstas se podrían atribuir a un curso fluvial; sin embargo, restaría por explicar la morfología aplanada de estas morfologías erosivas y el manto de alteritas que las recubre, en sustitución de los depósitos de terraza que cabría esperarse. Como hipótesis no verificada, cabría suponer que en un proceso de agradación fluvial el nivel freático y el frente de alteración definirían dos planos horizontales y que la llanura aluvial se encontraría en condiciones vadosas y funcionaría como un sistema geoquímico abierto; de esta manera, al encajarse la red, también se *encajarían* el nivel freático y el frente de alteración. Por consiguiente, en cada uno de los episodios de encajamiento experimentados por la red fluvial, los materiales habrían estado expuestos a las mismas condiciones físico-químicas y sus características serían homogeneas. Pues bién, esta homogeneidad sería la que condicionase el avance de la erosión en frentes paralelos. Con las debidas reservas, por la diferencia de magnitud, se podría extrapolar esta idea a las superficies de erosión.

Conclusiones

1. El depósito que recubre el T_8 en la zona de Montederramo-Arroyo Medorra, se interpreta como una facies proximal de un episodio de abanico aluvial. Mientras que los depósitos de la cabecera del río Edo constituirían las facies intermedias. Para este depósito aluvial se proponen dos áreas fuente: la alterita que recubriría el nivel T_9 y las litologías metamórficas de sierra San Mamede.
2. El depósito *eluvio-coluvial* de Sas de Penelas se ha reinterpretado como un paleo-cauce del Arroyo Penelas, fosilizado por dos conos de deyección. En cuanto a los depósitos del Arroyo Castoi y río Edo en Arroyo Teixeira se han reinterpretado como terrazas erosivas.

T_i	Sector O	Sector Central	Sector E
	• Desmantelamiento del replano R_{1200} y establecimiento de un nuevo nivel erosivo regional (R_{1000}) en torno a la cota 1000 m.	•	
	• Comienza el vaciado de la superficie de erosión R_{1000} por efecto de la red fluvial.	•	
T_{11}	• Primer aterrazamiento significativo. Red SO-NO Máxima antigüedad posible del Episodio aluvial.	• Rampas.	Elaboración de un Nivel General de la Topografía (NGT).
T_{10}	• Red SO-NE.	-	Desconexión entre Llanos de Castro Caldelas y río Sil. Red NE-SO.
T_9	• Nivel General de la Topografía. Episodio aluvial.	-	• Aterrazamiento significativo.
T_8	• Captura del paleo-Mao hacia el NE.	• Encajamiento del T8(NGT) en el T9.	• Desconexión R_{1000}-Návea.
		• Depósitos del Episodio aluvial.	
T_7	• Encajamiento de la red fluvial.	• Desconexión del Mao y Edo.	-
		• Alteración diagenética.	
T_6	-	• Aterrazamiento importante.	-
T_5	• Aterrazamiento importante.	• Depósitos fluviales del río Edo.	-
T_4	• Desplazamiento de la confluencia Covas-Mao hacia el N.	• Alteración diagenética.	• Aterrazamiento importante.
T_3	-	• El Vaus captura la cabecera del Edo.	Individualización de la cuenca del Edo. Aterrazamiento importante.
T_1	-	• Encajamiento.	Conos de deyección fosilizan el paleo-cauce del Aº Penelas.

Tabla 5. Secuencia de procesos observados en los Llanos de Castro Caldelas (Ourense). Como escala de referencia se utiliza la serie de niveles (T_i) identificados, siendo T_{11} el nivel más antiguo y T_1 el más moderno. Ver la cartografía adjunta

Table 5. Sequence of processes observed in the Llanos de Castro Caldelas (Ourense). As a scale of reference we use the series of levels (T_i) identified; T_{11} is the oldest level and T_1 is the youngest. See the adjoining cartography

3. Se observó una alteración diagenética que afectaría a buena parte de los depósitos identificados. En el sector de Montederramo-Arroyo Medorra se interpretaron procesos red-ox en medio ácido; y en la cabecera del río Edo, procesos de pérdida de volumen por pérdida de materiales finos.
4. Se propone una secuencia relativa de los episodios sedimentarios observados en los Llanos de Castro Caldelas (Tabla 5).

Agradecimientos

Este trabajo forma parte de una tesis doctoral (Yepes, 1998), que se ha beneficiado de una beca predoctoral de la Xunta de Galicia. Querríamos agradecer las observaciones realizadas a los doctores J. de Pedraza, J.M. Vilaplana, J. de D. Centeno, A. Martín-Serrano, E. de Uña, J.L. Pagés y E. Molina; así como las ayudas prestadas en la búsqueda bibliográfica a V. Gorosquieta (Lab. Xeol. de Laxe), D. Gutiérrez (I.T.G.E.), H. Esteve y M. Romero (Geología, U.C.M.).

Referencias

Arce, J.; Boguera, J.; Chamón, C.; Estévez, C.; Pompa, F.; Piles, E. 1974. *Mapa geológico de España escala 1:50.000, nº: 226 (Allariz).* I.T.G.E., Madrid, 25 pp.

Barrera Morate, J.L.; Farias Arquer, P.; González Lodeiro, F.; Marquínez García, J.; Martín Parra, L.M.; Martínez Catalán, J.R.; del Olmo Sanz, A.; de Pablo Maciá, J.G.; Gallastegui, G.; Bea, F. y Villasante Pinto, R. 1989. *Mapa geológico de España escala 1:200.000, nº: 17/27 (Ourense/Verín).* I.T.G.E., Madrid, 284 pp.

Birot, P. y Solé Sabarís, L. 1954. Recherches morphologiques dans le NW de la Pèninsule Ibèrique. *Mémoires et Documents C.N.R.S*, 4, 7-61.

González Lodeiro, F; Martínez Catalán, J.M. e Iglesias Ponce de León, M. 1974. *Mapa geológico de España escala 1:50.000, nº: 188 (Nogueira de Ramuín).* I.T.G.E., Madrid, 37 pp.

Hernández-Pacheco, F. 1949. Geomorfología de la cuenca media del Sil. *Mem. Real Academia de Ciencias E. F. y Naturales*, 13, 1-112 pp

Martín-Serrano, A. 1991. La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el MHP en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España,* 4 (3-4), 337-351.

Molina, E. 1991. Geomorfología y geoquímica del paisaje. Dos ejemplos en el interior de la Meseta Ibérica. *Acta Salmanticensia,* 72, 1-156.

Pérez-Alberti, A. 1993. La interacción entre procesos geomorfológicos en la génesis del relieve del SE de Galicia: el ejemplo del Macizo de Manzaneda y de la Depresión de Maceda; en Pérez-Alberti, A., Guitián, L. y Ramil, R. (ed.), *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos jacobeos*. Consellería de Cultura de la Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 1-24.

Pliego Dones; Rubio Navas, J.; Rodríguez Fernández, L.R. 1981. *Mapa geológico de España escala 1:50.000, nº: 189 (Puebla de Trives).* I.T.G.E., Madrid, 43 pp.

Rey de la Rosa, J. (coord); Delgado Gutiérrez, G.; Nuño Ortea, C.; López Prado, J.; Mena Inglés, J.M.; Del Moral, J.; Chamorro, M.; Orellana Silva, E.; Higuera Gil, M.; Kaiser Ruiz del Olmo, J.L.; Navas Madrazo, J.; Merchén Álvarez, F.; Balaguer Bernaldo de Quirós, L. 1981. *Investigación de lignitos en Galicia. Fase III*. Documento inedito nº: 10813, I.T.G.E., Madrid, 300 pp

Rey de la Rosa, J. (coord.) 1984. *Investigaciones de lignitos en Galicia. Terminación de Fase III y anteriores*. Documento inédito nº: 11096, I.T.G.E., Madrid, 210 pp

Rubio Navas, J. y Rodríguez Fernández, L.R. 1981. *Mapa geológico de España escala 1:50.000, nº: 227 (Manzaneda).* I.T.G.E., Madrid, 35 pp.

Vergnolle, C. 1990. *Morphogenese des reliefs cotiers associes a la marge continentale Nord-Espagnole. L'example du NE de la Galicia*. Seminario de est. Galegos, Serie Nova Terra nº 1, A Coruña, 315 pp.

Yepes Temiño J. 1998. *Geomorfología de un sector comprendido entre las provincias de Lugo y Ourense. Galicia*. Tesis Doctoral, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid, 210 pp.

Recibido: Octubre 2002
Aceptado: Septiembre 2003