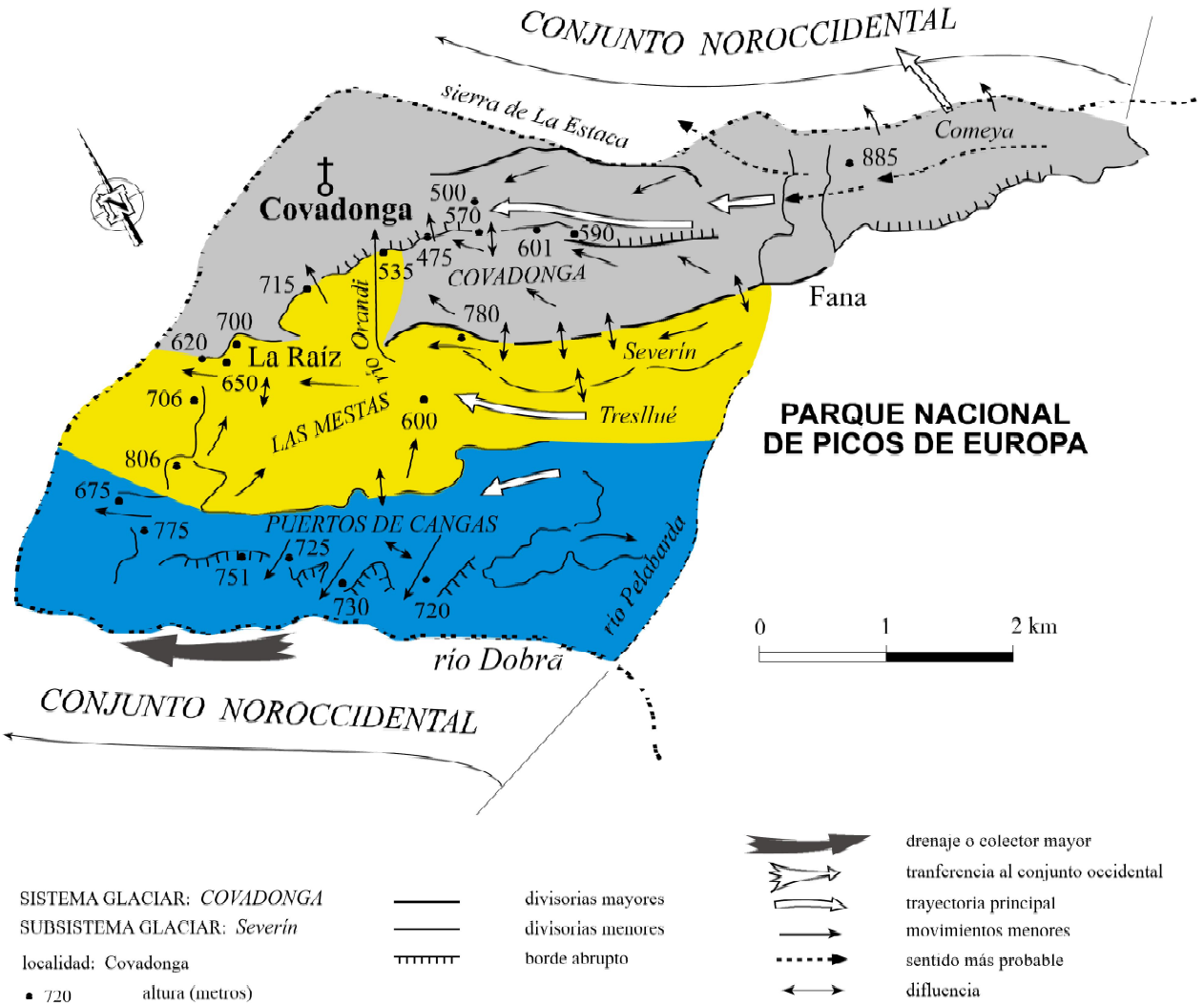
# ACTAS DE LA XI reunión nacional de cuaternario




Oviedo (Asturias), 2, 3-4 de julio de 2003

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# ACTAS DE LA XI REUNIÓN NACIONAL DE CUATERNARIO

## (OVIEDO, 2003)

**Germán Flor**
**(editor)**

PRINCIPADO DE ASTURIAS
CONSEJERÍA DE CULTURA

CONCEJO DE CANDAMO

cajAstur

**Actas de la XI Reunión Nacional de Cuaternario**

**G. Flor (editor)**

**XI Reunión Nacional de Cuaternario. 2003. Oviedo**

**© Los autores**

**Maquetación: G. Flor**

**Impresión y Encuadernación: Servitec**

**Depósito Legal: AS-04889-2003**

**ISBN: 84-688-4219-2**

**Nº de Registro: 7860403**

Reservados todos los derechos.
No se permite la reproducción total o parcial del texto, dibujos, figuras o mapas de este libro, ni la compilación en un sistema informático, ni la transmisión en cualquier forma o cualquier medio, ya sea electrónico, mecánico, port fotocopia, por registro o por otros métodos, sin permiso previo y por escrito de los titulares del *copyright* y de los editores.

# XI Reunión Nacional de Cuaternario (Oviedo, 2003)

## COMITÉ ORGANIZADOR

J. Adolfo Rodríguez Asensio (Presidente)
Germán Flor (Secretario)
José Barrera Logares (Coordinador)
Miguel Ángel Poblete (Vocal)
Miguel Arbizu Senosiaín (Vocal)
Montserrat Jiménez Sánchez (Vocal)

## COMITÉ CIENTÍFICO

Enrique Serrano Cañadas (Universidad de Valladolid)
María José González Amuchastegui (Universidad del País Vasco)
Mateo Gutiérrez Elorza(Universidad de Zaragoza)
Javier de Pedraza Gilsanz (Universidad Complutense de Madrid)
Fernando Díaz del Olmo(Universidad de Sevilla)
Javier Lario Gómez (Universidad de Castilla-La Mancha)
Manuel Santonja Gómez (Museo de Salamanca)
Enrique Vallespí Pérez (Universidad de Sevilla)
Javier Baena Preysler (Universidad Autónoma de Madrid)
María Soledad Corchón Rodríguez (Universidad de Salamanca)
Joaquín Rodríguez Vidal (Universidad de Huelva)
Emiliano Aguirre Enríquez (Museo Nacional de Ciencias Natural-CSIC)
Augusto Pérez Alberti (Universidad de Santiago)
José Enrique Egocheaga Rodríguez (Universidad de Oviedo)
José Antonio Lasheras Corruchaga (Museo de Altamira)
Aurora Grandal d'Andrade (Universidad de la Coruña)
Jesús Francisco Jordá Pardo (Universidad Autónoma de Madrid)
Juan Luis Arsuaga Ferreras (UCM-ISCIII-CEC)
Eudald Carbonell i Roura (Universidad Rovira i Virgili)
José María Bermúdez de Castro Risueño(M. N. Ciencias Naturales-CSIC)
Blanca Ruíz Zapata (Universidad de Alcalá)
Juan José Durán Valsero (Instituto Geológico y Minero de España, Madrid)
Francisco Javier Gracia Prieto (Universidad de Cádiz)
Antonio Gómez Ortiz(Universidad Autónoma de Barcelona)
Teresa Bardají Azcárate (Universidad de Alcalá)
José Luis Goy y Goy (Universidad de Salamanca)

Lluis Pallí Buxó (Universidad de Girona)
Carles Roqué Pau (Universidad de Girona)
Elvira Roquero García-Casal (Universidad Politécnica de Madrid)
Caridad Zazo Cardeña (Museo Nacional de Ciencias Naturales–CSIC)
Alfredo Pérez González (Universidad Complutense de Madrid)
Juan de Usera (Universidad de Valencia)
José Antonio Caro Gómez (Universidad de Sevilla)
Pablo Gabriel Silva Barroso (Universidad de Salamanca)
Rafael Baena Escudero (Universidad de Sevilla)
Luis Ismael Ortega Ruíz (Geólogo Consultor)
José Adolfo Rodríguez Asensio (Universidad de Oviedo)
Miguel Ángel Poblete Piedrabuena (Universidad de Oviedo)
Germán Flor (Universidad de Oviedo)
Miguel Arbizu Senosiain (Universidad de Oviedo)
Monserrat Jiménez Sánchez (Universidad de Oviedo)
Clive Finlayson (Gibraltar Museum)
Francisco Giles Pacheco (Museo del Puerto de Santa María-Cádiz)

**ORGANISMOS ORGANIZADORES**

Área de Estratigrafía y Sedimentología. Universidad de Oviedo
Área de Prehistoria. Universidad de Oviedo
Área de Geografía Física. Universidad de Oviedo
Área de Paleontología. Universidad de Oviedo
Asociación para el Estudio del Cuaternario (AEQUA).

**ORGANISMOS COLABORADORES**

Consejería de Cultura del Principado de Asturias (FICYT)
Universidad de Oviedo
Caja de Ahorros de Asturias (cajAstur)
Excmo. Ayuntamiento de Candamo (Asturias)

# ÍNDICE

## RESEÑAS BIOGRÁFICAS

*Francisco Jordá Cerdá: cincuenta años de investigación arqueológica en la península Ibérica*.
Jesús F. Jordá Pardo. 1

*El Profesor Llopis Lladó: un referente del estudio geomorfológico y del Cuaternario en Asturias.*
Luis M. Rodríguez Terente y Germán Flor. 9

## CONFERENCIA

*Caracterización paleoantropológica del Hombre de Sidrón.*
José Enrique Egocheaga Rodríguez. 17

## ACTAS

PROCESOS LITORALES

*Arrecifes costeros sumergidos en Paso de Catuano (Parque Nacional del Este, República Dominicana): caracterización biosedimentaria y aplicación a la ordenación de unidades ambientales.*
J.R. Martínez Batlle, C. Gómez-Ponce, R. Cámara Artigas, R. y F. Díaz del Olmo. 27

*Cronoestratigrafía de la transgresión holocena en el golfo Ártabro (La Coruña, NO de España).*
A Alonso, J. L. Pagés, M. J. López García y A. Cearreta. 33

*Los depósitos del Cuaternario reciente de Gijón (Asturias).*
M. Torres Alonso, M. Gutiérrez Claverol, G. Flor, M. Jiménez-Sánchez y L.M. Rodríguez Terente. 39

*Modelo textural de tendencia de transporte del sedimento para la playa de Oyambre (Cantabria).*
J. Garrote Revilla y G. Garzón Heydt. 45

PROCESOS CONTINENTALES

*Elaboración de la cartografía edafológica en Asturias con base geomorfológica y aplicación de sistemas de información geográfica.*
F. Rodríguez Roncero, J. de la Lastra Sánchez, F. Miranda Duque y D. Villar García. 53

*Morfologías glaciares a cotas bajas en el borde noroccidental del Parque Nacional de Picos de Europa (Macizo Occidental, Asturias).* 59

G. Flor.
*Morfologías erosivas glaciares en cotas bajas del oriente de Cantabria.*
G. Flor, P. Martínez Cedrún y G. Flor Blanco. 67

*Depósitos glaciares y periglaciares en media y alta montaña del área centro-oriental de Asturias.*
D. Villar García, F. Miranda Duque y G. Flor. 79

*Aproximación al estudio de las terrazas fluviales del río Cares en Arenas de Cabrales (Picos de Europa, Asturias).*
J. Ruiz Fernández y M.Á. Poblete Piedrabuena. 85

*Investigación geofísica de los paleovalles pleistocenos del NE de Cataluña. El ejemplo de la riera de Tossa (Costa Brava meridional).*
R. Linares, L. Pallí; C. Geis, X. Almanza y C. Roqué. 93

*Perfiles longitudinales de los barrancos del sector Norte de la isla de Gran Canaria: morfología y tasas de incisión fluvial y elevación.*
I. Menéndez, M. Martín Betancur y P.G. Silva. 99

*Dinámica aluvial y riesgos naturales por inundaciones en regiones tropicales: conos de desbordamiento en República Dominicana.*
J. R. Martínez Batlle. 105

*Una aproximación a la distribución de dunas y mantos eólicos de Tierra de Pinares (sureste de la Cuenca del Duero).*
M. Bernat Rebollal, A. Pérez-González y A. Iglesias López. 111

*Fases del sistema palustre holoceno del manto eólico litoral de Abalario-Doñana (MELAD). El caso de la laguna de Ana.*
C. Borja Barrera, F. Díaz del Olmo, R. Cámara Artigas y F. Borja Barrera. 117

*Karst tropical de colinas, tipología y evolución en el Plio-Cuaternario en República Dominicana.*
F. Díaz del Olmo y R. Cámara Artigas. 123

*Evolución geomorfológica durante el Cuaternario de la Cuenca de Mazarrón (SE de España).*
T. Bardají Azcárate, J.L. Goy, P.G. Silva y C. Zazo Cardeña. 129

*Aplicación de los S.I.G. al estudio de la neotectónica en una cuenca cuaternaria activa (Mississippi graben).*
J. Garrote Revilla y R.T. Cox. 135

*Análisis estadístico de la relación entre respuesta espectral y composición mineralógica de sedimentos cuaternarios con su cronología relativa (Almería, sureste de España).*
E. García-Meléndez, M. Suárez Barrios, J.M. Sánchez Santos, M. Ferrer-Julià, J.L. Goy y C. Zazo Cardeña. 145

*Caracterización estratigráfica del relleno sedimentario de la cueva del Pindal (Ribadedeva, Asturias): implicaciones geomorfológicas.*
M. Jiménez-Sánchez, N. Canto-Toimil, y S. Anadón-Ruiz. 151

*Observaciones microambientales en la cueva de Tito Bustillo (Ribadesella, Asturias).*
N. Canto-Toimil, M. Jiménez-Sánchez y S. Anadón-Ruiz. 159

ARQUEOLOGÍA/PREHISTORIA

*El yacimiento del Paleolítico Inferior de Espinilla (Campoo de Suso, S de Cantabria). Aproximación cultural, cronológica y geomorfología.*
A. Gutiérrez Morillo y E. Serrano Cañadas. 165

*Las industrias paleolíticas del yacimiento de Tarazona (La Rinconada, Sevilla): Achelense y Musteriense Clásico en las terrazas medias del Guadalquivir.*
J.A. Caro Gómez, F. Díaz del Olmo y J. Risquez Ollero. 175

*Paleolítico Medio en Alcalá La Real. Tecnocomplejos líticos de ocupaciones neandertales en el Pleistoceno Medio-Superior de Los Llanos de Santa Ana y Ermita Nueva, Alcalá La Real, Jaén.*
C. Borrás Querol, F. Giles Pacheco, A. Santiago Pérez, C. Finlayson, G. Finlayson, C. Calvo, J.M. Gutiérrez López y E. Mata Almonte (cartografía: J. Aguilera García). 183

*El registro arqueológico del Pleistoceno Superior Final en el abrigo de la Peña de Estebanvela (S de la Cuenca del Duero, Segovia, España).*
C. Cacho Quesada, S. Ripio López, J.F. Jordá Pardo, F. Muñoz Ibáñez, J. Yravedra Sáinz de los Terreros y R. Maicas Ramos. 191

*Estudio geoarqueológico de los materiales de relleno y cobertera del Parque Arqueológico de la Cueva Pintada de Gáldar (Gran Canaria, Islas Canarias).*
S. Sánchez-Moral, J. Lario, J.C. Cañaveras, V. Soler, J. Onrubia y J.I. Sáenz. 199

*El yacimiento arqueológico de Irikaizt (Zestoa, Guipúzcoa):descripción del depósito y caracterización industrial de su nivel IV.*
A. Arrizabalaga y M.J. Iriarte. 205

*El yacimiento arqueológico de Irikaizt (Zestoa, Guipúzcoa): contextualización arqueobotánica y en el marco del Paleolítico Inferior vasco.*
A. Arrizabalaga, M.J. Iriarte y M. Ruiz Alonso. 211

*El Achelense del Complejo Galería (Atapuerca, Burgos) y de la Cauna de l'Arago (Tautavel, Francia).*
J. García Garriga y P. García Medrano. 219

*Obtención experimental de grandes lascas de cuarcita mediante la percusión lanzada.*
J.J. Fernández Caro. 225

*Análisis morfotécnico de la industria lítica de Covacha de los Zarpazos (TZ), Complejo Galería (Atapuerca, Burgos).*
P. García Medrano. 231

*El Magdaleniense de la cueva de la Güelga (Narcinandi, Cangas de Onís). Avance al conocimiento de su industria lítica*.
M. Menéndez, E. García Sánchez y J.M. Quesada. 237

*El Aziliense de Cueva Oscura de Ania (Ania, Las Regueras, Asturias). Avance al conocimiento de su industria lítica.*
G. Adán, E. García Sánchez y J.M. Quesada. 245

*Arqueología y gas natural: el Paleolítico Medio de El Barandiallu (Villabona, Llanura, Asturias central).*
R. Estrada García y F.J. Jordá Pardo. 253

*Nuevos yacimientos del Paleolítico Antiguo en la cuenca media del río Nora (Siero, Asturias).*
E. Aguilar Huergo, J. A. Rodríguez Asensio, A. Fanjul Peraza y J. M. Barrera Logares. 261

*Nuevas observaciones sobre la estratigrafía en la cueva del Conde (Santo Adriano de Tuñón, Asturias).*
J. L. Arsuaga, G. Adán, A. Aranburu, R. Quam, M. Arbizu, M. Jiménez-Sánchez, D. Álvarez-Laó, J. M. Carretero, Mª García, A. I. Ortega Martínez, Mª C. Ortega Martínez, A. Rey, L. Rodríguez, I. Méndez Bedia, B. Pérez, R. Posada y M. García. 267

*Comportamiento de Subsistencia: un marco explicativo en paleoeconomía*.
A. Mateos Cachorro. 275

*Procedimientos de análisis y experimentación: una aproximación a las secuencias de aprovechamiento y consumo en el Paleolítico*.
J.Mª García Sáez, A. Mateos Cachorro, A. Pérez López y T. Rodríguez Vicente. 281

*Investigaciones geoarqueológicas en monasterios medievales: el ejemplo de San Pedro de Villanueva (Asturias).*
O. Requejo Pagés y M. Jiménez-Sánchez. 287

PALEONTOLOGÍA

*Registro palinológico de los eventos Heinrich (H1 y H2) en la secuencia de la Laguna Grande (sierra de Neila, Sistema Ibérico, España).*
M.B. Ruiz Zapata, M.J. Gil García, J. Vegas, M. Dorado Valiño, A. Valdeolmillos Rodríguez y A. Pérez-González. 293

*Foraminíferos, tecamébidos y paleoambiente en el Holoceno de la antigua laguna costera de Peñíscola (Castellón).*
J. Usera, C. Alberola y A.M. Blázquez. 301

*Truncorotalia truncatulinoides (d'Orbigny) en la zona litoral del Sur de la península Ibérica.*
M.C. Sánchez Ariza y P. Villanueva Guimerans. 307

*El conjunto paleontológico de la cueva de Maltravieso (Cáceres): un nuevo yacimiento del Pleistoceno*.
A. Canals, J. van der Made, I. Sauceda y E. Carbonell. 313

*Fauna fósil del Cuaternario de Asturias (estado de la cuestión).*
M. Arbizu, D. Álvarez-Laó y G. Adán. 321

*Las vértebras cervicales de los homínidos de la Sima de los Huesos (sierra de Atapuerca, Burgos).*
A. Gómez, J.M. Carretero, J.L. Arsuaga, I. Martínez, R. Quam, C. Lorenzo, A. Gracia, N. García, A.I. Ortega y L. Rodríguez. 327

*La columna vertebral de los homínidos de la Sima de los Huesos (sierra de Stapuerca, Burgos).*
A. Gómez, J.M. Carretero, J.L. Arsuaga, I. Martínez, R. Quam, C. Lorenzo, A. Gracia, N. García, A.I. Ortega y L. Rodríguez. 335

*La cueva del Alba (Entrellusa, Perlora, Asturias): ¿enterramiento o deposición en una cueva durante la Época Romana?*
R. García, L Rodríguez, Á. Rodríguez, J. M. Carretero, G. Adán, D. Alvarez-Laó, M. Arbizu, D. Álvarez y J. Palacios. 341

ADDENDA

*Evolución paleoambiental inferida por diatomeas de la laguna costera de Traba (A Coruña, NO de España) durante los últimos 5.000 años.*
C. Delgado, R. Bao, A. Alonso y J.L. Pagés. 347

*Prospección arqueológica en los páramos del interfluvio Duero-Pisuerga. Selección y uso de un biotopo alternativo durante el Pleistoceno Medio.*
P. Sánchez Yustos. 353

# PRESENTACIÓN

La XI Reunión de Cuaternario, celebrada en Oviedo desde los días 2 al 4 de julio de 2003, fue la continuidad de las promovidas desde la década de los 70 del siglo pasado por la Asociación Española para el Estudio del Cuaternario (AEQUA), máximo exponente español perteneciente a la organización internacional INQUA con categoría II desde 1996. Esta asociación nos sirve a sus integrantes de representación y ofrece la posibilidad con este tipo de encuentros y, a través de su revista periódica, editada junto con el Grupo de Geomorfología, dar a la luz los trabajos de mayor interés y su difusión a nivel nacional e internacional.

Como es habitual durante estos eventos, se ha fomentado el encuentro entre investigadores y grupos de trabajo, tanto a través de las comunicaciones como en las visitas y excursiones, sin dejar de lado el contacto personal como una muestra consustancial del intercambio de pareceres.

Este volumen recoge la totalidad de las comunicaciones orales, algunas bajo la modalidad de panel (poster), presentadas en tales fechas, así como algunas conferencias y sendas reseñas biográficas a dos personas de gran talla científica estrechamente vinculadas al estudio del Cuaternario asturiano, en particular, pero con una proyección mucha más amplia: D. Francisco Jordá Cerdá, además, presidente de honor de la Reunión y D. Noel Llopis Lladó.

La gran disparidad de contenidos ha aconsejado su agrupación en bloques temáticos que vienen siendo los más habituales en este tipo de reuniones de Cuaternario, a saber, *procesos litorales*, *continentales*, *arqueología/prehistoria* y *paleontología*.

Desde la responsabilidad que ha acarreado la organización, así como la derivada de esta edición, queremos expresar nuestro agradecimiento a todos los participantes en la Reunión que, con su esfuerzo, dinamizaron las diferentes líneas de investigación en curso y promovieron el debate necesario para mejorar los trabajos presentes y futuros. Es imborrable el recuerdo de las lecciones magistrales del profesor Egocheaga y del pintor y arquitecto Vaquero Trucios, que supieron concitar la mayor atención y, a través de cuyas particulares visiones de sus temáticas respectivas, hemos podido comprender sus novedosas aportaciones. Asimismo, la exposición y debate sobre hombres *neandertales* y *sapiens* en cuanto a sus reparticiones territoriales y pervivencias en la península Ibérica a cargo de los doctores Giles Pacheco y Clive Finlayson supuso una contribución avanzada del estado de la cuestión y las posibilidades que se ofrecen de cara al futuro.

Esta publicación no habría sido posible sin la contribución material de algunas instituciones, como la Consejería de Cultura del Principado de Asturias, la Universidad de Oviedo y la Caja de Ahorros de Asturias que, gracias a su financiación, permitieron, además, la presentación de una muestra expositiva sobre el Cuaternario, de carácter abierto y ampliamente publicitada a la opinión pública, así como la posibilidad de invitar a las personalidades apuntadas y a un colectivo relativamente numeroso de estudiantes y alumnos de doctorado y la posibilidad de publicar las Actas y un volumen sobre la Excursión oficial al occidente de Asturias. También al Excmo. Ayuntamiento de Candamo que acogió al grupo cuaternarista ofreciéndole sus instalaciones de la Cueva de Candamo y facilitando la visita a dicho santuario pictórico, así como la celebración de la reunión de clausura de la AEQUA. A todos ellos nuestra mayor gratitud.

Germán Flor

secretario y editor

---

El editor, la AEQUA y la organización de la XI Reunión Nacional de Cuaternario no se hacen responsables de las opiniones o contenidos de cada uno de los artículos que componen este libro de Actas, responsabilidad exclusiva de sus autores.

# RESEÑAS BIOGRÁFICAS

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# FRANCISCO JORDÁ CERDÁ: CINCUENTA AÑOS DE INVESTIGACIÓN ARQUEOLÓGICA EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

**Jesús F. Jordá Pardo**

Francisco Jordá Cerdá nació en Alcoi (Alacant) el 20 de junio de 1914. Influido por su padre, Francisco Jordá Miró, pintor decorador conocido como Paco *El Barba*, realiza estudios de Arquitectura entre 1930 y 1933 en las Universidades Central de Madrid y de Salamanca, dejándolos inconclusos, para matricularse en la Universidad de Valencia donde estudia en la Facultad de Filosofía y Letras, licenciándose en la sección de Historia en 1936, año en el que también obtiene el puesto de Profesor Cursillista de Instituto, siendo destinado al Instituto Nacional de 2ª Enseñanza de su localidad natal. Miembro de la CNT, de la FUE y de las Juventudes Unificadas Socialistas, en 1936 entra a formar parte del Consejo Económico Político-Social del Ayuntamiento de Alcoi como Consejero de Enseñanza y Delegado de Propaganda. Desde este puesto es uno de los nueve firmantes del manifiesto en favor de la no destrucción de la iglesia de San Jorge, instalando en ella el Museo Peresejo, proponiendo a éste como conservador y profesor de dibujo y escultura, con sueldo a cargo del municipio. En 1937 se incorpora voluntario a las Milicias de Alcoi, siendo destinado como observador cartográfico al frente de Teruel, donde cae prisionero tras su ruptura en febrero de 1938. Pasa por diferentes campos de concentración y es sometido a consejo de guerra por auxilio a la rebelión con petición de pena capital, resultando condenado a la pena de reclusión perpetua. En 1939 ingresa en la Prisión Central de Burgos, donde traba amistad con Koldo Mitxelena, futuro filólogo del euskera, con el que coincidiría como compañero de cátedra en la Universidad de Salamanca.

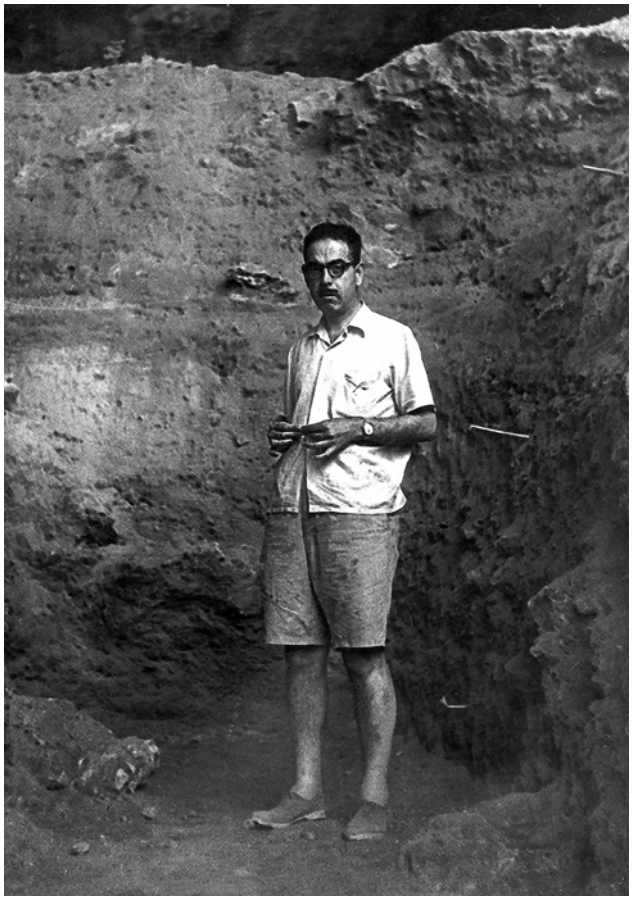


Foto 1. En Cova Negra, hacia 1945/50.

Excarcelado en 1943, se reincorpora con grandes dificultades a la vida civil, ejerciendo de profesor en diversas academias de Valencia, donde inicia en 1943 su colaboración con el Servicio de Investigaciones Prehistóricas de la Diputación Provincial, del que pasará a ser miembro años más tarde Es en esta institución donde iniciará su dilatada vida como arqueólogo y prehistoriador de la mano de los investigadores D. Luis Pericot y D. Isidro Ballester, participando en el Primer Congreso Arqueológico del Levante Español celebrado en Valencia en 1946. En 1950 es nombrado Director del Museo Arqueológico de Cartagena, cargo al que añadirá el de Comisario Provincial de Excavaciones Arqueológicas de Murcia en ese mismo año, simultaneando estos

trabajos con el ejercicio de la docencia en la Escuela del Ejército del Aire de San Javier. Durante el curso 1950/51 ejerce además como Ayudante de Clases Prácticas (de Historia Primitiva del Hombre) en la facultad de Filosofía y Letras de la Universidad Central de Madrid, siendo admitido en 1951 como miembro y colaborador del Instituto de Estudios Ibéricos y Etnología Valenciana. Durante esa época dirige excavaciones arqueológicas en numerosos yacimientos del este peninsular, como las cuevas de Mallaetes, Cocina, Cova Negra (Valencia) y de la Torre del Mal Paso (Castellón) y en los poblados de la Ereta del Pedregal (Valencia), de La Balaguera (Castellón) y la Bastida de Totana (Murcia), realizando en 1951 el descubrimiento de las pinturas rupestres levantinas del Barranco de las Letras y del Cinto de la Ventana en la sierra de Dos Aguas (Valencia).

En 1952 llega a Asturias de la mano del insigne profesor Dr. Juan Uría Ríu, con quien le unirá una gran amistad, para ser nombrado Jefe del Servicio de Investigaciones Arqueológicas de la Diputación Provincial de Oviedo, cargo al que unirá en 1953 el de Director del Museo Arqueológico Provincial de Oviedo y el de Delegado Provincial del Servicio Nacional de Excavaciones Arqueológicas en 1956, puestos que logra pese a las denuncias a las que le someten por su pasado político. En 1954 obtiene el título de Doctor en Filosofía y Letras, sección Historia en la Universidad Central de Madrid, defendiendo la tesis titulada *El Solutrense en España y sus problemas*, obra de referencia para futuras generaciones de prehistoriadores. En esta época ingresa en la Facultad de Filosofía y Letras de la Universidad de Oviedo como Ayudante de Clases Prácticas (desde 1952 hasta 1955), adquiriendo la categoría de Profesor Adjunto por Oposición de Historia General del Arte y Historia General de la Cultura de la citada Facultad ovetense en 1955, siendo nombrado en 1958 Profesor Encargado de la Cátedra vacante de Historia General del Arte e Historia General de España. En 1960 aprueba la oposición de Profesor Adjunto Numerario de Geografía e Historia de Institutos Nacionales de Enseñanzas Medias con destino del Instituto Femenino de Oviedo. Esta dilatada dedicación como docente y responsable provincial de patrimonio no le impide publicar numerosos libros y artículos a la vez que asiste a congresos nacionales e internacionales, siendo autor del libro *Avance al estudio de la cueva de la Lloseta*

Foto 2. Museo de Oviedo, hacia 1960.

(1957), que mereció el Premio de la Fundación Marqués de Cerralbo concedido por la Real Academia de la Historia. En 1955 es invitado al congreso organizado por la Hugo Obermaier Gesellschaft (Alemania), siendo nombrado en 1957 Secretario de la Sección de Paleonología y Codirector de la Excursión Cantábrica del V Congreso Internacional para el Estudio del Cuaternario y en 1959 Vicesecretario del Comité Ejecutivo del V Congreso Arqueológico Nacional. En 1961 forma parte de la representación española el Simposio *Prehistoric Art of the Western Mediterranean and the Sahara* celebrado en Wartenstein (Austria) invitado por la Wenner-Gren Foundation for Anthropological Research de Nueva York, reunión en la que se formuló la periodización del arte rupestre peninsular. Ese mismo año participa en la Comisión Organizadora del XII Centenario de la Fundación de Oviedo. En su larga estancia en Asturias excava e investiga en numerosas cuevas asturianas con Paleolítico Superior, como las de Bricia, Pindal, Lledías, Cueto de la Mina, Peña de Candamo, Lloseta, Pedroses, Cierro y Cova Rosa. También se preocupa por la Asturias protohistórica, castreña y romana, excavado la necrópolis tumular de Campiello, el dolmen de Baradal, los castros de Arancedo y de Coaña, las Murias de Beloño y de Paraxuga y la ciudad romana de Lancia (León). En 1954 realiza investigaciones prehistóricas y descubrimientos en el antiguo Sahara Español, ahora República Árabe Saharaui Democrática.

En 1962 obtiene por oposición la Cátedra de Arqueología, Epigrafía y Numismática en la Facultad de Filosofía y Letras de la Universidad de Salamanca, puesto docente que ejercerá, en los últimos años como Cátedra de Prehistoria. En la Universidad de Salamanca desempeñará la dirección del Seminario de Arqueología y del Departamento de Prehistoria hasta su jubilación, así como la dirección del Comité Editorial de la prestigiosa revista *Zephyrvs*, que alcanzará bajo su tutela una elevada calidad científica y su más alta distribución internacional; además compagina docencia e investigación con la administración universitaria, siendo Decano de la Facultad de Filosofía y Letras entre 1972 y 1976 y posteriormente de la Facultad de Geografía e Historia entre 1981 y 1984. En Salamanca desempeña igualmente cargos de responsabilidad en la gestión cultural, como Delegado de Zona del Servicio Nacional de Excavaciones Arqueológicas del Distrito Universitario de Salamanca (1963) y Consejero Provincial de Bellas Artes de Sala-manca (1969), participando también a escala nacional en otras muchas comisiones científicas como la Comisión Técnica del Patronato de la Cueva de Altamira (1976), Comisión Nacional para la Conservación del Arte Rupestre (1979) y Comisión Científica del Patronato de la Cueva de Nerja (1979-1992). Su gran inquietud le lleva por todo el territorio peninsular y así, realiza investigaciones en las cuevas paleolíticas de Ojo Guareña y Atapuerca (Burgos), la Pileta (Málaga), Mallaetes (Valencia), Cova Rosa (Asturias), Maltravieso (Cáceres) y Nerja

Foto 3. Salamanca, 1962.

(Málaga), esta última con doce campañas de excavación. El mundo de los castros asturianos le seguirá entusiasmando, como lo demuestran sus excavaciones en Coaña, Mohías y San Chuis, otro hito de su recorrido, con diez campañas de excavación. En Salamanca y su entorno excava en *Castra Cecilia* y Botija (Cáceres), en el dolmen de Villarmayor y en la necrópolis tumular de El Guijo de las Navas, en el poblado de Peña Meces (todos ellos en Salamanca) y en el barrio antiguo de Salamanca. También realiza investigaciones en Portugal, donde dirige las excavaciones en el poblado protohistórico de San Martinho en Castelo Branco y forma parte de la comisión internacional para la salvaguarda del arte rupestre del Tassili (Argelia).

Presidente del XI Congreso Nacional de Arqueología celebrado en Mérida en 1968, ha participado como miembro de los comités organizadores, comunicante y ponente en numerosos congresos nacionales e internacionales, formando parte de la representación española en algunos de estos últimos (VIII Congreso de UISPP, Belgrado, 1971; Colloque sur L'Epipaleolithique Mediterraneen occidental, Aix-en-Provence, 1972; 8º Congreso Internacional de Arqueología, Kioto, 1973; IX Congreso de la UISPP, Tautavel, 1976; IV Congreso Nacional de Arqueología, Lisboa 1980; Colloque International d'Art Mobielier Paléolithique, Toulouse, 1987; Second International Conference on Religion and Society in the Prehistoric Mediterranean, Valleta, Malta, 1988). Igualmente, ha sido organizador de congresos y reuniones en el seno de la Universidad de Salamanca, como los I y II Congreso Nacional de Numismática (1972, 1974), el Coloquio Internacional sobre Arte Esquemático de la Península Ibérica (1982), II Coloquio sobre Lenguas y Culturas Prerromanas de la Península Ibérica (1977), I Coloquio Internacional sobre la Edad del Hierro en la Meseta Norte (1984) y I Coloquio Internacional sobre Religiones Prehistóricas de la Península Ibérica (1987). Ha sido profesor invitado en cursos de verano de diferentes universidades españolas y portuguesas, como la Universidad Internacional Menéndez Pelayo de Santander y la Universidad de Lisboa.

Es miembro de numerosas sociedades científicas, institutos de investigación y academias entre las que destacan el Instituto Arqueológico Alemán, la Société Préhistorique de L'Ariège, el Real Instituto de Estudios Asturianos, la Real Sociedad Española de Historia Natural, el Grupo Español de Trabajo del Cuaternario (antecesor de AEQUA), INQUA, la Associaçâo dos Arqueólogos

Foto 4. Salamanca, mayo de 1990.

Portugueses, la Real Sociedad Española de Historia Natural, el Instituto Internacional de Estudios Ligures, el Centro Camuno di Studi Prehistorici, el Centro de Estudios Salmantinos, la Real Academia de Bellas Artes de San Fernando, la Real Academia de la Historia, la Real Academia de Córdoba de Ciencias, Bellas Letras y Nobles Artes, el Instituto Cultural Luso Español, la Asociación Española de Arte Rupestre y la Academia Portuguesa da Historia.

Su actividad científica se centró básicamente en el estudio del Paleolítico Superior, el Arte Rupestre Paleolítico y Postpaleolítico, la Cultura Castreña asturiana y las religiones prehistóricas, plasmando los resultados de sus investigaciones en más de dos centenares de artículos en revistas nacionales e internacionales, así como en actas de congresos y monografías, producción que cronológicamente se extiende durante medio siglo XX (entre 1945 a 1994). Es autor de varios libros de carácter general, destacando entre ellos la "Prehistoria" en la *Historia de Asturias* (Ayalga Ediciones, Salinas, 1977), el tomo dedicado a la "Antigüedad" en la *Historia del Arte Hispánico* (Editorial Alhambra, Madrid, 1.978) en colaboración con J. M. Blázquez y el capítulo dedicado al "Paleolítico" en el tomo de Prehistoria de la *Historia de España* (Ed. Gredos, Madrid, 1986), y de varias guías de yacimientos españoles como la *Guía de las cuevas prehistóricas asturianas* (Ed. Ayalga, 1976), y las guías de la Cueva de Candamo, el Castro de Coaña y la Cueva de Maltravieso.

Foto 5. En el Simposio de Prehistoria (cueva de Nerja) en 1998.

Tras su jubilación en 1984, fue nombrado Profesor Emérito de la Facultad de Geografía e Historia de la Universidad de Salamanca (1985-87). Ha sido distinguido con la Medalla "Altamira" concedida por el Ateneo Científico, Literario y Artístico de Madrid (1.968), la Medalla de Oro de la Universidad de Salamanca (1983) y la Presidencia de Honor del Centre Alcoià d'Estudios Historics l'Arqueologies de Alcoi (1984), recibiendo homenajes en Salamanca, Alcoi, Oviedo, León y Nerja, localidad malagueña cuyo ayuntamiento en pleno le dedicó una calle en 1997 por su dedicación al estudio de la Cueva de Nerja. (Foto 6).

Este polígrafo alcoyano es un referente imprescindible de la Prehistoria y la Arqueología española del siglo XX, situado a caballo entre los "padres de la Prehistoria" a los que conoció personalmente y las actuales generaciones de prehistoriadores y arqueólogos a las que contribuyó a formar como lo demuestran las numerosas Tesis de Licenciatura y Doctorales por él dirigidas. Iniciador en España de la moderna práctica arqueológica en la que implica a investigadores de otros campos del saber, su obra se caracteriza por contemplar una investigación multi e interdisciplinar, siempre abierta a nuevas ideas y experiencias. Sus atrevidas y criticadas hipótesis sobre el origen y cronología del arte levantino y esquemático fueron confirmadas por recientes descubrimientos, ocurriendo lo mismo con sus opiniones sobre el origen de los castros asturianos. En cuanto al Paleolítico Superior, su obra sobre el Solutrense todavía resulta una referencia imprescindible para los estudiosos del tema, e igualmente ocurre en relación a la cronología del arte paleolítico. Alejado de cualquier idea dogmática, su trayectoria profesional y personal se caracteriza por una fuerte componente heterodoxa y un marcado espíritu crítico que le permiten realizar una obra independiente y libre de ataduras.

Finalmente, se reseñan aquellas publicaciones que tienen una mayor importancia en relación con las investigaciones llevadas a cabo por el autor en diferentes temas sobre la región asturiana:

Jordá Cerdá, F. (1952). Sobre unos huesos grabados magdalenienses. *B.I.D.E.A.*, 17, 3-10. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1953). La Cueva de Tres Calabres y el Solutrense en Asturias. *B.I.D.E.A.*, 18, 46-58. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1954). La cueva de Bricia (Asturias), *Boletín del Instituto de Estudios Asturianos*, VIII, XXII, 169-196. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. y Berenguer Alonso, M. (1954). La Cueva de El Pindal (Asturias). *B.I.D.E.A*, 23, 337- 364. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1955). Sobre las puntas de hueso de base hendida del Magdaleniense Cantábrico. *Crónica del III C.N.A.* (Galicia, 1953), 49-51, 2 láms. Zaragoza.

Jordá Cerdá, F. (1955). Sobre los ciclos del arte rupestre cantábrico. *Congreso Esp. para el Progreso de las Ciencias* (Oviedo, 1954). Madrid.

Jordá Cerdá, F. (1955). Notas sobre el Musteriense de Asturias. *B.I.D.E.A.*, 25, 209-230. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1956). Notas sobre la Cueva de El Cueto de Lledías (Asturias). *Crónica del IV C.I.C.P.P.* (Madrid 1954), 405-408. Zaragoza.

Jordá Cerdá, F. (1956). Notas sobre técnicas y cronología del Arte rupestre paleolítico de España, *Speleon*, VI, 197-224, 9 figs. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1957). Comentarios al arte rupestre de Asturias. *Boletín del Instituto de Estudios Asturianos*. Separata del nº 32, 3-21. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1957). La España de los tiempos paleolíticos. *Las Raíces de España*. Instituto Español de Antropología Aplicada. 28 pp. Madrid.

Jordá Cerdá, F. (1957). Prehistoria de la Región Cantábrica. *S.I.A. de la Diputación Provincial de Asturias.* pp. 57-72. Oviedo.

Hernández Pacheco, F., Llopis Lladó, N, Martínez, J.A. y Jordá Cerdá, F. (1957). Guía de la Excursión nº 2. El Cuaternario de la Región Cantábrica. *V Congreso Internacional del I.N.Q.U.A.* 72 pp. Oviedo.

Llopis Lladó, N. y Jordá Cerdá, F. (1957). Mapa del Cuaternario de Asturias. *V Congreso Internacional del I.N.Q.U.A.*, Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1958). *Avance al estudio de la Cueva de la Lloseta (Ardines, Ribadesella, Asturias*). S.I.A. de la Diputación Provincial de Asturias. 100 pp. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1958). La decoración lineal del Magdaleniense III y algunos tectiformes rupestres del arte cantábrico, *Speleon*, 8, 3-10. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1958). Una nueva estela romana en Asturias. B.*I.D.E.A.*, 35442-450. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1959). Cronología del Asturiense. *V Congreso Arqueológico Nacional de Zaragoza*, 63-66. Zaragoza.

Jordá Cerdá, F. (1960). *Guía de la Cueva de la Peña de Candamo*. SIA de la Diputación provincial de Asturias. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1963). Notas sobre la cultura dolménica en Asturias. *Archivum*, 12, 16-38. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1964). Sobre técnicas, temas y etapas del Arte Paleolítico de la Región Cantábrica. *Zephyrus*, XV, 5-25. Salamanca.

Jordá Cerdá, F. (1969). *Guía del Castrillón de Coaña (Asturias)*. Colección Opera Minora del Seminario de Prehistoria y Arqueología de la Universidad de Salamanca. 20 pp. s.n. Salamanca.

Jordá Cerdá, F. y Mallo Viesca., M. (1972). Las Pinturas de la Cueva de las Herrerías, (Llanes, Asturias). *Biblioteca Zephyrus*, vol. II Seminario de Prehistoria y Arqueología de la Universidad de Salamanca. 46 pp. 8 láms. Salamanca.

Jordá Cerdá, F., García Domínguez, E. y Aguadé, J. (1973). Notas sobre los Túmulos de Campiello (Tineo) y su Edad Postdolménica. *Zephyrus*, XXIII-XXIV, 131-152, 4 láms. Salamanca.

Jordá Cerdá, F. (1976). Guía de las cuevas prehistóricas asturianas. *Biblioteca Popular Asturiana*, II. Ayalga Ediciones. 167 pp. Salinas (Asturias).

Jordá Cerdá, F. (1980). Prólogo con notas al Magdalenense Cantábrico, en La Cueva de La Paloma. Soto de las Regueras (Asturias). *Excavaciones Arqueológicas en España*, 116, 9-17. Ministerio de Cultura. Madrid.

Jordá Cerdá, F. (1982). Los pueblos prerromanos y la cultura castreña en Asturias. *La Nueva España*, 24.

Jordá Cerdá, F., Fortea, F.J. y Corchón, S. (1982). Nuevos datos sobre la edad del Solutrense y Magdaleniense medio cantábrico. Las fechas de C-14 de la Cueva de las Caldas (Oviedo. España). *Zephyrus*, XXXIV-XXXV, 13-16. Salamanca.

Jordá Cerdá, F. (1983). *Nueva guía del Castro de Coaña (Asturias)*. Guías de Arqueología Asturiana, l. 31 pp. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1984). Notas sobre la cultura castreña del noroeste peninsular. *Memorias de Historia Antigua*, VI, 7-14. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1984). Notas sobre la cultura castreña del noroeste peninsular. *Memorias de Historia Antigua*, VI, 7-14. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1987). Sobre la tardía celtización de Asturias. *Actas del IV Coloquio sobre lenguas y culturas paleohispánicas. VELEIA*, 2-3, 261-264. Vitoria.

Jordá Cerdá, F., Manzano Hernández, M.P., Jordá Pardo, J.F., González-Tablas Sastre, F.J., Carrocera Fernández, E. y Bécares Pérez, J. (1989). El castro asturiano de San Chuis. *Revista de Arqueología*, 95, 38-48 (y nº. 96, fé de erratas). Madrid.

Jordá Cerdá, F. (1990). Informe preliminar sobre las excavaciones arqueológicas en el Castro de San Chuis (Beduledo, Allande) Asturias. Campaña de 1986. *Excavaciones arqueológicas en Asturias 1983-86*, 153-156. Consejería de Educación, Cultura y Deportes del Principado de Asturias. Servicio de Publicaciones. Oviedo.

# EL PROFESOR LLOPIS LLADÓ: UN REFERENTE DEL ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO Y DEL CUATERNARIO EN ASTURIAS

**Luis M. Rodríguez Terente y Germán Flor**

Ya desde que se dieron los primeros pasos por parte del comité organizador en esta XI Reunión Nacional del Cuaternario, planeó la idea de proponer la presidencia del evento al Profesor D. Francisco Jordá Cerdá y llevar a cabo también un modesto, pero sentido homenaje, al Profesor Noel Llopis Lladó, no tanto como fundador de la sección de Geología de la Universidad de Oviedo, un motivo de agradecimiento permanente por parte de la sociedad asturiana y de los geólogos formados en esta institución, sino como impulsor de los estudios sobre el Geomorfología y Cuaternario en Asturias.

Precisamente, el nexo de unión de ambos investigadores parte de su participación en la elaboración de un primer mapa del Cuaternario de Asturias a escala 1/250.000, así como de la organización de la Guía a la Excursión N2, ambas contribuciones al V Congreso Internacional del INQUA celebrado en 1957, en esta última colaborando con F. Hernández-Pacheco y J.A. Martínez Álvarez.

Noel Llopis Lladó representa uno de los últimos naturalistas entre un amplio elenco de personalidades vinculadas a Asturias, como Casiano de Prado, Guillermo Schulz, Charles Barrois, Luis Adaro e Isidoro Parga Pondal. Nacido en Barcelona el 4 de agosto de 1911, se matricula en 1928 en Ciencias Naturales y se licencia en 1932. Amante de la montaña, tanto escalador como senderista, le llevó al campo de la Geología donde enseguida destacó por sus aptitudes para esta ciencia. También la espeleología le interesó durante toda su vida, dándole el carácter científico en sus vertientes morfológica e hidrológica.

Los acontecimientos relativos a la guerra civil hacen que se exilie a Andorra donde, lejos de permanecer inactivo, realiza el mapa geológico de ese principado a escala 1:50.000, que retomaría 25 años después para configurar el publicado con fecha más reciente. Es aquí donde conocería a la que habría de ser su esposa, Dña. María Rosa Areny.

Al terminar la contienda, vuelve a Barcelona, donde sería inhabilitado por un periodo de 5 años, tiempo que empleó en la realización de su Tesis Doctoral, obteniendo en 1943 el título correspondiente de Doctor en Ciencias Naturales con su: *Contribución al conocimiento de la morfoestructura de las Catalánides*, trabajo que fue galardonado con el premio "Juan de la Cierva".

Tras finalizar los años de inhabilitación, obtiene por oposición la Cátedra de Geografía Física y Geología Aplicada de la Universidad de Oviedo, en junio de 1948, una región sin apenas tradición geológica.

Partiendo prácticamente de la nada, es aquí donde inició una etapa extraordinariamente productiva, tanto a nivel científico como de progreso en el desarrollo de la geología regional asturiana.

Al poco tiempo de su estancia en Oviedo, creó el Servicio Geológico del Instituto de Estudios Asturianos y fundó la revista *Speleon*, dedicada a los trabajos de espeleología y Cuaternario. En 1950, propone a la Diputación Provincial, la elaboración del Mapa Geológico de Asturias, a escala 1:25.000, que si bien no llegó a completar, ilustra su buen hacer en las hojas publicadas: Avilés, cabo de Peñas, Oviedo.

En 1953, inicia la publicación de la serie de *Monografías Geológicas de Asturias*, de las que se editaron hasta un total de 14 volúmenes. En 1955, crea el Instituto de Geología Aplicada de la Universidad de Oviedo y en 1957 inicia la publicación de la revista *Breviora Geológica Astúrica*.

La culminación de esta actividad incesante se alcanza en 1958 cuando consigue sea admitida la fundación de la Sección de Geológicas en la Facultad de Ciencias, apareciendo la primera promoción de licenciados en el año 1962. Esta sección permitió la constitución de la Facultad de Geología en 1978 y el actual Departamento de Geología en 1985.

Durante los 11 años de estancia en Oviedo, desempeñó además los cargos de director del Instituto de Geología Aplicada (1953-1961), vicedecano de la Facultad de Ciencias (1956-1958), secretario del Colegio Internacional de Ciencias Naturales de la "Universidad Menéndez Pelayo" de Santander (1958-1962) y jefe del Servicio Geológico del Instituto de Estudios Asturianos (1949-1953). Ni que decir tiene que durante su estancia consiguió crear escuela, de modo que sus discípulos comenzaron a difundir y crear nuevas líneas geológicas.

En 1959 obtiene por oposición la Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica de la Universidad de Madrid, momento a partir del cual es sustituido en Oviedo por la Dra. Carmen Virgili.

Ya en la institución complutense, es nombrado director del Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica de la Facultad de Ciencias, jefe del Departamento de Geología Económica e Hidrogeología del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, vicedirector del Instituto "Lucas Mallada" (1960), siendo además jefe del Departamento de Geología Económica del propio Instituto (1962-1966). Finalmente, organizó el "Instituto de Geología Económica" Consejo Superior de Investigaciones Científicas (1966), del que fue director hasta su muerte.

A lo largo de su vida tuvo estancias en diferentes centros universitarios y de investigación europeos, como Toulouse, Grenoble, París, Marsella, Bruselas, Lausuana, Copenhague, Milán, Leiden, etc.

Fue miembro de correspondiente de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, del Instituto de Estudios Asturianos, de la Comisión Internacional de Estratigrafía, de la Comisión del Mapa Tectónico del Mundo, de la Comisión Internacional del Devónico. Fue nombrado miembro de Honor de la Societé Géologique de Bélgica y de la Sociedad Venezolana de Ciencias Naturales.

En diciembre de 1968, un accidente de tráfico truncó tan brillante carrera, privando a la comunidad geológica de una de los geólogos más insignes y polifacéticos que ha tenido la geología española del siglo XX, e interrumpiendo lo que, sin duda, hubieran sido más y más hallazgos y publicaciones, como los contemplados en su bibliografía extensa, que está compuesta por 197 manuscritos publicados entre 1933 y 1969.

De todas formas, dejó tras de sí numerosos discípulos y colaboradores, algunos de los cuales todavía ejercen su magisterio en diversas universidades españolas, gracias a los cuales su obra ha tenido una continuidad.

Los que le conocieron resaltan de su persona un trato impecable, elogiando su dotes, sin eclipsar una actitud innata para la comunicación; nadie olvida sus clases magistrales, destacando sobre todo un don especial para el dibujo, fácil de apreciar en sus cuadernos de campo y, por otra parte, tan necesario en la labor descriptiva y concisa de todo geólogo de campo.

En justo reconocimiento a su valor como estudioso, el Ayuntamiento de Oviedo le dedicó una calle en la ciudad en octubre de 1988 y la Biblioteca de la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo lleva su nombre (en una vitrina se atesoran sus cuadernos de campo) desde diciembre de 1993.

En sus tres etapas, como bien define Solé Sabarís (1970), de acuerdo con la localización geográfica de su ámbito de trabajo, la segunda pertenece a la estancia asturiana en la que impulsó, además de los estudios tectónicos, la investigación sobre los terrenos paleozoicos y la componente tectónica de la cordillera Cantábrica en relación con la construcción del relieve.

Las especialidades a las que se dedicó fueron, por este orden, la Tectónica, Estratigrafía e Hidrogeología, si bien no fue menor su labor muy destacada en la práctica cartográfica.

Como se ha comentado, si bien la geomorfología tuvo un trato relativamente secundario en su quehacer científico, numerosas actividades sirven para destacar su contribución importante. Por una parte, la creación de la revista *Speleon*, dedicada específicamente a la Espeleología y al Cuaternario, la publicación del mapa de Cuaternario, en colaboración con el profesor Jordá, con motivo del V Congreso del INQUA (1957) y la colaboración en la memoria y participación de la excusión de dicho evento en el que se incluyen numerosas notas sobre depósitos, formas del relieve costero, rellenos de cuevas, hallazgos paleontológicos, etc. Son destacables las contribuciones al estudio del relieve en la región central asturiana (1951, 1954 y 1961), que supone la primera aportación fundamental para el conocimiento de las unidades y evolución a lo largo de la construcción alpina de la cordillera Cantábrica, el macizo de los Picos de Europa (1955, 1958), estudios de las rasas costeras y sus depósitos (1955), los rellenos en

cuevas cárstica y la fauna acompañante (1955 y 1956), o con una componente prehistórica (1953) y muchas otras acompañando a estudios de índole diversa, como geológicos en general (hojas geológicas), tectónicos, metalíferos, hidrogeológicos, cartográficos, etc.

Centrados en los aspectos científicos que interesan en este caso, cabe destacar la labor del profesor catalán en sus dotes para promover numerosas iniciativas en aras de los estudio sobre la Geomorfología, tanto a nivel de la investigación como de su difusión.

Foto 1. D. Noel Llopis Lladó (izquierda de la fortografía) con D. Eduardo de Fraga y sus esposas, la de D. Noel junto a este último.

En su discurso de apertura del Curso Académico 1.950/51 en la Universidad de Oviedo propone una división del relieve y su evolución que ha servido de base para que, todavía recientemente, Peón en 1992, llevara a cabo la sistematización más completa de los rasgos del relieve hasta el presente. La definición de diferentes superficies de erosión continental, escalonadas altimétricamente, y niveles de terrazas fluviales de la zona central asturiana todavía conservan una cierta originalidad.

Este autor (Llopis Lladó, 1950a) divide la cordillera cántabro-astúrica, transversalmente, en dos grandes unidades morfotectónicas: 1) *región astúrica* u occidental paleozoica y 2) *región cantábrica* u oriental mesoterciaria; siguiendo un criterio geográfico, supeditado a la tectónica, la divide longitudinalmente en varias unidades morfológicas, diferenciando también otras dos unidades: litoral y región interior. Dentro de la litoral, separa otras tres: zona de rasas y terrazas litorales, serranías costeras y líneas de depresiones y valles longitudinales prelitorales. Dentro de la región interior: zona de sierras prelitorales externas, de la que forman parte los Picos de Europa y la región de altas serranías interiores de la divisoria cántabro-castellana.

Llopis Lladó (1954), centrándose en la región central asturiana, se remonta a una penillanura pretriásica o posthercínica, deformada en meganticlinal, tanto en dirección N-S como de O a E, que significaría el punto de partida de la evolución morfológica de Asturias, como relieve más antiguo. Habría evolucionado profundamente hasta constituir las cumbres divisorias de la Cantábrica que, en el área de Pajares, estaría representada por un "gipfelflur" cuya altura media representativa se situaría a los 2.400 m, con algún resto de la penillanura deformada en Peña Ubiña, Cuitu Negro y Los Celleros. Este motivo morfológico tendría su continuación en otro nivel situado a 1.650-1.720 m,

Foto 2. D. Noel Llopis Lladó (en el centro con su señora) reunido con la primera promoción de Geológicas de Oviedo, una vez instalado definitiva en su cátedra de Madrid, y algunos profesores con motivo de la celebración en 1962 de su licenciatura en el Hotel Principado la capital asturiana.

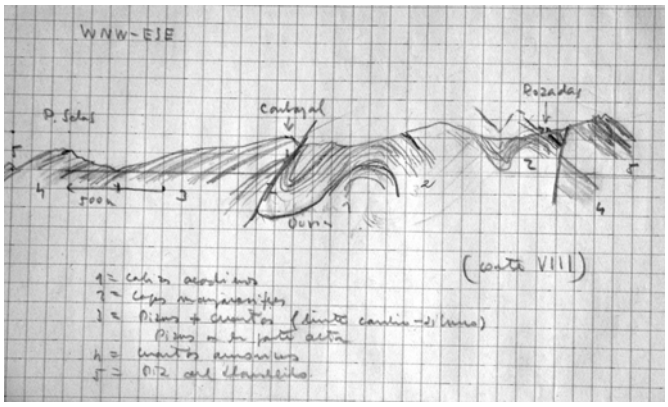
representado en la sierra del Aramo, desgajado del anterior, que se habría hundido por una gran falla de trazado E-O. Admite una evolución policíclica que partiría del Terciario, momento en el que se formaron seis niveles de penillanuras, encajadas unas en otras (N1: 1.350-1.400 m o "nivel de cordales", formando las cumbres de La Magdalena (1.200 m); N2: 950-1.000 m, representativo de los "niveles de cabecera"; N3: 620-625 m (el nivel del Naranco entre 600-800 m); N4: 340-450 m (el de Oviedo a 340 m); N5: 190-250 m y N6: 120-140 m) en relación con otros tantos ciclos de erosión, que tuvieron lugar en el Mioceno y Plioceno. La evolución posterior se haría de acuerdo con una dinámica diferencial (apalachense). La penillanura paleógena estaría deformada en meganticlinal, tanto en dirección E-O, como N-S, relacionándose la superficie de 1.600-1.700 m con la superior de 2.400 m mediante una gran falla de dirección E-O, que desnivelaría los bloques.

Entre el Macizo occidental de los Picos de Europa, un horst elevado con retoque glaciar importante y cárstico, y el mar define una serie de superficies escalonadas (Llopis Lladó, 1958). La zona de cumbres de Peña Santa culmina a 2.596 m. Nomina la Plataforma del Enol como una superficie de 4 a 6 km de anchura, elevada suavemente entre los 1.000 y 1.400 m, de forma que la sierra del Cuera (en la costa de Llanes) habría derivado de ésta. Aunque pudieron haber intervenido fallas verticales de tipo germánico en el dislocamiento.

Foto 3. D. Noel Llopis señalando hacia los testigos rocosos sobre el suelo en una práctica de campo en las afueras de Oviedo con los alumnos de la primera promoción de geológicas de Oviedo. Verano de 1959.

Este horst elevado representaría el efecto de la erosión diferencial de un relieve procedente del plegamiento herciniano rejuvenecido por la alpídica. El último nivel se correlacionaría con la plataforma litoral o rasa de 120 m. Desde el punto de vista estructural, el estilo tectónico vendría definido por fracturas verticales de estilo germánico que separarían grandes bloques.

A)




B)

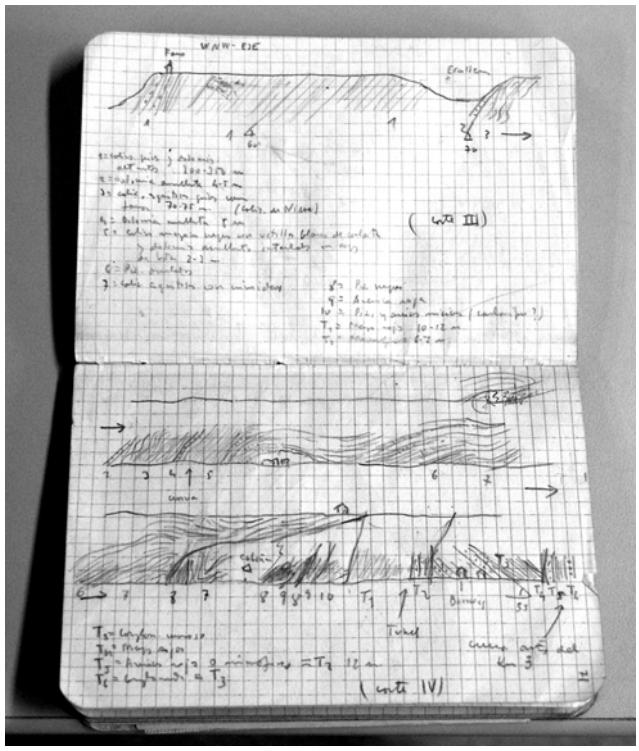



Foto 3. Detalle de una libreta de campo (Cuaderno XI. Asturias) en la que recoge sendos cortes geológicos. A) Boal (25-V-1955) y B) Margen derecha del estuario de Avilés en el faro de Nieva (28-V-1955).

Llopis Lladó y Martínez Álvarez (1960) diferencian los relieves residuales de la zona occidental asturiana en forma de gipfelflur entre 950 y 1.050 m (G), una penillanura residual (P) entre 790 y 810 m y, por último, el nivel citado anteriormente como N1, entre 600 y 650 m de altitud.

En cuanto al relieve costero, Llopis Lladó (1962) define el ejemplo de escalonamiento con mayo número de niveles de rasas en el cabo de Peñas: 1) nivel de 200 m, que desciende hasta 80-90 m, 2) nivel de 50-60 m, que puede llegar hasta los 40 m, 3) nivel de 15-20 m y 4) rasa de 7-8 m. Esta propuesta ha permitido detallar posteriormente un número mayor de superficies de erosión costera. Llopis Lladó (1965) deduce una fragmentación en bloques durante el alpídico con dovelas o bloques, fosas y horst para la región de Peñas y la ría de Avilés sería una verdadera fosa tectónica limitada por escalones de dovelas.

La correcta correlación entre la actividad tectónica y las respuestas geomorfológicos encuentran una buena muestra en sus trabajos sobre la región de cabo de Peñas y los alrededores de Avilés, donde, además, propone una evolución del campo de dunas de Salinas de una clarividencia total.

Sus contribuciones sobre el karst, un gran aficionado a la Espeleología, son dignas de tenerse en cuenta, encontrando en la revista *Speleon* un foro para publicar contribuciones novedosas sobre cuevas asturianas y de otras regiones, abierto a aquellos investigadores interesados en esta temática.

Como colofón de esta breve memoria, se citan seguidamente dos referencias de los biógrafos que se han ocupado de su aspecto humano y científico (Águeda Villar, 1970 y Solé Sabarís, 1970), los cuales ofrecen una recopilación de toda su obra publicada:

Águeda Villar, J.A. (1970). Nota Necrológica. Noel Llopis Lladó. *Bol. R. Soc. Espa. Hist. Nat (Geol.)*, 68, 5-8.

Solé Sabarís, L. (1970). Noel Llopis Lladó: el hombre y su obra (1911-1968). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 1, XIII-XLVII.

Asimismo, se incluyen los trabajos más sobresalientes en relación con sus aportaciones a la geomorfología y al Cuaternario de Asturias:

Llopis Lladó, N. (1950a). Mapa Geológico de los alrededores de Oviedo (escala 1/25.000). *Pub. Serv. Geol. I.D.E.A.* Oviedo.

Llopis Lladó, N. (1950b). *Los Rasgos Morfológicos y Geológicos de la Cordillera Cántabro-Astúrica*. Discurso de Apertura de Curso 1.950-1.951. Universidad de Oviedo. 51 p.

Llopis Lladó, N. (1950c). Mapa Geológico de las sierras de la Coruxera, La Mostayal y Monsacro (escala 1:25.000). *Pub. Serv. Geol. I.D.E.A.* Oviedo.

Llopis Lladó, N. (1951). Los rasgos morfológicos y geológicos de la Cordillera Cántabro-astúrica. Discurso inaugural del curso académico 1950-51. Universidad de Oviedo. *Trab y Mem. Lab. Geología*. Univ. Oviedo. Fac. Ciencias, II: 9-51.

Llopis Lladó, N. (1953). Estudios hidrogeológicos y prehistóricos en Posada (Llanes). *Speleon*, IV, 266. Oviedo.

Llopis Lladó, N. (1954a). El relieve de la región central de Asturias. *Estudios Geográficos*, 57, 501-550.

Llopis Lladó, N. (1954b). Sobre la tectónica de Asturias. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Tomo Extraordinario. Hom. a E. Hernández Pacheco)*: 415-429.

Llopis Lladó, N. (1955). Depósitos cuaternarios del valle de Proaza (Trubia, Asturias). *Speleon*, VI, 225. Oviedo.

Llopis Lladó, N. (1955). Los depósitos de la costa cantábrica entre los cabos Busto y Vidío (Asturias). *Speleon*, VI, 333-347. Oviedo.

Llopis Lladó, N. (1958). Sobre el karst actual y fósil de la terminación oriental de la sierra de Cuera y sus yacimientos de hierro y manganeso. *Speleon*, 9, 3-59. Oviedo.

Llopis Lladó, N. (1962). Estudio de la región del Cabo de Peñas. Mapa Geológico de Asturias. Hojas nº 1 y 2 (escala 1:25.000). *I.D.E.A.*, 235-348. Excma. Diputación Provincial de Oviedo.

Llopis Lladó, N. (1965). Estudio geológico de los alrededores de Avilés. *Mapa Geológico de Asturias*. Hoja nº 5 (escala 1:25.000*). Bol. Inst. Geol. Min. Esp*., 76: 75-142.

Llopis Lladó, N. y Jordá Cerdá, F. (1957). Mapa del Cuaternario de Asturias (escala 1/250.000). *INQUA. V Congr. Intern*. Oviedo. Diputación Provincial de Oviedo.

Llopis Lladó, N. y Martínez Álvarez, J.A. (1960). Sobre el Terciario continental del occidente de Asturias y su significación morfotectónica. *Brev. Geol.Astúrica*, 4, 3-18.

# CONFERENCIA

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# CARACTERIZACIÓN PALEOANTROPOLÓGICA DEL HOMBRE DE SIDRÓN

**Palaeanthropological characterization of the man's Sidrón**

J. E. Egocheaga Rodríguez

Área de Antropología. Departamento de Biología de Organismos y Sistemas. C/ Catedrático Rodrigo Uría s/n, 33006 Oviedo (Asturias). Universidad de Oviedo.

egochea@sci.cpd.uniovi.es

## Antecedentes

La cueva de Sidrón, como yacimiento arqueológico, era ya conocida cuando en 1994 aparecen los fósiles de homínidos a los que nos vamos a referir a continuación e, incluso, estaba catalogada entre los bienes de protección especial a causa de las características de la fauna que albergaba.

En junio de 1975 Tomás Pinto, del Grupo Montañero *Torrecerredo*, publica en la revista del Grupo un artículo en el que se describe la cueva de Sidrón así como el hallazgo, en una sala del nivel superior, de restos de una hiena de las cavernas y un conchero, y un conjunto de signos de difícil interpretación, pintados y grabados, en las paredes de una galería tubular y de difícil acceso, también del nivel superior de la cueva. Algunos años después, en la *Enciclopedia Temática de Asturias* (Rodríguez Muñoz, 1981) y también en el *Boletín del RIDEA (*Barros *et al.*, 1980*)*, así como en la revista *Piloña* (Caso, 1998), se publicaron numerosos trabajos sobre la cueva de Sidrón, motivando el interés de los curiosos por visitarla, promoviéndose visitas organizadas por los Centros Escolares de la zona, todo lo cual condujo al abuso en la recogida de "recuerdos", pintadas y grabado de paredes y pisoteo y "exploración" indiscriminados.

Entre 1989 y 1990 parece ser se extrajo de la cueva una calotta de un homínido primitivo, hoy en paradero desconocido, y de cuyo hecho se hicieron eco los medios de comunicación social en diciembre de 1998 a raíz del desvelamiento del hallazgo de 1994, lo que incentivó nuevamente las visitas incontroladas.

## Historia del descubrimiento del Hombre de Sidrón

El 23 de marzo de 1994, en una de sus muchas visitas de exploración a la cueva de Sidrón, en el municipio asturiano de Piloña (zona centro-oriental), cuatro espeleólogos deportivos, C.A. del Río, A. Prendes, F.J. del Río y J.J. Martínez, encontraron dos hemimandíbulas humanas de diferentes individuos que atribuyeron a fallecidos durante la Guerra Civil y que tras consultar con algunas personas (véase el diario *La Nueva España*, 30.11.98) decidieron hacer entrega de las mismas a la Guardia Civil de Gijón quien levantó el correspondiente Atestado. Unos días después se realizó una inspección ocular del interior de la cueva por el Grupo de Montaña del Cuerpo y se comprueba la existencia de más restos, se identifica el lugar y se levanta un croquis y de todo ello se da traslado el día 29 al Juzgado de Infiesto en donde es incoado el correspondiente expediente judicial y se solicita informe del forense, quien dictamina la naturaleza humana de los numerosos restos recogidos y recomienda su envío al Instituto Anatómico y Forense de Madrid, en donde permanecerán desde el 10.04.94 hasta el 2.12.98 siendo recuperados por la Consejería de Cultura del Principado de Asturias junto con el informe del IAF en el que se recoge la identificación anatómica de los fósiles y su asignación al Hombre de Neandertal.

Recuperados los restos por la Consejería de Cultura del Gobierno del Principado, la Dirección General de Cultura encargó el correspondiente dictamen acerca de la autentificación e interés arqueológico de los restos óseos a la Dra. Garralda, de la Universidad Complutense de Madrid, que ya se había ocupado del estudio del "Hombre de los Azules", quien se hizo acompañar por el Dr. Vandermeersch de la Universidad de Burdeos, especialista en los llamados "Neandertales de Levante" (Palestina). En un rápido y breve informe, estos investigadores atribuyeron los restos óseos a una forma primitiva de *Homo sapiens*, por lo que al contradecir las conclusiones recogidas en el informe del equipo del Dr. Prieto del Instituto Anatómico Forense, así como las apreciaciones de la Comisión Técnica Asesora Multidisciplinar, nombrada al efecto por la Consejería de Cultura del Principado, aquélla recomendó que se practicara un nuevo dictamen, el cual se encargó al doctor Emiliano Aguirre, Catedrático de

Paleontología de la Universidad Complutense y Director de las excavaciones del yacimiento de Atapuerca (Burgos). El Profesor Aguirre y su colaborador del Museo Nacional de Ciencias Naturales y también miembro del equipo de Atapuerca, Dr.Antonio Rosas, después de un exámen de los fósiles concluyeron, apoyándose especialmente en la morfología de las mandíbulas, que los fósiles deberían ser atribuidos al grupo de los neandertales, lo que algunos meses más tarde tras la elaboración más detenida de los datos recogidos, confirmarán el diagnóstico en un artículo científico publicado en una revista de la especialidad (Rosas y Aguirre, 1999), subrayando, además, la notable primitividad morfológica de estos fósiles lo que les aproxima al *H. heidelbergensis* presente en Atapuerca-SH, así como a las formas de los Neandertales antíguos de Krapina, Regourdou, L'Arago II y algunos otros fósiles de Paleoantrópidos del Pleistoceno Medio y Superior. La presencia de simplesiomorfías, su inadecuada o diferente valoración y la ausencia de claras autapomorfías neandertales en estos fósiles, probablemente fueron las razones de su confusa y controvertida valoración inicial. Todo ello venía a refrendar las primeras apreciaciones que sobre la importancia del Hombre de Sidrón manifestaron los expertos de la Universidad de Oviedo.

Establecido, pues, el alto interés del hallazgo para la Arqueología asturiana así como para un más completo conocimiento desde la Paleoantropología de una especie de Homínido tan interesante como *Homo neanderthalensis*, la Consejería de Cultura, consciente de su responsabilidad en la protección del Patrimonio Cultural, encargó a los profesores de la Universidad de Oviedo, Fortea y Rodríguez Asensio, del Departamento de Historia, y Egocheaga, del Departamento de Biología de Organismos y Sistemas, un Plan de Actuaciones sobre el yacimiento arqueológico de la cueva de Sidrón, así como para el estudio de la muestra completa de los fósiles; dicho Plan se desarrollaría en base al Convenio Marco de Colaboración subscrito entre el Gobierno del Principado de Asturias y la Universidad.

**El proyecto de investigación**

Con fecha 18.01.99 el equipo de investigadores elaboró una Memoria en la que se proponía a la Consejería de Cultura del Gobierno del Principado un Plan de Acción para la protección del Yacimiento y de las obras de acondicionamiento necesarias para la excavación del mismo a la vez que se recomendaba que la Unidad de Antropología Física del Departamento de Biología de Organismos y Sistemas de la Universidad de Oviedo iniciara inmediatamente el estudio paleoantropológico de los fósiles y se asignara a la Unidad de Prehistoria del Departamento de Historia de la Universidad de Oviedo las labores de excavación arqueológica del yacimiento. A tal efecto se desarrolló el Proyecto para el estudio que sería financiado en base al Convenio Marco de Colaboración entre la Universidad de Oviedo y el Gobierno del Principado y cuyos contenidos se desglosan en los siguientes apartados:

I.- A Nivel Arqueológico:

*Levantamiento cartográfico de la cueva

*Estudio geomorfológico y sedimentológico de la cueva

*Excavación y reconstrucción de los niveles arqueológicos del yacimiento

*Reconstrucción cronoestratigráfica

II.- A Nivel Paleoantropológico:

*Limpieza, reconstrucción, catalogación y siglado de los fósiles

*Análisis tafonómico

*Análisis morfológico

*Determinación del número mínimo de individuos

*Determinación taxonómica

*Análisis paleobiológico y paleoecológico

*Datación

El Proyecto delimitaba claramente las funciones asignadas a cada grupo de investigación al objeto de que los trabajos pudieran iniciarse inmediatamente y las responsabilidades quedaran perfectamente establecidas.

Por resolución de la Ilma. Sra. Consejera de Cultura del Gobierno del Principado de Asturias, el 25.03.99 los fósiles fueron depositados para su estudio en el Laboratorio de Osteología, Antropología Dental y Paleoantropología del Departamento de Biología de Organismos y Sistemas de la Universidad de Oviedo y, en la primavera del mismo año, se iniciaron los trabajos cartográficos y las obras de acondicionamiento e infraestructuras de la cueva de Sidrón ordenadas por la Dirección General de Cultura, mientras que por decisión del Profesor Fortea las excavaciones no se iniciarían hasta el verano del siguiente año.

A principios del año 2001, la Consejería de Educación y Cultura del Gobierno del Principado de Asturias decide suspender la financiación del estudio paleoantropológico, si bien se continuaría con las excavaciones. No

obstante, mediante una Resolución del Ilmo. Sr. Consejero de Educación y Cultura del Gobierno del Principado de fecha 9 de mayo de 2001 se garantizaría la permanencia de la Muestra SDR-1994 en la Unidad de Antropología Física por tres años más, al objeto de asegurar la continuidad del estudio y ante la perspectiva del aumento del tamaño de la muestra como resultado de las campañas de excavación del yacimiento, lo que desaconsejaría tanto su fraccionamiento como la interrupción de las líneas de investigación iniciadas lo que, sin duda, lesionaría gravemente la visión unitaria de la investigación y, consecuentemente, las conclusiones a que se pudiera llegar, disposiciones que, si embargo, no se mantuvieron. A partir de julio de 2001, los estudios sobre la muestra SIDRON-1994 continuaron sin financiación y los nuevos fósiles extraídos en las excavaciones regladas llevadas a cabo por el equipo del Profesor Fortea fueron segregados, por su decisión personal y encomendado su estudio a diferentes investigadores, sin que hasta el momento se hayan publicado ni se nos hayan comunicado los resultados obtenidos, con el evidente prejuicio de la investigación en marcha.

**Materiales, métodos y técnicas**

La muestra de fósiles SDR-1994

La muestra inicial, denominada "MUESTRA SDR-1994" para diferenciarla de la obtenida en las excavaciones regladas desde el año 2000, consta de más de 140 piezas inventariadas que representan a diferentes regiones anatómicas y huesos del esqueleto de varios individuos, como se relacionan en el siguiente inventario:

I. CRÁNEO:

- 4 pequeños fragmentos dificilmente identificables.
- 7 restos mandibulares que incluyen una mandíbula casi completa con 12 dientes, una hemimandíbula izquierda con 7 dientes y parte de la región anterior de la hemimandíbula derecha que conserva el incisivo lateral.
- 4 piezas dentarias desprendidas de sus alveólos.
- 1 cuerpo de hioides.

II. ESQUELETO AXIAL:

- 5 fragmentos vertebrales.
- 8 fragmentos costales.

III. ESQUELETO APENDICULAR:

- 6 fragmentos de huesos de cintura escapular.
- 27 fragmentos de huesos largos del estilópodo y zeugópodo del miembro superior que incluyen un húmero casi completo reconstruido a partir de dos porciones.
- 3 huesos carpianos.
- 18 huesos metacarpianos en su mayoría incompletos.
- 14 falanges de la mano.
- 1 fragmento del hueso iliaco.
- 14 piezas óseas del estilópodo y zeugópodo del miembro inferior que incluyen 3 rótulas en distinto grado de conservación.
- 8 huesos y fragmentos tarsales en distinto grado de conservación.
- 17 huesos y fragmentos de huesos metatarsales.

Las anteriores piezas óseas fósiles incluyen, después de nuestro trabajo de laboratorio, algunos fragmentos de huesos procedentes de varias bolsas remitidas por el IAF y etiquetadas como "material no identificado", conteniendo restos óseos de homínido y de fauna y con los que se ha completado la reconstrucción de algunos de los fósiles incluidos en el listado precedente.

**Análisis y discusión de los resultados**

De acuerdo con el proyecto elaborado, el estudio paleoantropológico de la muestra SDR-1994 vendría orientado a dar respuesta a algunas de las cuestiones más urgentes planteadas en relación con la aparición de los fósiles. Se ha de tener en cuenta, además, que se trata de los fósiles de homínidos más antiguos encontrados en los yacimientos asturianos, ansiosamente esperados, y que representan el conjunto de fósiles del Hombre de Neandertal más numeroso e importante, por su calidad, de la península Ibérica lo que ofrece un alto interés para el análisis paleoantropológico detallado y preciso en sus distintos aspectos tafonómico, paleobiológico y paleoecológico.

## Las respuestas urgentes de interés arqueológico

Dadas las características y naturaleza del hallazgo, el estudio paleoantropológico exigía dar una respuesta urgente, que se completaría en su momento con la información proveniente de la excavación arqueológica, a los siguientes tipos de cuestiones:

1.- La descontextualización de los fósiles hacía imprescindible comprobar el autotopismo de los fragmentos mandibulares inicialmente recogidos y su pertenencia al conjunto de la muestra SDR-1994.

2.- Determinar la naturaleza del depósito, respecto de su condición primaria o secundaria, que permitiera establecer el origen de la orictocenosis.

3.- Dilucidar con seguridad la asignación taxonómica de los fósiles.

4.- Determinación del número mínimo de individuos presentes en la muestra.

5.- Establecer el rango de la dimensión temporal a la que pudieran ser asignados los fósiles.

## La naturaleza del depósito

El yacimiento está ubicado en una galería secundaria, situada transversalmente al margen derecho del cauce principal a unos 225 m de la entrada a la cueva de Sidrón, conocida como de la Tumba. La cueva se ha excavado por la acción de varios arroyos que conducen sus aguas hacia una depresión en forma de cubeta que desagua mediante el río hipogeo, el cual ha modelado el cauce subterráneo que vierte finalmente al valle del río Borines, tributario del río Piloña que actúa de nivel de base.

En la caverna son apreciables tres niveles abiertos sobre materiales subhorizontales de la cuenca mesoterciaria de Asturias y representados por conglomerados calizos, arcillas, margas y arenas paleo-oligocénicas asentados sobre materiales de facies marinas del Cretácico Superior. La morfología, de desarrollo principalmente lineal y vertical, presenta el modelado típico de la circulación turbillonar a presión y sobre el que se ha impreso la propia de la erosión fluvial episódica y acorde con los cambios del nivel de base asociado a las oscilaciones climáticas (Fig. 1). Por sus características, la caverna nunca debió presentar condiciones muy apropiadas para su habitabilidad, al menos durante periodos largos de tiempo.

Figura 1. Detalle de la galería principal de la cueva del Sidrón en la que se contempla la superposición del modelado turbillonar forzado del agua subterránea más amplio y la excavación fluvial posterior activa actualmente.

De acuerdo con la descripción realizada por las personas que procedieron a la extracción y recogida de los huesos, se infiere que se encontraban a escasa profundidad (“entre 5 y 10 cm de profundidad”), lo que parece excluir un previo enterramiento de los cadáveres en una fosa excavada en el lugar del hallazgo. Sin embargo, la ausencia de señales de transporte hace pensar que la deposición de los cadáveres se realizó *in situ* y que el aparente desplazamiento de huesos y desarticulación del esqueleto pudo ser consecuencia de la movilidad higroforética laminar de las micropartículas constituyentes del sedimento ocluyente inducida por los cambios hídricos y térmicos seculares.

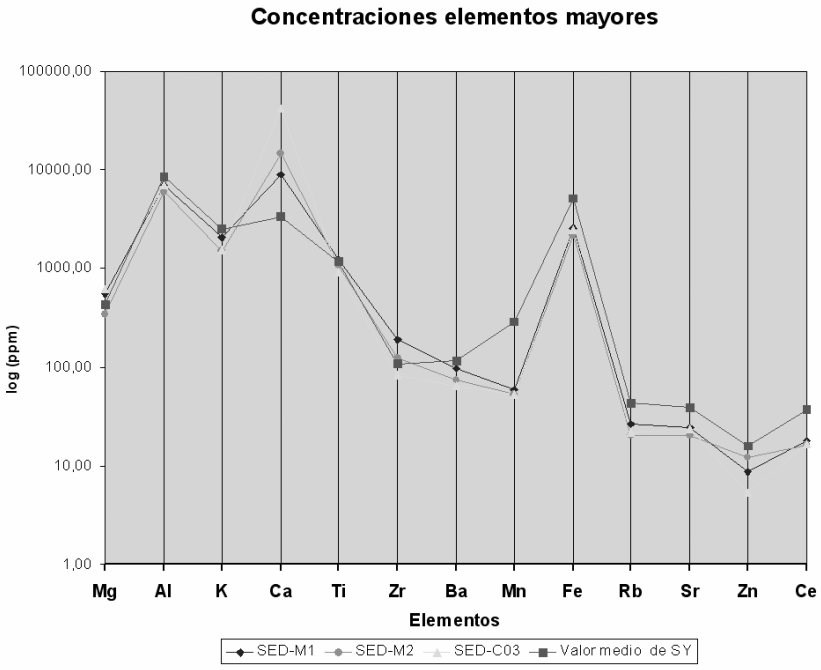



Figura 2. Comparación entre la composición elemental del sedimento del yacimiento y el adherido a las mandíbulas y a un fragmento óseo sin identificar (C-03).

Tanto los sedimentos adheridos a los huesos como la muestras obtenidas del propio yacimiento se sometieron a análisis granulométrico, mineralógico (microscopia óptica, difracción de RX y microsonda electrónica) y químico elemental (espectrometría de masas y microsonda electrónica) al objeto de poner de manifiesto el autotopismo de todos los fósiles (Fig. 2). Así mismo, muestras obtenidas del hueso fueron sometidas a análisis histológico, químico y mineralógico al objeto de poner de manifiesto la integridad histológica, la composición de la matriz mineral ósea y el grado de diagénesis con el fin de proceder a la reconstrucción de la historia tafonómica de la orictocenosis (Trabazo y Egocheaga, 2000 y 2002).

La excavación arqueológica debería ahora poner de manifiesto la posible existencia de estratos subsecuentes fértiles o si, por el contrario, todos los fósiles existentes formaban parte del mismo conjunto que los inicialmente extraídos. En el caso de que hubiera más estratos con fósiles, se debería determinar si los contenidos en el estrato inicialmente removido pertenecen a uno o más estratos diferentes, lo que obligará no sólo a una excavación muy cuidadosa, sino a un preciso análisis tafonómico de laboratorio (Fig. 3).

Figura 3. Análisis tafonómico. Tercer metacarpiano izquierdo (SDR-078), mostrando marcas de carnicería.

## El análisis morfológico

Para el estudio morfológico se han elegido las regiones anatómicas del esqueleto que mayor y más segura información presentan a efectos del diagnóstico de la edad, sexo y taxonómica y de las que existe una mejor información bibliográfica, aspecto que es de alto interés al objeto de poder efectuar los correspondientes análisis osteológicos y de Anatomía Comparada. Por esta razón hasta el momento hemos centrado nuestra atención en las dos mandíbulas estudiadas por Rosas y Aguirre (1999), los dientes aislados y los pertenecientes a ambas mandíbulas estudiados por Rodríguez y Egocheaga (2000), el hioides estudiado por Rodríguez *et al*. (2002), el húmero-1 ("Paquito") estudiado por Cabo y Egocheaga (2000) y los huesos de la mano estudiados por Sierra y Egocheaga (2002). (Fig. 4).

A)

B)

Figura 4. Análisis morfológicos. A) Reconstrucción de la mano izquierda del Hombre del Sidrón con huesos de diferentes individuos. B) Segundo molar inferior derecho (SDR-015) según su cara bucal.

## Análisis paleopatológico y paleoecológico

A partir de la información deducible de los dientes y restos óseos estudiados hasta ahora (Figs. 5), se han descrito las señales de enfermedades y trastornos del desarrollo que pudieran haber dejado su huella en el esqueleto (Cabo y Egocheaga, 2000; Rodríguez y Egocheaga, 2000; Rodríguez, 2000; Prieto *et al.* 2001). Así mismo, los dientes ofrecen importante información acerca de las fuentes alimentarias a partir de la proporción de ciertos oligoelementos e isótopos y de la microestriación del esmalte, así como de la presencia o ausencia de placa dental o de caries (Trabazo y Egocheaga, 2000 y 2002; Rodríguez, 2000).

Aún es pronto para intentar una reconstrucción paleoecológica del Hombre de Sidrón, pero algunas cosas ya se pueden inferir a partir de lo que se deduce de su somatotipo, alimentos utilizados, tamaño probable de los grupos familiares, extensión del territorio ocupado, estado de la *fitness*, tecnología y algunas otras cuestiones. La escasa y poco específica industria lítica asociada a la muestra SDR-1994 y la información arqueológica facilitada por

A)

B)

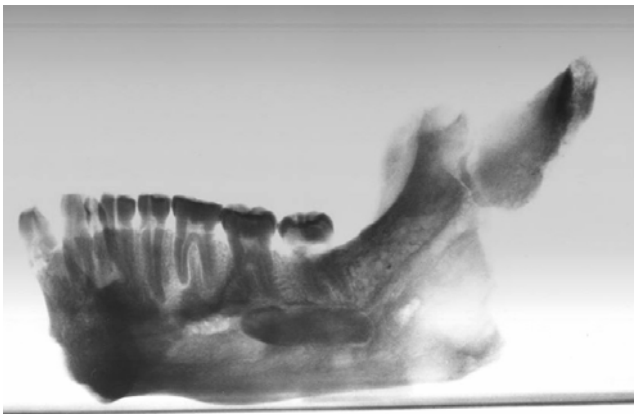


Figura 5. Análisis peleopatológicos. A) M2 según su superficie lateral mostrando señales de patologías periodontales y mandibulares. B) Radiografía de la M2 según su superficie lateral mostrando el canino definitivo impactado bajo los molares.

yacimientos del Paleolítico Inferior y Medio, como Bañugues y Cabo Busto (Rodríguez Asensio, 1999 y 2001), quizá podría asimilarse y hacerse extensiva al Hombre de Sidrón, por lo que no es descartable que este tipo de homínido fuera el ocupante de aquellas estaciones.

**Resumen y conclusiones**

De los análisis y estudios paleoantropológicos realizados hasta el momento a partir de los materiales obtenidos de la cueva de Sidrón se pueden establecer las siguientes conclusiones provisionales:

1.- Hasta el momento no se ha establecido la forma en la que los fósiles llegaron a la cueva, si bien todo hace suponer que los cadáveres fueron depositados en la misma, aunque no necesariamente en el lugar en el que fueron encontrados. No existe evidencia de un enterramiento intencionado, los fósiles a los que se refiere el presente estudio debieron haber permanecido aislados del medio atmosférico desde antes de las primeras actividades antrópicas relacionadas con la manipulación de minerales del plomo, lo que presupone su recubrimiento permanente por sedimento, además de una ubicación en la cueva en un lugar apartado de corrientes de aire y polvo.

2.- El conjunto de los restos óseos que constituyen la Muestra SDR-1994 estuvieron sometidos a procesos geoquímicos similares, al menos durante la mayor parte de su permanencia en el yacimiento, pudiendo descartarse su suspensión y transporte hidrogeológico, así como su remoción, tras la deposición inicial de los cadáveres, por ningún agente biótico o abiótico; esto sugiere que los cadáveres primero y los restos esqueléticos después estuvieron, de algún modo, protegidos tanto de la intemperie como de la acción de carroñeros y necrófagos

3.- Los dos fragmentos mandíbulares, M-1 y M-2, inicialmente recogidos forman parte del conjunto de los restos fósiles procedentes de la “cripta de los huesos” de la cueva de Sidrón, lo que se deduce de la

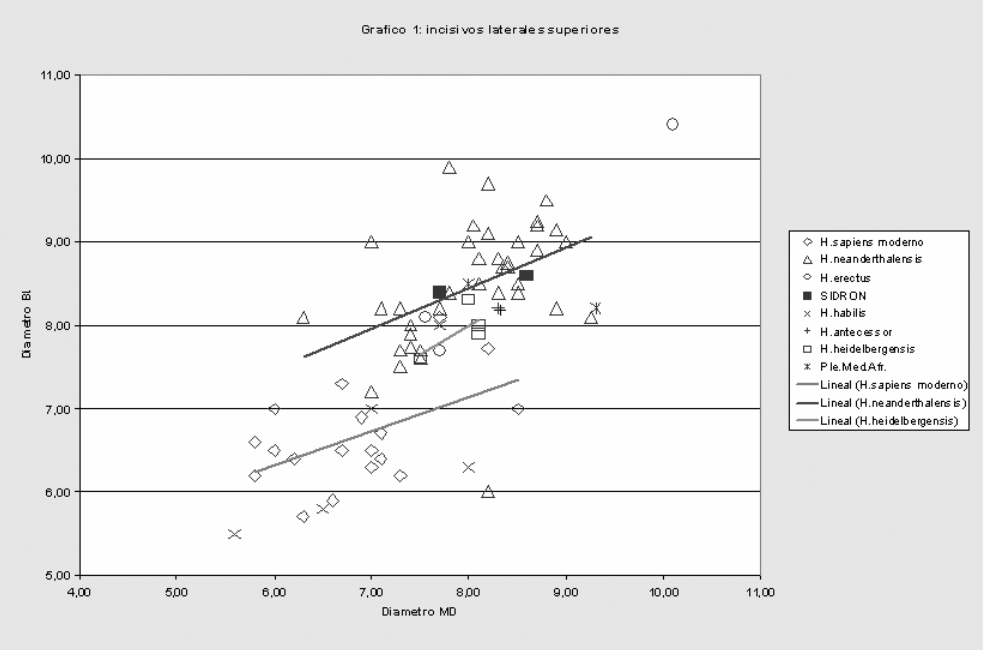



Figura 7. Análisis taxonómico. Gráfica de comparación de los segundos incisivos superiores (SDR-013 y SDR-014) con los de otros homínidos.

composición mineralógica y química elemental del sedimento adherido y del procedente del yacimiento. Por sus características pueden ser asignadas a dos varones adultos jóvenes que exhiben sinapomorfías propias del clado Heidelbergense-Neandertalense.

4.- Tanto los dientes aislados como los alojados en los alvéolos mandibulares presentan sinapomorfías propias del clado Heidelbergense-Neandertalense, puestas de manifiesto, principalmente, por la distancia entre la base de la corona y la furca radicular, el espesor del esmalte, el número de cúspides, la forma y el tamaño, entre otros detalles (Fig. 7).

5.- El cuerpo del hioides del Hombre de Sidrón se diferencia por alguno de sus rasgos morfológicos no sólo del ejemplar de Kébara-2, sino también de los Hombre Moderno actual ocupando, por su tamaño, una posición intermedia entre ambos tipos de homínidos, mientras que por la forma se sitúa más próximo a los valores medios del sexo femenino del Hombre moderno.

6.- En los huesos del estilópodo y autópodo de la extremidad escapular estudiados hasta el momento son reconocibles numerosas sinapomorfías propias del clado Heidelbergense-Neandertalense y alguna autapomorfía de *H. neanderthalensis.*

7.- La estimación de la estatura a partir del húmero y de los huesos del metápodo pone de manifiesto que el Hombre de Sidrón se sitúa dentro del rango marcado por los valores extremos 163,32 cm y 174,65 cm estimados según referencia somatotipológica del Hombre Moderno actual tomada entre las consideradas más afines (Figs. 8 y 9). Los valores más bajos serían los propios del sexo femenino y los más altos del masculino. El Húmero-1 (“Paquito”) perteneció a un individuo de alrededor de 164,93 cm de estatura, asignado al sexo masculino con dudas.

8.- El número mínimo de individuos representado en la muestra de fósiles del Hombre de Sidrón es de cuatro varones si bien, existen indicios de la presencia de un quinto individuo, y cuyas edades están comprendidas entre los 12 y los 30 años. Todos ellos son asignados al sexo masculino si bien existen dudas para alguno de los fósiles para los que los caracteres marcadores del dimorfismo sexual son poco explícitos. Un posible quinto individuo sería un infante de entre 2 y 3 años.

9.- La valoración de los rasgos estudiados hasta este momento en el Hombre de Sidrón tanto en dientes y mandíbulas como en los huesos del estilópodo y autópodo de la extremidad escapular, constituyen un conjunto de características que permiten su identificación con formas tempranas de *H.*

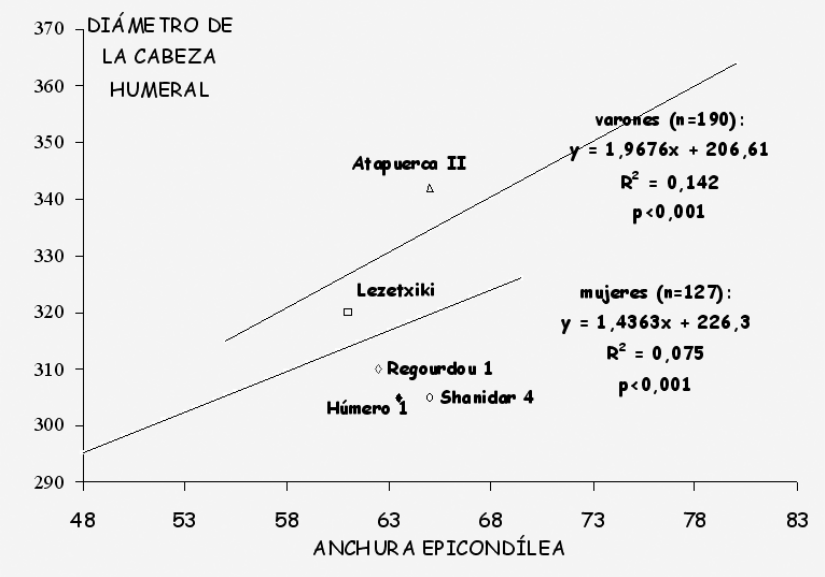



Figura 8. Análisis taxonómico. Gráfica de comparación del Húmero1 con el de otros homínidos.

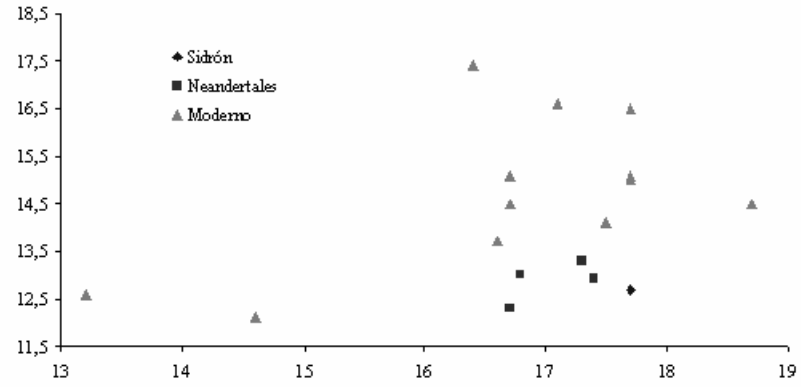



Figura 9. Análisis taxonómico. Gráfica de comparación del primer metacarpiano izquierdo (SDR-065) con los de otros homínidos, según la anchura y altura del extremo distal.

*neanderthalensis* y claramente diferenciadas de *H. sapiens*. Todos ellos pueden asignarse sin dificultad al clado Heidelbergenses-Neandertalenses, sin que aún sea posible establecer definitivamente si se trata de un grupo evolutivamente avanzado de *H. heidelbergensis*, de una variante local y primitiva de *H. neanderthalensis*, o de una forma evolucionada de aquél hacia *H. sapiens*, cuestiones que dependen, en parte, de la adecuada datación de los fósiles y que tienen un alto interés teórico en relación con el origen y destino evolutivo de los neandertales y del *H. sapiens* europeo. No obstante, sí se puede asegurar que los fósiles del Hombre de Sidrón no representan a los llamados Neandertales clásicos ni a las formas fósiles del Hombre Moderno de Europa.

10.- En general, los individuos de la muestra no exhiben señales de haber padecido enfermedades carenciales, metabólicas o infecciosas crónicas, por lo que la muerte debió ser accidental o causada por el estrés medioambiental, sin que por el momento debamos descartar la posibilidad de una inmolación ritual o de otro tipo si se confirman como tales las señales de carnicería presentes en algunos huesos.

11.- De acuerdo con nuestras propias observaciones y de las deducibles de la información arqueológica obtenida de yacimientos del Paleolítico Inferior y Medio de la cornisa Cantábrica, la dieta debió ser

variada en la que las fuentes alimentarias de origen vegetal, caza, pesca y marisqueo debieron alternarse regular y oportunísticamente.

12.- La datación provisional basada en criterios R1 y R4 (Oakley, 1968) aplicada a los fósiles y la deducible de la escasa industria lítica acompañante, sitúan a la muestra SDR-1994 en el interglacial Eemiense (OIS-5) con una antigüedad de entre 120 y 100 ka. Pequeños detalles morfológicos, diferencias en la cristalinidad del apatito y del grado de diagénesis apuntan a que la mandíbula-2 es más antigua que la mandíbula-1 lo que, además, sugiere el diacronismo en los "enterramientos".

## Referencias


Barros, R., Caso, E. y Miyares, A. (1980). Inventario parcial de restos arqueológicos y artísticos de Piloña. *BIDEA*, 101, 669-674.

Cabo, L.L. y Egocheaga, J.E. (2000). Breve nota sobre el Húmero 1 de la Cueva de El Sidrón (Cadanes, Piloña, Asturias). En: *Investigaciones en Biodiversidad Humana*. T.A.Varela, ed. *Actas XI Congreso de la SEAB*, 201-207. Santiago de Compostela. 1999.

Cabo, L.L. (2000). *Análisis morfométrico del Húmero 1 de la Cueva de El Sidrón (Cadanes, Piloña, Asturias)*. Trabajo de Investigación (inédito). Departamento de Biología de Organismos y Sistemas. Universidad de Oviedo.

Caso, E. (1998). La cueva del Sidrón. *Piloña, Rev. de la Asoc. Pialonia*, 5-9

Egocheaga, J.E., Trabazo, R., Rodríguez, L., Cabo, L.L. y Sierra, M.J. (2000). Avance sobre el descubrimiento, características del yacimiento y estudio paleoantropológico de los restos óseos de Homínidos Mesopleistocénicos de la cueva de Sidrón (Piloña, Asturias). *Bol. Cien. Nat. R.I.D.E.A.*, 46, 219-263.

Oakley, K. (1968). *Cronología del Hombre Fósil.* Ed. Labor, S.A. Barcelona.

Pinto, T. (1975). Complejo cárstico del Sidrón (Borines). *Torrecerredo*, Rev. de la Asoc. Torrecerredo, 31-35.

Prieto, J.L., Abenza, J.M., Montes, R., Sanguino, E. y Muñoz, E. (2001). Hallazgos Antropológicos y Arqueológicos en el complejo kárstico del Sidrón (Vallobal, Infiesto, Concejo de Piloña, Asturias). *Munibe (Antropologia-Arkeologia)*, 53, 19-2.

Prieto, J.L. y Abenza, J.M. (1999a). Evidencia de patología periodontal en la mandíbula de neandertal Sdr7-8 del Sidrón (Poster). *V Congreso Nacional de Paleopatología.* Alcalá la Real. 1999.

Prieto, J.L. y Abenza, J.M. (1999b). Anomalías de la dentición en la mandíbula neandertal Sdr7-8 del Sidrón (Poster). *V Congreso Nacional de Paleopatología*. Alcalá la Real. 1999.

Rodríguez Asensio, J.A. (1999). Los orígenes del Poblamiento en Asturias: El Paleolítico Inferior y Medio. En: F.J. Fernández Conde, ed. *Historia de Asturias*, I, 33-64. Ed. La Nueva España, Caja de Ahorros de Asturias y Principado de Asturias.

Rodríguez Asensio, J.A. (2001). *Yacimiento de Cabo Busto. Los orígenes prehistóricos de Asturias*. Ed. GEA 2000. Luarca.

Rodríguez, L. y Egocheaga, J.E. (2000). Dientes aislados del "Hombre de Sidrón" (Piloña, Asturias). En: T.A. Varela, ed. *Investigaciones en Biodiversidad Humana*. *Actas XI Congreso de la SEAB*, 358-366. Santiago de Compostela. 1999.

Rodríguez, L. (2000). *Antropología Dental de los Restos Humanos hallados en la cueva de Sidrón (Cadanes, Piloña, Asturias)*. Tesis de Licenciatura (inédito). Facultad de Biología. Universidad de Oviedo.

Rodríguez, L., Egocheaga,, J.E. y Cabo, L.L. (2002). Breve nota sobre el hioides neandertalense de Sidrón (Piloña, Asturias). En: M.P. Aluja, A. Malgosa y R. Nogués, eds. *Antropología y Biodiversidad*. *Actas del XII Congreso de la SEAB*, 480-489. Barcelona, 2001.

Rosas, A. y Aguirre, E. (1999). Restos humanos neandertales de la Cueva del Sidrón, Asturias. Nota Preliminar. *Estudios Geológicos*, 55, 181-190.

Rosas, A. y Aguirre, E. (2000). Paleontología española. Neandertales de la Cueva del Sidrón. *Investigación y Ciencia*. vol. octubre, 28-29.

Sierra, M.J. (2001). *Estudio de los Restos Humanos del autópodo superior de la Cueva de Sidrón (Piloña, Asturias)*. Tesis de Licenciatura (inédito). Facultad de Biología. Universidad de Oviedo.

Sierra, M..J. y Egocheaga, J.E. (2002). Los restos óseos del autópodo superior de la Cueva de Sidrón (Piloña, Asturias). En: M.P. Aluja, A. Malgosa y R. Nogués, eds. *Antropología y Biodiversidad*. *Actas del XII Congreso de la SEAB*, 490-501. Barcelona. 2001.

Spoor,F., Hublin, J.-J., Braun, M. y Zonneveld, F. (2003). The bony labyrinth of Neanderthals. *J. Hum. Evol*., 44, 141-165.

Trabazo, R. y Egocheaga, J.E. (2000). Resultados preliminares del análisis tafonómico de los restos de El Sidrón: I Autotopismo de los fósiles e identificación del yacimiento. En: T.A.Varela, ed. *Investigaciones en Biodiversidad Humana*. *Actas del XI Congreso de la SEAB*, 381-394. Santiago de Compostela. 1999.

Trabazo, R. y Egocheaga, J.E. (2002). Análisis tafonómico de los restos óseos de la cueva de Sidrón, Asturias: II Formación del depósito y edad relativa de los fósiles mandibulares. En: M.P. Aluja, A. Malgosa y R. Nogués, eds. *Antropología y Biodiversidad*. *Actas del XII Congreso de la SEAB*, 541-552. Barcelona. 2001.

Trinkaus, E. y Howells, W. W. (1980). Neandertales. *Investigación y Ciencia*, 41 (febrero), 60-72.

Trinkaus, E, Churchill, S.E. y Ruff, Ch.B. (1994). Postcranial Robusticity in Homo. II: Humeral Bilateral Asymmetry and Bone Plasticity. *Am. J. Phys. Anthrop*., 93, 1-34.

# PROCESOS LITORALES

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# ARRECIFES COSTEROS SUMERGIDOS EN PASO DE CATUANO (PARQUE NACIONAL DEL ESTE, REPÚBLICA DOMINICANA): CARACTERIZACIÓN BIOSEDIMENTARIA Y APLICACIÓN A LA ORDENACIÓN DE UNIDADES AMBIENTALES

## Submerged fringing reefs in Catuano Passage (East National Park, Dominican Republic): biosedimentary caracterization and application to planning of environmental units

J.R. Martínez Batlle, C. Gómez-Ponce, R. Cámara Artigas, R. y F. Díaz del Olmo

Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Sevilla. C/ Mª de Padilla s/n. 41004 Sevilla.

josemartinez@us.es; cintagomez88@hotmail.com; rcamara@us.es; delolmo@us.es

**Resumen**

El Paso de Catuano, situado al SE de la República Dominicana, en el ámbito del Parque Nacional del Este, está integrado por un ecosistema de arrecife costero o frangeante apoyado sobre un sistema de terrazas coralinas sumergidas, donde se identifican dos sectores biosedimentaria y geomorfológicamente diferenciados, dispuestos al E y O, respectivamente. Se analiza en detalle el sector E, denominado a los fines "sector 2". Empleando mapas batimétricos y análisis de imagen de satélite se compone la imagen de batimetría de fondos arrecifales y la caracterización biosedimentaria y geomorfológica de las unidades ambientales, de cara a la ordenación de las mismas.

**Palabras clave:** arrecifes frangeantes, terrazas coralinas, batimetría, geomorfología de arrecifes, Paso Catuano, República Dominicana.

**Abstract**

Catuano passage, located at the SE of the Dominican Republic, in the context of National East Park, is integrated of a fringing reef supported by submerged coralline terraces, where it can be identified two sector applying biosedimentary and geomorphological criteria, and disposed E and W respectively. In this study Eastern sector is analysed in detail, called "sector two". Using bathymetric maps and satellite image analysis it's produced a bathymetry image coralline benthos and the biosedimentary and geomorphological characterization of the environmental units, with application to planning of them.

**Keywords:** fringing reefs, coralline terraces, bathymetry, coral reefs geomorphology, Catuano Passage, Dominican Republic.

### Introducción y objetivos

El sustantivo "arrecife" hace referencia a un camino empedrado y el verbo "arrecifar" se considera sinónimo de empedrar. Entre los marineros españoles, el arrecife se asocia con un bajío en el mar que puede entorpecer la circulación de un barco, el cual puede estar formado no sólo por corales, sino también por bancos de arena y rocas próximas a la costa que quedan al descubierto durante la bajamar.

Los arrecifes de coral son ecosistemas indicadores de condiciones ambientales propias del litoral tropical (Guilcher, 1958 y 1988; Schumacher, 1978), los cuales están constituidos por organismos algales, vermétidos (*Vermetu nigricans*), serpúlidos, sabélidos (*Phragmatopoma lapidosa, Sabellaria spinulosa*), madreporarios y, por supuesto, de corales (pólipos y algas zooxanthelas). Estos últimos, a su vez, están formados por corales pétreos de la clase *Antozoos*, denominados hermatípicos (formador del arrecife), que desarrollan una bioconstrucción carbonatada como consecuencia de la superposición de estructuras calcáreas. Clásicamente se diferencian los arrecife costero (frangeante o marginal), de barrera, de banco y atolón. Guilcher (1988) añade nuevas tipologías como los arrecifes en cresta ("ridge reefs") y "arrecifes especiales", localizados en la zona Caribe (La Española, Cuba, Florida, etc).

El Paso Catuano, localizado en el Parque Nacional del Este (SE de República Dominicana, en Fig. 1), constituye un estrecho canal entre la isla Saona y la costa meridional del extenso sistema de terrazas coralinas embutidas, desarrollado entre +3 y +50 m sobre el nivel del mar actual, y que se apoya sobre el piedemonte de la

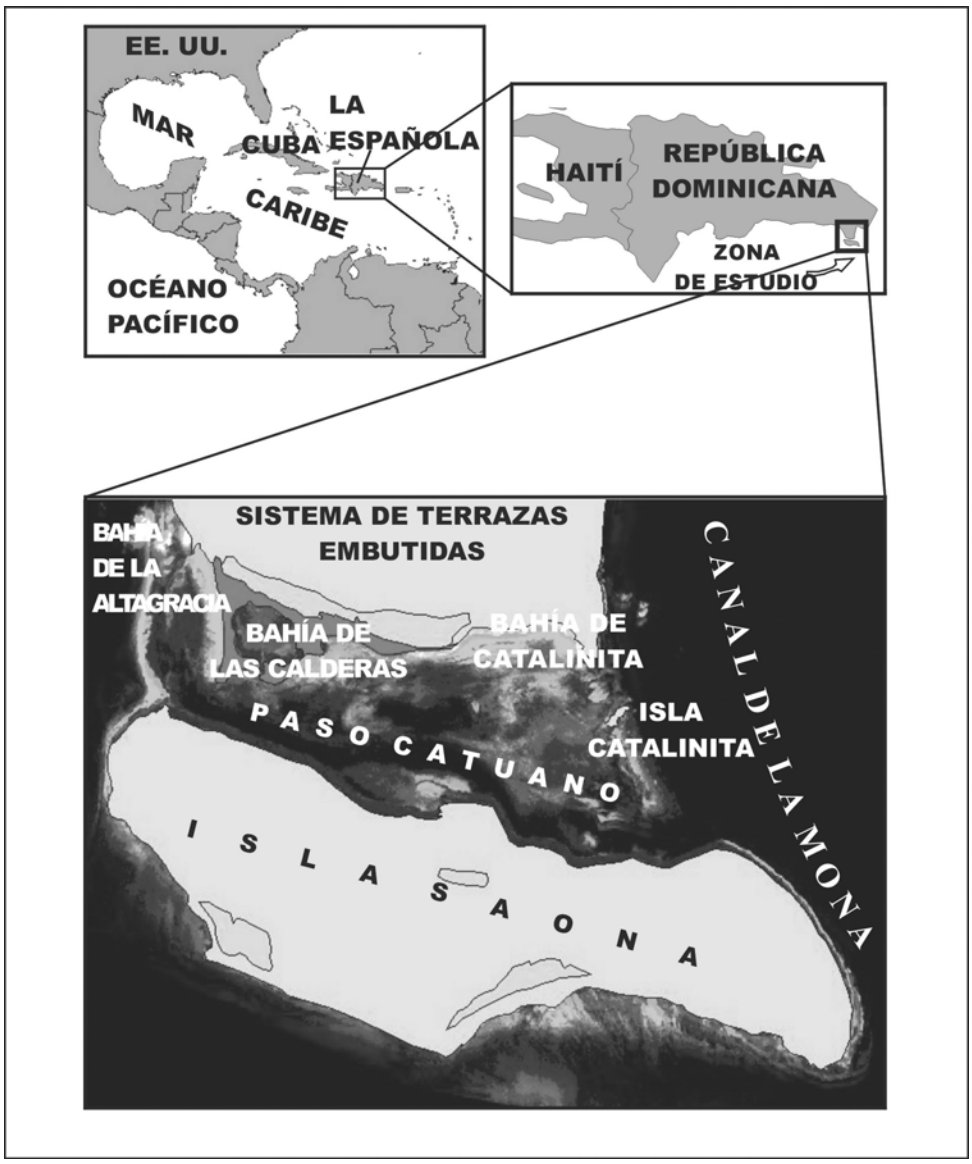



Figura 1. Localización del área de estudio.

*Location of the study area.*

Cordillera Oriental. Díaz del Olmo y Cámara (1993) han aportado datos referentes a la cronología de dichas terrazas (U/Th), a partir de muestras recogidas en las proximidades de Bayahibe, las cuales arrojan una edad superior a 250.000 años BP para la terraza a +50 m, 240.000 años BP para la terraza a +27 m y 5.000 años BP sobre una superficie emergida a 0,5 m de *grès* (*beach rock*) de playa (Fig. 2).

El objetivo de este trabajo es la caracterización de los arrecifes en función de su carácter bio-sedimentario a través de análisis de imagen de satélite. Una vez establecidas dichas unidades el resultado obtenido tiene aplicaciones directas para la ordenación de los recursos naturales en el Parque Nacional. Una muestra de estos resultados se expone en este trabajo.

**Material y método**

La metodología empleada para la interpretación geomorfológica y ordenación de los recursos litorales del Parque Nacional del Este se basa en métodos cartográficos principalmente, tomando como criterio de ordenación indicadores geomorfológicos y bio-sedimentarios de la génesis y dinámica arrecifal y costera, mediante el tratamiento de la imagen LandSat 7 ETM+ y la fotointerpretación de varios pares esteroscópicos, así

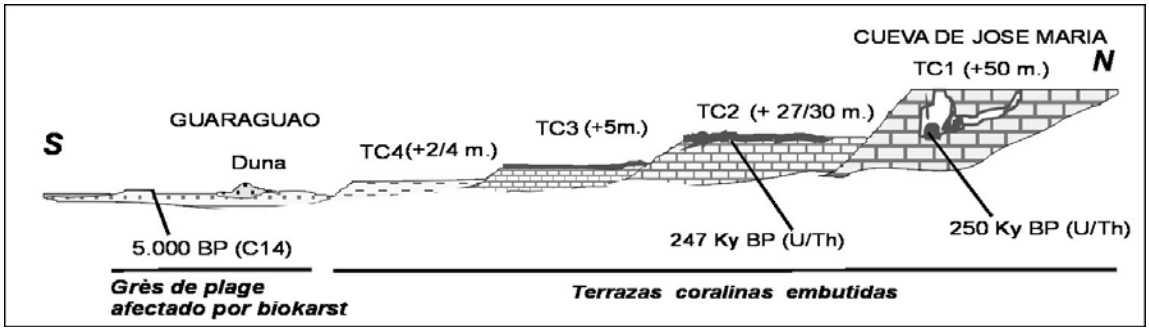



Figura 2. Transecto litoral de las terrazas coralinas del Parque Nacional del Este.

*Cross section of coralline terraces of East National Park.*

como el cálculo de la imagen de batimetría. Para el cálculo de la imagen batimétrica, la fuente empleada ha sido la banda 2 de esta imagen de satélite cuyas especificaciones aparecen en la Tabla 1.

| Satélite | LandSat 7 |
|---|---|
| Sensor | ETM+ |
| ID | L71006047 |
| Fecha de adquisición | 29 de julio de 1.999 |
| Rango espectral | 0,525 a 0,605 micrones |
| Resolución espacial | 30 m×30 m |

Tabla 1. Características de la banda empleada como fuente.

*Characteristics of the used belt like source.*

La información de la fuente se transforma de números digitales (ND) a valores de radiancia recibida (Chuvieco, 1996). El siguiente paso es obtener la imagen de reflectividad aparente. Se denomina así porque no se corrige la distorsión atmosférica. La imagen de reflectividad aparente, al igual que la fuente, contiene errores de saturación del sensor, siendo estos mayores cuando se trata de superficies marinas. Además es recomendable reducir la heterogeneidad de la imagen para no interpolar una batimetría irreal (Thomas y Zbinden, 1990). Para ello se aplica un filtro de paso bajo, mediante una ventana móvil de 3×3 celdas.

Una vez filtrada la imagen de reflectividad aparente se procede a su rectificación. Una vez se cuenta con la imagen de reflectividad aparente rectificada, se procede a aplicar una máscara a los espacios continentales y emergidos, para que no intercedan ni en la interpolación ni en el análisis.

Finalmente, empleando una base de datos de puntos de muestreo (obtenidos a partir de cotas fijas de mapas batimétricos o de los mapas topográficos), y aplicando regresión logarítmica, se correlaciona la imagen de reflectividad aparente con los puntos de muestreo, obteniéndose finalmente la imagen de batimetría (Fig. 3).

**Resultados**

En el Paso de Catuano, se han identificado dos plataformas arrecifales compuestas por las unidades ambientales propias de los arrecifes frangeantes, así como una isla barrera. A estas dos plataformas se les ha identificado como sector 1 y sector 2 al E y O del Paso de Catuano, respectivamente.

La más antigua (sector 1) se desarrolla entre los -3/-6 m de profundidad, mientras que la más reciente, lo hace entre los -1/-3 m. La segunda plataforma y la isla barrera, por su parte, se desarrollan al E del segunda plataforma arrecifal (sector 2). Tanto las plataformas arrecifales como la isla barrera se desarrollan sobre un substrato de terraza coralina sumergida entre los -5/-6 m. Se han realizado dos transectos sobre el sector 2, el primero de dirección NO-SE, y el segundo, NE-SO para caracterizarlo desde el punto de vista geomorfológico y biosedimentario en función de las cotas batimétricas registradas.

**Resultados**

En el Paso de Catuano, se identifican dos plataformas arrecifales compuestas por las unidades ambientales propias de los arrecifes frangeantes, así como una isla barrera. A estas dos plataformas se les ha identificado como sector 1 y sector 2 al E y O del Paso de Catuano, respectivamente.

La más antigua (sector 1) se desarrolla entre los -3/-6 m de profundidad, mientras que la más reciente lo hace entre los -1/ -3 m. La segunda plataforma y la isla barrera, por su parte, se desarrollan al E del segunda plataforma arrecifal (sector 2). Tanto las plataformas arrecifales como la isla barrera se desarrollan sobre un substrato de terraza coralina sumergida entre los -5/-6 m. Se han realizado dos transectos sobre el sector 2, el primero de dirección NO-SE, y el segundo, NE-SO para caracterizarlo desde el punto de vista geomorfológico y biosedimentario en función de las cotas batimétricas registradas.

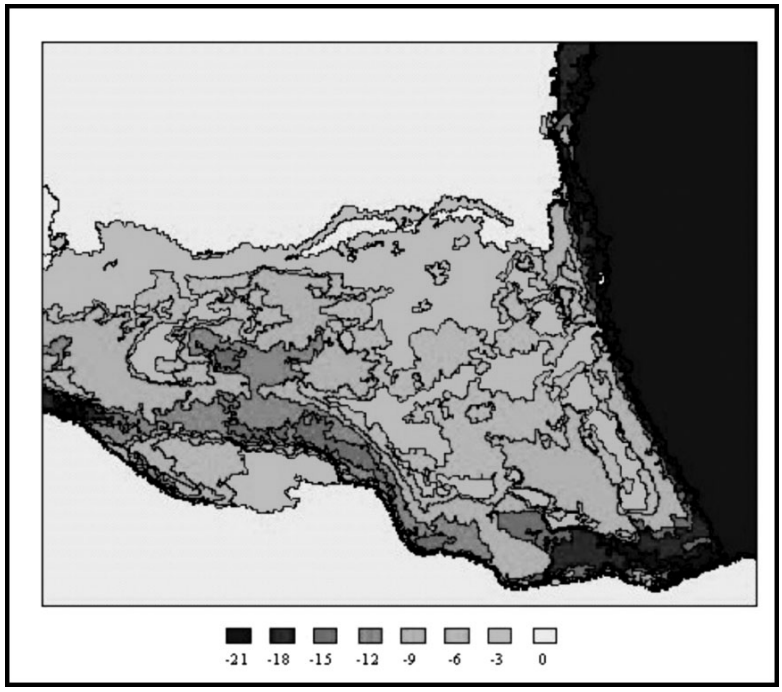



Figura 3. Imagen de batimetría de fondos arrecifales.

*Bathymetry image of coralline benthos.*

Se han elaborado dos cartografías: una referida a la interpretación geomorfológica y biosedimentaria, y otra de aplicación a la ordenación de recursos litorales del Parque Nacional, las cuales se muestran a continuación.

## Cartografía geomorfológica y biosedimentaria

Partiendo de una terraza coralina sumergida a -5/-6 m de profundidad y karstificada, se levanta un arrecife compuesto por dos plataformas de diferente índole y cronología y una isla barrera sumergida que cierra todo el complejo arrecifal del sector 2 de Parque Nacional del Este (Fig. 4).

La primera y más reciente de las dos plataformas arrecifales se considera como un arrecife costero o frangeante compuesto por tres episodios de diferente cronología. El primero de ellos se caracteriza por la presencia de playa y cresta (-1 m), *boat channel* (-3 m) y pradera de *Thalasia sp.* (-2 m). El segundo presenta la misma sucesión que el anterior pero con *grès* de playa a -3 m. El último de ellos mantiene los mismos rasgos morfológicos que los dos anteriores, sin presencia de cresta ni pradera en las proximidades de la plataforma antigua.

La segunda de las plataformas se dispone de forma anular, en lugar de paralelo a la costa, como es el caso de la plataforma anterior. Su desarrollo se realiza a cotas entre los -3/-6 m de profundidad. Se caracteriza por la presencia de una pradera somera con *Thalasia sp.* entre -1/-3 m, una pradera media con *Posidonia sp.* entre -3/-5 m y una acreción coralina a los -5 m desarrollada sobre la terraza coralina sumergida y karstificada a -5/-6 m. El contacto con formaciones de isla barrera se produce por la presencia de cresta y talud arrecifal (-3/-4 m), pasando a una morfología del tipo "salsera kárstica" (-10 m). Al E de esta subunidad se desarrolla una isla barrera que conforma el cierre de este gran complejo arrecifal de Catuano.

La isla barrera se dispone de manera transversal de todo el complejo arrecifal antes descrito en el extremo más oriental del complejo arrecifal del Parque Nacional del Este actuando como cierre natural del mismo. Se caracteriza por la presencia de arenas arrecifales (-1/-3 m) y praderas con *lagoon* al N. Sobre esta isla barrera se desarrollan en el extremo medio-superior arenas arrecifales con morfologías del tipo de abanico de tormenta (*washover fan*), que se identifican con el paso de corrientes marinas superficiales hacia el interior del complejo arrecifal.

## Aplicación a la ordenación

A partir de la cartografía geomorfológica y biosedimentaria elaborada, se han evaluado los conceptos ecodinámicos de estabilidad y vulnerabilidad, de cara a realizar la ordenación de los planes de manejo del complejo arrecifal del Parque Nacional. La finalidad última de esta evaluación es diagnosticar la fragilidad de las unidades ambientales del complejo arrecifal en base a la ecodinámica del Paso Catuano. Finalmente, se ha realizado un diagrama ortogonal de ejes, con la variación de la estabilidad en la vertical de y la vulnerabilidad en su eje horizontal (Fig. 5).

La estabilidad varía en función de la mayor o menor dinamicidad del medio. Así, si el medio es muy dinámico, es más inestable y por consiguiente, la fragilidad será menor, ya que es más reversible. Por contra, si el medio es poco dinámico, la estabilidad aumentará siendo más frágil al ser menos reversible.

La vulnerabilidad varía dependiendo del mayor o menor manejo que se realice sobre el medio. Así, a mayor manejo se produce más presión y con ello el aumento de la fragilidad. A menor manejo, disminuye la presión y con ella la fragilidad.

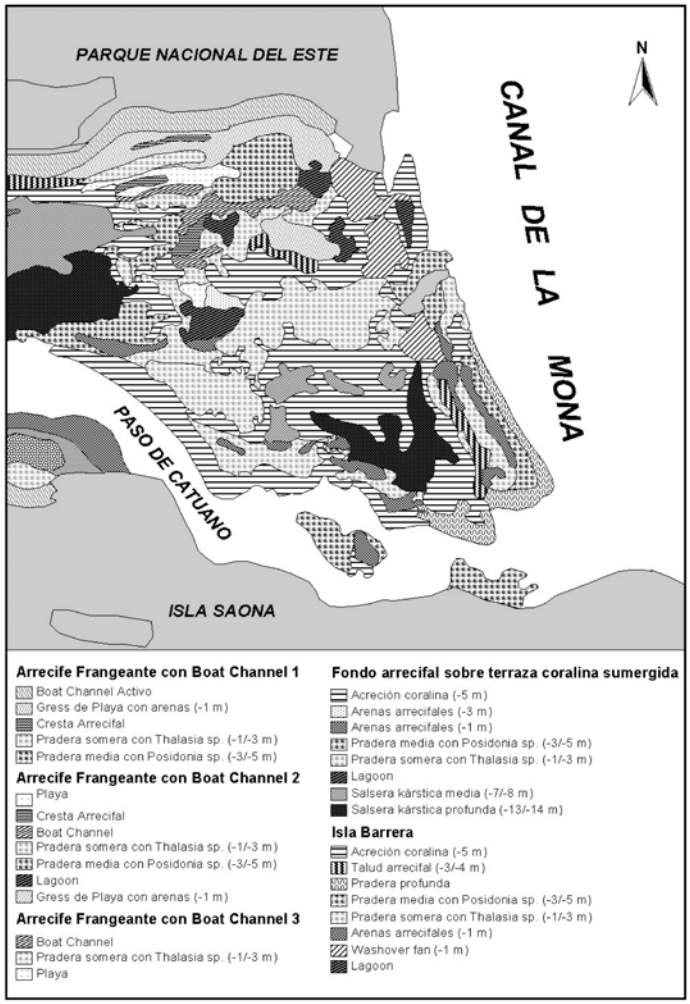



Figura 4. Unidades geomorfológicas y biosedimentarias del sector 2 de Paso Catuano.

*Geomorphological and biosedimentary units of Paso Catuano's sector 2.*

Aplicando como indicador el criterio ecodinámico se han distinguido tres unidades ambientales para la ordenación del medio marino arrecifal del Parque Nacional:

- Unidades de máxima fragilidad, que engloba a C1 (arrecife frangeante reciente) y A (isla barrera), proponiéndose la disminución de la presión sobre el ecosistema, es decir las actuaciones que rompan los procesos hidrodinámicos del paso o canal de desembocadura (*boat channel*): construcción de infraestructuras, aperturas del frente arrecifal, dragado de la laguna, destrucción de las praderas, etc.
- Unidades de media-baja fragilidad, englobando a C2 (arrecife frangeante con el paso de desembocadura). Se propone el control del manejo y la vigilancia, sobre todo para la pesca
- Unidades de baja fragilidad, que engloba a C3 (arrecife frangeante) y B (fondo arrecifal sobre terraza coralina sumergida). Para este sector, dado que es el más estable, se propone evitar el manejo.

## Conclusiones

El arrecife frangeante de Catuano corresponde a una sucesión de arrecifes que se desarrollan en dos cotas batimétricas, una a -3 m/-6 m y la otra a -1/-3 m, que a su vez se disponen sobre una terraza coralina sumergida y karstificada a -6m. Sobre esta terraza sumergida se desarrollan dos plataformas arrecifales de distinta índole y cronología. La más reciente se interpreta como anterior al estadio isotópico 1 y cuenta con 3 episodios, los cuales constan de playa, paso de desembocadura/lagoon, cresta y pradera. La más antigua de las

plataformas, se dispone de forma anular y consta de pradera somera, crestas, depresiones ("salsera kárstica") y cresta y talud. El cierre de ambas plataformas al E se produce por el desarrollo de una isla barrera constituida por arenas arrecifales a diferentes cotas batimétricas y morfologías de abanicos de tormenta (*washover fans*).

Tomando como criterio de ordenación la génesis y dinámica arrecifal los indicadores ecodinámicos, se aportan la zonificación de tres grandes unidades: Unidad de Máxima Fragilidad, Unidad de Meda-Baja Fragilidad; y Unidad de Baja Fragilidad. A su vez se exponen varias premisas de cara a evitar una mayor destrucción del complejo arrecifal del Parque Nacional del Este. Se propone a su vez a esta área como Reserva Marina, ya que cumple los requisitos ya expuestos en la revisión del Plan de Manejo del Parque en 1997.

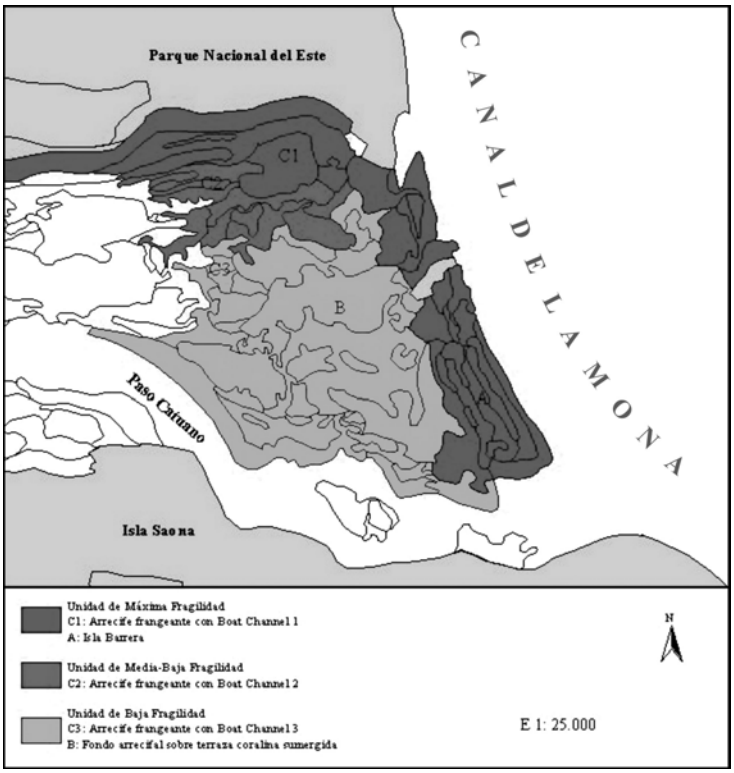



Figura 5. Unidades de fragilidad para la ordenación.

*Fragility units for planning.*

**Agradecimientos**

1) Estudio Ecodinámico del Parque Nacional Lago Enriquillo: Bases Para el diseño de un Plan de Uso y Gestión integrado. Proyecto Conjunto de Investigación. AECI (2000-2003); 2) Humedales Tropicales y Subtropicales: pasado, presente y futuro. Coloquio Internacional de Humedales. Fundación Biodiversidad (2002-2003); 3) Sistema Ecodinámico para la Evaluación y Gestión del Medio Natural Tropical: Transferencia de Resultados de Investigación Aplicada a la Conservación de los Recursos Naturales. Proyecto de Ayuda a la Investigación Internacional. Oficina de Transferencia de Resultados de Investigación de la Universidad de Sevilla (OTRI-US) (2002-2004); y 4) IGCP-437: Costal Environmental Changes During Sea-Level Highstands.

**Referencias**

Cámara, R. (1997). *Paisajes naturales tropicales y cambios ambientales en República Dominicana. Ecodinámica insular de bosques, sabanas y litorales*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Sevilla.

Chuvieco Salinero, C. (1996). *Fundamentos de teledetección espacial*. Ed. Rialp. Madrid.

Díaz del Olmo, F. y Cámara, R. (1993). Niveaux marins, chronologie isotopique U/Th et karstification en Republique Dominicaine. *Karstlogia*, 22, 52-54.

Froidefond, J.M., Berthois, L., Griboulard, R., Julius, C. y Pons, J.C. (1985). Terrasses submergées d'origine récifale, variations du niveau marin et activité néotectonique sur le plateau Sud et Est de la Martinique. En: A. Mascle, ed. *Géodynamique des Caraïbes*, 143-154. Éd. Technip. Paris.

Goreau, F.T., Goreau, N.I. y Goreau T.J. (1979). Corales y arrecifes coralinos. *Investigación y Ciencia* (octubre), 48-60.

Guilcher, A. (1958). *Coastal and submarine morphology*. London.

Guilcher, A. (1988). *Coral reef geomorphology*. John Wiley and Sons. New York.

Schumacher, H. (1978). *Arrecifes coralinos: su extensión, mundo animal y ecología.* Barcelona.

Stoddart, D.R. (1990). Coral reefs and islands and predicted sea-level rise. *Progress in Physical Geography*, 14, 520-536.

Thomas, Y.F. y Zbinden, R.M. (1990). Étude par télédétection des récifs coralliens du littoral Caraïbe de la Colombie: L'archipiel de San Bernardo. En: CNRS. *Télédétection et Tiers Monde*. Centre Régional de Publication. Bordeaux.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# CRONOESTRATIGRAFÍA DE LA TRANSGRESIÓN HOLOCENA EN EL GOLFO ÁRTABRO (LA CORUÑA, NO DE ESPAÑA)

## Chronostratigraphy of the Holocene Sequence in the Ártabro Gulf (NW Spain)

(1) A Alonso, (1) J. L. Pagés, (2) M. J. López García y (3) A. Cearreta

(1) Sección Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de A Coruña. 15071 A Coruña.

(2) C/ Antonio Canero 94. 28043 Madrid.

(3) Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad del País Vasco/EHU. 48080 Bilbao.

angelami@udc.es

**Resumen**

En este trabajo se analiza la secuencia sedimentaria del Holoceno en el golfo Ártabro (Galicia, NO de España), basándose en los datos proporcionados por 16 sondeos. El golfo Ártabro es una estructura compleja, formada por cuatro rías que fueron excavados, durante etapas anteriores de bajo nivel del mar, en granitos y rocas metamórficas. Los afloramientos de niveles antiguos del Holoceno son muy escasos en este sector, por lo que se ha recurrido a los datos de sondeos, la mayor parte de los cuales fueron realizados para informes de infraestructuras de obras civiles y proporcionados después, generosamente, por las empresas que los realizaron. Debido a que la mayor parte buscaban datos sobre futuras cimentaciones, muchos perforaron la secuencia holocena completa; como contrapartida, el nivel de información obtenida es muy diferente entre las diferentes zonas. El estudio incluye análisis sedimentológicos, cronoestratigráficos y micropaleontológicos (foraminíferos y polen). Se dataron siete muestras por radiocarbono, siendo la más antigua (9.530 a 9.270 años BP, calibrada) la obtenida a una profundidad de 15 m bajo el nivel del mar medio actual. La interpretación de la serie sedimentaria revela una secuencia de somerización en que el mar penetró en el golfo Ártabro muy pronto en el Holoceno, al encontrarse valles profundos, vacíos de sedimentos, que habían sido excavados durante la etapa previa de bajo nivel del mar. Desde el Holoceno medio se constata la tendencia progradante de los complejos litorales, islas barrera, playas y marismas, lo que coincidiría con una ralentización del ritmo de subida del nivel del mar.

**Palabras clave:** registro holoceno, cronología, sedimentología, golfo Ártabro, Galicia, NO de España.

**Abstract**

The Holocene sedimentary sequence of the Ártabro Gulf, in Galicia (NW Spain), is analysed in four localities, based on 16 cores. The Gulf is a complex structure formed by four rias excavated on granites and metamorphic rocks during former stages of low sea level. Outcrops are virtually non-existent and studies of Holocene must be carried out by means of drillings. This work uses cores made for civil engineering works and, because that, the entire Holocene Sequence has been exposed, although, in contrast, very different information is available from one site to another. The cronostratigraphy and sedimentology of the Holocene Sequence were studied, as well as their content in diatoms and foraminifera. Seven samples were dated by $^{14}C$; the oldest, took at a depth of 15 m. below present mean tide level, gave a date of 9,530-9,270 years BP (calibrated). The interpretation of the data obtained reveals that the sedimentary record is a shallowing upwards sequence and that the sea penetrated in the Gulf in the Early Holocene, as encountered deep valleys, empty of sediments, that had been excavated during previous stages. From Mid-Holocene littoral environments, beached, barrier–lagoon complexes and marshes were built evolving in a prograding tendency, coinciding with a slowing down of sea level rise.

**Key words:** Holocene record, chronology, sedimentology, Ártabro Gulf, Galice, NW Spain.

## Introducción

En la costa noroccidental de Galicia, los afloramientos de materiales holocenos antiguos en el ámbito litoral son muy escasos, reducidos prácticamente a un par de turberas cubiertas por las arenas de las playas actuales o sumergidas, sólo visibles en condiciones extremas de tormentas, y afloramientos muy fragmentarios

de materiales aluviales. Los registros más completos del Holoceno sólo se pueden obtener perforando las marismas o partes internas de las rías, aunque estos sondeos con fines científicos son muy escasos debido al alto coste. En este trabajo se ha aprovechado la oportunidad brindada por algunas empresas de utilizar los sondeos geotécnicos de testigo continuo realizados para obras de ingeniería civil. En concreto se estudia el registro holoceno en tres localidades de la ría de Betanzos: Sada, Miño y Betanzos, así como un sondeo realizado en la zona interna de la ría de Ferrol con motivo de la prolongación de la autopista Vigo-Ferrol. Como en estas obras se perfora hasta alcanzar la roca inalterada, se han conseguido datos precisos sobre la potencia de la secuencia holocena en esas localidades costeras, estableciendo la cronoestratigrafía de la transgresión holocena en el golfo Ártabro. Hay que señalar que la intensa actividad constructiva en estas zonas mantiene abierta la posibilidad de que aparezcan nuevos datos en cualquier momento, por lo que el estudio de los sedimentos holocenos en estas costas es un tema en continua revisión.

La costa norte española, recortada y escarpada especialmente en su tramo atlántico gallego, presenta zonas acantiladas interrumpidas por profundos entrantes como los que configuran el golfo Ártabro, entre A Coruña y Ferrol, compuesto por la conjunción de cuatro rías, la de A Coruña, también llamada ría del Burgo, Betanzos, Ares y Ferrol (Fig. 1). En todo este contexto sólo existen dos citas sobre el registro holoceno, la primera de una turbera en la ría de Ares, en la playa de Seselle, (Santos Fidalgo *et al.*, 1993), de 0,75 m de espesor y datada entre 4.350 y 3.450 años BP, y la segunda de un nivel de arcillas y arenas de 1,5 m de espesor, localizado en Porta Real, en la ciudad de A Coruña, (Vidal Romaní *et al*., 1997), al que asignan una edad de 4.135 ± 80 años BP. El primero era visible en mareas vivas extraordinarias pero hoy día ya no es posible, debido a las actuaciones de recuperación que se han efectuado en la playa, mientras que el segundo ha sido cubierto por la dársena de Puerta Real.

En el resto de la costa atlántica de Galicia, las citas bibliográficas sobre afloramientos de materiales de edad holocena son muy escasas. En el sector meridional hay tres referencias, la de Cano *et al.* (1997), que describen materiales aluviales aflorantes en la costa, datados como holocenos; la de Costa Casais *et al.* (1996), que interpretan como holocenas unas arenas de origen dunar y la de Rey y Somoza (1993), que identifican dos unidades sumergidas en las Rías Bajas, ninguna de ellas datada, relacionándolas con la transgresión holocena: una primera unidad progradante del comienzo de la entrada del mar en las rías y una segunda litoral de abanicos deltaicos de la etapa final. Actualmente se encuentra en estudio el registro holoceno en la laguna de Traba, en la Costa de la Muerte, cuyos resultados preliminares muestran que está representada la segunda mitad del Holoceno (Delgado *et al*, comunicación oral en la XI Reunión de Cuaternario).

En la costa de Lugo han sido recientemente identificados dos afloramientos holocenos, uno de 1 m de turbas en la playa de S. Cosme de Barreiros (Alonso y Pagés, 2000), y otro de aluviones con intercalaciones turbosas en Cabalar. El primero abarca desde los 4.050 ± 70 años BP a los 3.310 ± 40 años BP (4.820 a los 3.460 cal BP), y el segundo de 2.900 ± 70 años BP (cal 3.250 - 2.855 a BP). Actualmente se encuentra en proceso de análisis su contenido en polen.

**Materiales y métodos**

Como se ha indicado, todos los sondeos atraviesan los materiales cuaternarios y llegan hasta la roca inalterada del sustrato. En Sada se obtuvieron datos de diez sondeos que se realizaron para el proyecto de un aparcamiento en el paseo marítimo y jardines adyacentes, situados sobre terrenos ganados

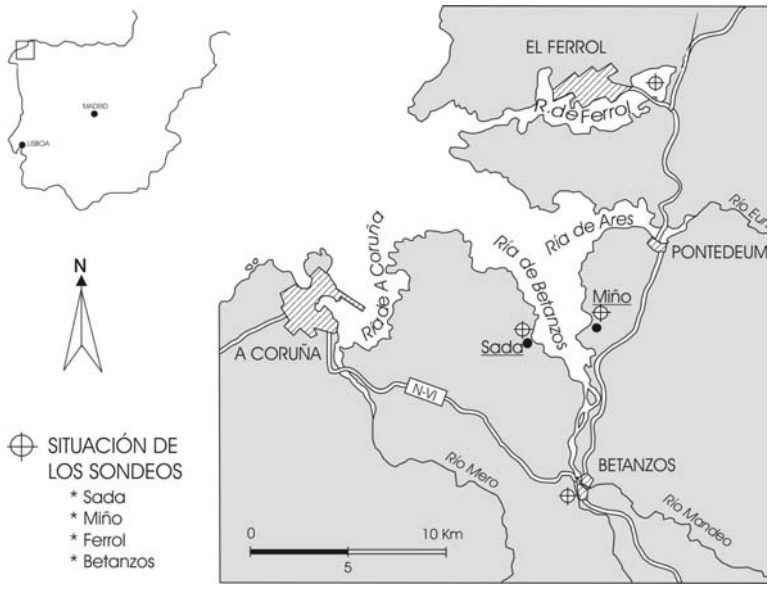



Fig. 1. Esquema de situación del golfo Ártabro (Galicia, NO de España) y de los sondeos mecánicos.

*Geographic location of the Ártabro Gulf in (Galicia, NW Spain) and the cores.*

al mar en los últimos 20 años mediante el procedimiento de ir echando inertes y cubriendo con tierra vegetal. Se han consultado otros tres sondeos preceptivos para la construcción de edificios, situados dos de ellos cerca del paseo marítimo y otro en una zona algo más interior del pueblo. El sistema litoral original de Sada hace décadas que fue totalmente urbanizado y desnaturalizado, hasta el punto de que la playa es completamente artificial y no se reconocen los elementos del sistema, barra-duna y marisma. El elevado número de datos obtenidos permiten hacer un análisis de facies relativamente detallado, esquemas de distribución tridimensional de las mismas y reconstrucciones ambientales y de evolución del sistema litoral de Sada durante el Holoceno.

En Miño, situado en la margen opuesta de la ría, se pudieron describir dos sondeos, realizados sobre el puente que cruza la bocana del sistema barra-lagoon en su parte interna, por lo que cortan en primer lugar materiales de asentamiento de los pilares de cabecera de dicho puente. El sistema, bien conservado, es muy similar al que existía en Sada. El sondeo de Betanzos se sitúa en una zona muy interna del estuario, un antiguo entrante lateral de la ría, que no conserva ningún rasgo de la marisma, pues está totalmente antropizado. Su embocadura está situada a la cota de 5,0 m, siendo los primeros metros materiales de echadizo. El sondeo de Ferrol se realizó en la marisma de la zona interna de la ría, perforando en primer lugar 4 m de materiales inertes que se echaron en la marisma para su continentalización.

El grado de información de que se dispone en cada localidad es, por tanto, muy diferente; así, en Sada se obtuvieron las descripciones de los 13 sondeos y, además, se pudieron tomar muestras para dataciones en tres de ellos y muestras para análisis micropaleontológicos en dos. En Betanzos se dispuso del sondeo completo, con lo que se obtuvieron también muestras para micropaleontología y dataciones. En Miño se hicieron las descripciones, pero no se pudieron obtener muestras para dataciones u otros análisis, ya que la empresa los destruyó cuando el cliente los liberalizó. Finalmente, en Ferrol, se pudo hacer la descripción del sondeo y obtener muestras para dataciones, aunque no presentaba la calidad suficiente como para realizar otros análisis. Los análisis micropaleontológicos previstos incluyen diatomeas, polen y foraminíferos, todos ellos en curso, aunque ya se tienen resultados preliminares de foraminíferos y de diatomeas.

**Sedimentología**

La malla de sondeos de Sada permite identificar facies correspondientes a todos los subambientes de un sistema barra-lagoon, hoy día desaparecido bajo la intensa antropización. Se identifican facies de playa, de plataforma abierta y de lagoon, así como de dunas eólicas. Sobre todo, aparecen claras las facies de arenas gruesas muy bioclásticas y conglomerados, correspondientes a un delta mareal de reflujo bien desarrollado, cuyo canal principal se iba desplazando de N a S, según iba creciendo la barra adosada al acantilado en el norte y, por tanto, desplazándose la bocana (Fig. 2). Las facies de lagoon interno también están representadas, aunque debía tratarse de una zona bastante energética, con muchos aportes laterales de material detrítico, lo que explicaría la importancia del delta de reflujo.

Los sondeos de Miño, con muchos menos datos, muestran también el desarrollo de una barra de cierre del lagoon sobre fangos submareales (Fig. 3). En la barra se pueden identificar facies de playa y de canal correspondiente a la bocana y canal de desagüe del lagoon. El sondeo de Betanzos está formado, en la base, por unos 2 m de conglomerados y arenas gruesas fluviales que cortan los suelos formados durante el Pleniglaciar, para pasar, a techo, a facies fangosas, limos y arenas en secuencias de somerización en lo que representaría la transición de facies marinas de parte interna de estuario a marismas con esporádicos canales. Los aportes de agua dulce son abundantes, como se deduce por la comunidad de diatomeas. Termina en una neta continentalización. Finalmente, el sondeo de Ferrol muestra facies conglomeráticas en la base, correspondientes a canales, aluviones procedentes de las pronunciadas laderas del valle que se estaba inundando. Sobre ellas, aparecen inmediatamente fangos orgánicos y arenas con abundantes conchas, en general enteras, de moluscos, intercaladas con algunos niveles más gruesos de aportes laterales.

**Dataciones**

Se han obtenido siete dataciones, todas analizadas en el Laboratorio de Radiocarbono del Laboratorio Beta Analytic de Miami (Tabla 1). De los sondeos de Sada se dataron cuatro muestras, una de las cuales dio una edad de >39.920 años BP, es decir, más antigua de lo que permite discriminar el método. Se trata de la muestra obtenida en la base del sondeo 1 (S1), que consiste en un suelo desarrollado sobre los esquistos que constituyen la base de la secuencia holocena (Fig. 3). La muestra más antigua del Holoceno corresponde a la obtenida a 18,60 m de profundidad (unos 15 m bajo el nivel medio de marea en Sada) en el sondeo S2, que ha dado una edad de 8.400 $\pm$ 70 años BP (calibrada 9.530-9.270 años BP). En un sondeo muy próximo, el S4, se ha datado una muestra obtenida en el nivel de los 8,40 m (unos 5,5 m bajo el nmm), dando una edad de 1.000 años BP (660 a 500 cal BP), lo que significa que en la secuencia holocena de Sada está representado probablemente todo el

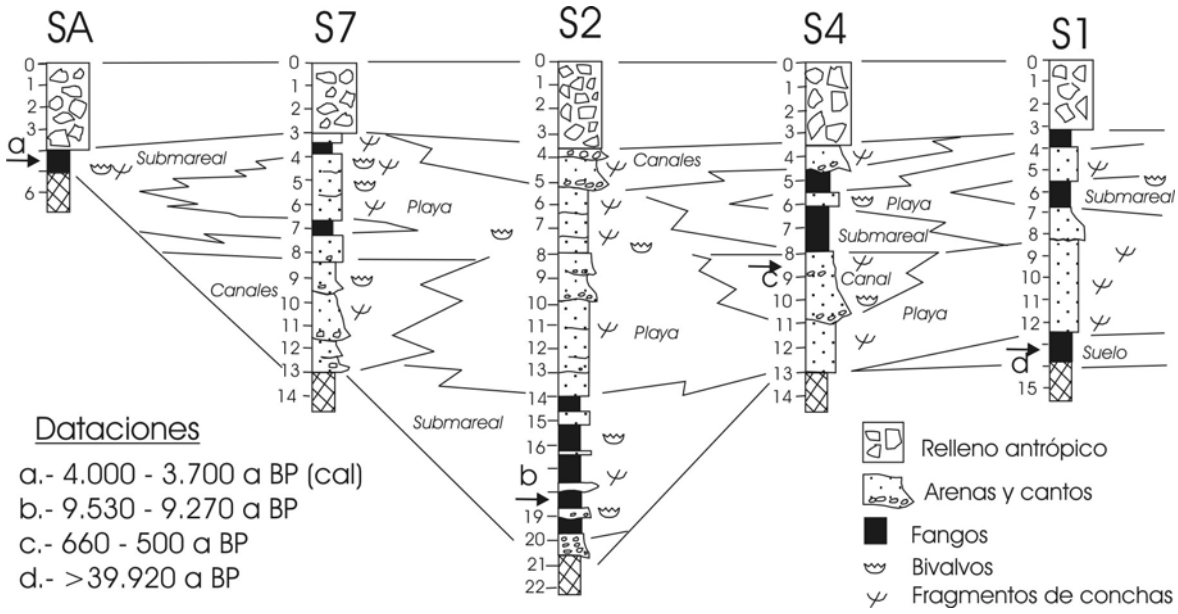



Fig. 2. Correlación de cinco de los sondeos de Sada. Se indican los subambientes y las dataciones obtenidas.

*Geologic cross-section of 5 cores in Sada. Facies and correlacion of units.*

Holoceno. En la Fig. 2 se sintetizan los datos de edades en una sola serie representando a los sondeos S2, S4 y SA.

En Betanzos se dataron dos muestras, una en la base, en un nivel de suelo desarrollado sobre los esquistos del basamento a una profundidad de 13,30 m, unos 6,50 m bajo el nmm) que dio una edad de 13.050 ± 40 años BP (cal 16.010-15.240 BP), es decir en el Pleniglacial-comienzo de la deglaciación, y la otra a 9,50 m (unos 4,70 m bajo el nmm), que resultó ser de 6.090 ± 60 años BP (cal 7.170-6.770 BP). En principio está también representado todo el Holoceno, al menos en su mitad inferior, si bien, teniendo en cuenta que los primeros niveles sedimentarios son de alta energía, es posible que la sedimentación no fuera continua. Por último, en el sondeo de Ferrol se dató una muestra obtenida a una profundidad de 6,60 m (unos 2,5 m bajo el nmm) dando una edad de 3.970 ± 70 años BP (cal 4.150-3.800 BP). Aunque el sondeo perforó materiales sedimentarios hasta los 9,20 m, no es posible asegurar que esté representado en este sector tan interno de la ría de Ferrol algo más antiguo que la segunda mitad del Holoceno.

**Análisis micropaleontológicos**

Se han analizado 31 muestras del testigo de Betanzos y 24 (entre los metros 11 y 19) del sondeo S2 de Sada para determinar su contenido en foraminíferos. En el primer caso, sólo tres muestras contenían estos microfósiles, de las cuales, las dos inferiores, situadas entre 8,95 y 8,60 m. presentaron abundantes ejemplares, formando una asociación fuertemente dominada por la especie salobre *Haynesina germanica* (abundancia relativa media: 80%), junto con algunos ejemplares de especies transportadas desde mar abierto (*Cassidulina*

| *Localidad* | *Sigla* | *Muestra* | *Edad convencional* | *Edad calibrada* |
|---|---|---|---|---|
| Sada | Beta 165864 | Sada S.1(12,40) | > 39.920 a. BP | |
| Sada | Beta 165865 | Sada S.2(18,60) | 8.400 ± 70 a. BP | 9.530-9.270 a BP |
| Sada | Beta 165863 | Sada S.A. (4,45) | 3.620 ± 60 a. BP | 4.090-3.820-3.780-3.730 a BP |
| Sada | Beta 165866 | Sada S.4 (8,40) | 1.000 ± 60 a. BP | 660-500 a BP |
| Betanzos | Beta 165868 | Bet S.1(13,30) | 13.050 ± 40 a. BP | 16.010-15240 a BP |
| Betanzos | Beta 165867 | Bet S.1 (9,50) | 6.090 ± 60 a. BP | 7.170-6.770 a BP |
| Ferrol | Beta 165870 | Ferrol P.3(6,60) | 3.970 ± 70 a. BP | 4.150-3.800 a BP |

Tabla 1. Resultado de las dataciones radiométricas en las localidades citadas en el texto.

*Radiocarbon dates from cores in the localities cited.*

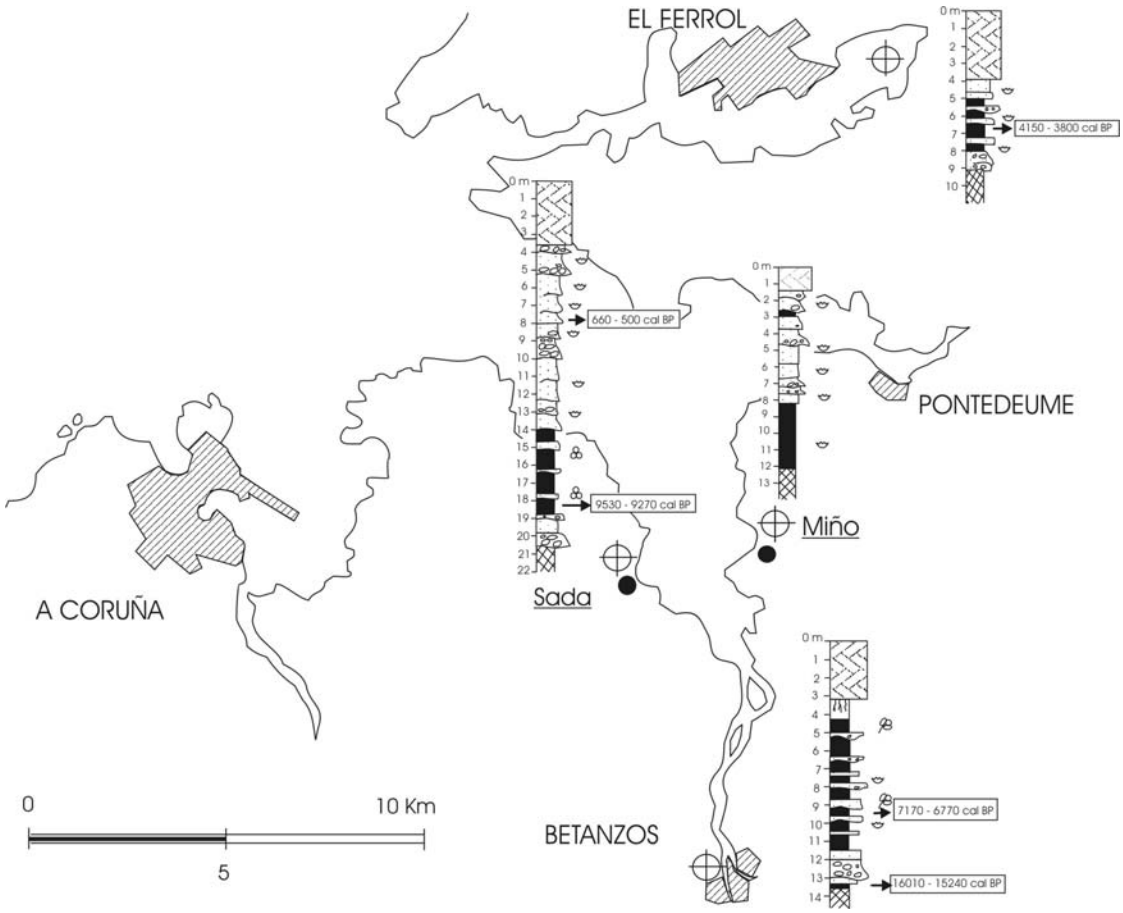



Fig. 3. Columnas tipo en las cuatro localidades estudiadas.

*Type sections in studied localities.*

*obtusa*, *Cibicides lobatulus*, *Brizalina difformis* y *Astegerinata mamilla*). La muestra situada a 7,60 m de profundidad contiene también *H. germanica* (abundancia relativa: 70%), junto con ejemplares de especies indicadoras de salinidad marino normal y transportadas desde mar abierto, como *Elphidium crispum* y *Oolina hexagona*. En conjunto indican un medio estuarino salobre y restringido. Por otra parte, en Sada todas las muestras contienen abundantes foraminíferos, excepto una, y están codominadas por la especie de plataforma continental *C. lobatulus* (abundancia media en torno al 30%), aunque, excepto en las cuatro muestras más superiores donde esta especie asciende al 70%, las especies estuarinas *H. germanica* y *Ammonia becarii* son también abundantes. En conjunto, sugieren una mezcla de condiciones estuarinas e influencia del mar abierto. Hay una buena correlación con el tamaño de grano, ya que las muestras arenosas están dominadas por *C. lobatulus*, lo que indicaría que la arena es de origen marino.

Respecto a las diatomeas, se han estudiado 57 muestras en el sondeo de Betanzos (entre los metros 9,95 y 2,65) y 24 en el de Sada, coincidentes con las de foraminíferos. En Sada, todos los ejemplares estaban rotos, lo que ha hecho imposible su estudio. En Betanzos han corroborado los resultados arrojados por los foraminíferos, pues han dado asociaciones características de condiciones salobres, especialmente en la base, mientras que hacia techo se hacen típicas de aguas dulces. Muestran además una cierta tendencia cíclica, de mayor a menor influencia marina, es decir, marcan secuencias respondiendo a los numerosos aportes de agua dulce que se manifiestan por las intercalaciones de depósitos gruesos de arroyadas.

## Discusión y conclusiones

El estudio de los sondeos realizado en este trabajo ha permitido por primera vez en Galicia norte obtener datos sobre la mitad inferior del Holoceno ya que sólo existían hasta ahora citas referidas a turberas con una edad aproximada de 5.000 años (Santos Fidalgo *et al*. 1993; Alonso y Pagés, 2000). Los sondeos de Sada y Betanzos, y las dataciones realizadas en la base de los mismos, muestran que está representado el Holoceno probablemente en su totalidad y que desde los 9.500 años (edad calibrada) se encuentran facies marinas (sondeo de Sada, metro 15,5 por debajo del actual nivel de marea media). Eso significa que el nivel del mar alcanzó una posición bastante elevada en una época todavía muy temprana dentro del Holoceno y que esa transgresión rápida avanzó inundando los profundos entrantes que se habían labrado y vaciado durante la anterior etapa fría de bajo nivel del mar.

El sondeo de Betanzos se localiza en lo que fue una ensenada marginal al desagüe principal de la ría, pero, incluso ahí, el mar alcanzó esa posición tan interna al menos hace 7.500 años BP y a una profundidad de entre 5 y 6,5 m, por debajo el nivel medio actual. La situación marginal se refleja en los episodios numerosos de aportes laterales de sedimentos, lo que mantuvo las condiciones de marisma de agua dulce en ese sector durante prácticamente todo el tiempo. Finalmente se agudizan las condiciones de continentalidad hacia techo, culminando la secuencia de somerización. En Miño aparecen facies marinas a unos 8 m por debajo del actual nivel medio del mar, pero la falta de dataciones hace imposible precisar el momento que representan. Finalmente, el sondeo de Ferrol parece representar la segunda mitad del Holoceno.

En conclusión, el mar penetró en el golfo Ártabro al comienzo del Holoceno, ya que encontró una morfología erosionada y profundamente incidida durante las etapas previas de nivel del mar bajo. Durante el Último Interglacial fueron eliminados los depósitos cuaternarios anteriores, al menos en su mayor parte, ya que se conservan evidencias de suelos de la etapa fría desarrollados sobre el regolito, pero no sedimentos. Posteriormente, se construyeron y desarrollaron los sistemas litorales de estuarios, barra-lagoon y marismas. El desarrollo de la serie sedimentaria muestra una tendencia progradante de dichos subambientes y, especialmente desde la mitad del Holoceno, una intensificación de ese proceso, lo que en principio sería coincidente con la ralentización del ritmo de subida que se ha producido a partir de ese momento (Zazo *et al*, 1999). El modelo propuesto coincide con el esquema evolutivo al que parece ajustarse la transgresión holocena en otros sectores estudiados de la costa norte peninsular, como en el estuario de Villaviciosa (Pagés *et al.*, 2002).

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido subvencionado con el proyecto REN2000 - 468MAR del Ministerio de Ciencia y Tecnología. Agradecemos la gentileza de las empresas Geonor, Labornosa y Soluziona que nos han proporcionado acceso a los sondeos utilizados en el estudio.

## Referencias

Alonso, A y Pagés, J. L. (2000). El registro sedimentario del final del Cuaternario en el litoral Noroeste de la Península Ibérica. Márgenes Cantábrico y Atlántico. *Rev. Soc. Geol. de España*, 13, 17-29.

Cano, J., Fumanal, M.P., Ferrer, C., Usera, J., Blázquez, A.M. y Olmo, J. (1997). Evolución de la costa meridional de Galicia durante el Cuaternario superior. En: J. Rodríguez Vidal, ed. *Cuaternario Ibérico*, 33-46. AEQUA.

Costa Casais, M., Martínez Cortizas, A. y Pérez Alberti, A. (1996). Tipo de depósitos costeiros antigos entre o Cabo de Fisterra e o Cabo de Corrubedo. En*:* Pérez Alberti, A; Martini, P., Chesworth, W y Martínez Cortizas, A. eds. *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*, 417-430. Xunta de Galicia.

Pagés, J. L., Alonso, A., Cearreta, A., Hacar, M.P. y Bao, R. (2002). The Holocene record in the Villaviciosa Estuary (Asturias, Spain). En: .MB Ruiz Zapata *et alt*., eds. *Quaternary climatic Changes and Environmental Crisis in the Mediterranean Region*, 249-256.

Rey, J. y Somoza, L. (1993). Sistemas deposicionales de las rías gallegas y la plataforma continental. Su relación con variaciones del nivel del mar durante el Cuaternario. En: M.P. Fumanal y J. Bernabeu, eds. *Estudios sobre Cuaternario*, 65-74. Universidad de Valencia. Valencia.

Santos Fidalgo, L., Bao Casal, R., Jalut, G. y Cearreta, A. (1993). Estudio micropaleontológico del depósito costero holoceno de Seselle (Ría de Ares, A Coruña, España). *Actas 3ª Reuniáo do Quaternario Ibérico*, 329-337. Coimbra.

Vidal Romaní, J.R., Bao, R, Mosquera, M. y Salas, B. (1997). Pruebas de los cambios en el nivel del mar en el Noroeste de la Península Ibérica después del último período glaciar. *Resúmenes del 2º Symposium sobre el Margen Ibérico Atlántico*, 139-140. Cádiz

Zazo, C., Dabrio, C. J., Borja, F., Goy, J.L., Lezine, A.M., Lario, J., Polo, M.D., Hoyos, M. y Boersma, J.R. (1999). Pleistocene and Holocene aeolian facies along the Huelva coast (southern Spain): climatic and neotectonic implications. *Geol. en Mijbouw*, 77, 209-224.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# LOS DEPÓSITOS DEL CUATERNARIO RECIENTE DE GIJÓN (ASTURIAS)

**Recent Quaternary deposits of Gijón (Asturias)**

M. Torres Alonso, M. Gutiérrez Claverol, G. Flor, M. Jiménez-Sánchez y L.M. Rodríguez Terente

Departamento de Geología. c/ Arias de Velasco, s/n. Universidad de Oviedo

mtorres@geol.uniovi.es; fax: 985 10 31 03

**Resumen**

A partir de más de mil sondeos realizados en el subsuelo de la ciudad de Gijón (Asturias) se han estudiado depósitos cuaternarios, localmente con más de 25 m de espesor, constituidos por cantos, arenas, fangos orgánicos y niveles de turba, uno de ellos con una datación absoluta de 5.360 ± 80 años BP. Se interpretan como sistemas de barreras que confinaban amplias áreas estuarinas. Estos depósitos holocenos se apoyan sobre limos y arcillas provenientes mayoritariamente de la alteración del sustrato rocoso infrayacente (dolomías y calizas del Jurásico Inferior), constituyendo una formación residual de gran interés. Las características de estos sedimentos superficiales y la geometría de su contacto con el basamento rocoso son descritas en este trabajo.

**Palabras clave:** arenas, fangos orgánicos, turba, arcillas residuales, estuarios, Holoceno

**Abstract**

Data from a thousand drill cores in urban subsoil of Gijón (Asturias), locally up to 25 m thickness, allowed to study the littoral deposits: pebbles, sands, organic muds and peat levels, one dated in 5.360 ± 80 yr BP. They are interpreted as sandy barrier systems enclosing broad estuarine areas. These Holocene deposits cover an interesting formation: silts and clays mainly coming from the alteration of the underlying bedrock (Lower Jusassic dolomite and limestones). The features of all these surficial sediments and the geometry of the contact between them and Jurassic bedrock are detailedly described in this work.

**Key words:** sands, organic muds, peat, residual clays, estuaries, Holocene

## Introducción

Los primeros conocimientos sobre los sedimentos cuaternarios de la bahía de Gijón proceden del trabajo de Martínez Álvarez *et al.* (1967), quienes presentan una cartografía del núcleo urbano y su periferia. Torres Alonso (1971) incluye en su tesis doctoral un esquema geológico y evalúa el comportamiento geomecánico de los distintos tipos de materiales existentes. El mismo autor publica durante los años 1983 y 1984 estudios sobre las características geotécnicas de las arcillas residuales que tapizan gran parte de la zona urbana.

La publicación del "Mapa geotécnico y de riesgos geológicos de la ciudad de Gijón" (Elizaga y Fresno, 1987) constituye una aportación interesante a la problemática que plantea el subsuelo a efectos de cimentaciones y de la estabilidad de laderas y taludes.

Torres *et al.* (1998) cartografían con detalle el casco urbano de Gijón, estableciendo un límite preciso entre los depósitos litorales y el resto de materiales aflorantes. Gutiérrez Claverol *et al.* (2002) realizan un extenso estudio geológico sobre la globalidad del municipio gijonés, prestando una atención especial a los materiales del Cuaternario. Por último, Lharti (2002) y Lharti *et al.* (2003) concluyen que buena parte del asentamiento de la ciudad está constituido por un relleno costero holoceno, representado estratigráfica y sedimentológicamente por dos sistemas de barrera/estuario superpuestos en la base y otro culminante de playas/dunas que, en conjunto, se generaron en tres fases sucesivas relacionadas con el ascenso relativo del nivel del mar durante el Pleistoceno Superior y Holoceno hasta la trangresión flandriense y la progradación final hasta la ocupación antrópica.

La compleja problemática geotécnica que presentan los materiales de una gran parte del casco urbano de Gijón ha propiciado la realización de numerosos sondeos mecánicos con vistas al conocimiento directo tanto de los suelos y rocas sobre los que se pretende construir, como de la existencia de aguas subterráneas. El estudio y

valoración de más de mil sondeos, así como de pequeños afloramientos y trabajos superficiales (calicatas, zanjas, excavaciones, etc) ha permitido conocer la naturaleza de los depósitos sobre los que se asienta esta población y plasmar su distribución espacial. Su descripción detallada es el objetivo principal de este artículo.

**Morfología de la cuenca cuaternaria**

En el área metropolitana cabe diferenciar, desde un punto de vista geológico (Fig. 1), sedimentos pertenecientes a un dominio litoral, esencialmente originados por la acción de agentes costeros, y otro continental, formado por productos de alteración generados sobre materiales rocosos dolomíticos y calizos.

El *dominio litoral* está representado por los arenales de la playa de San Lorenzo (antiguamente de San Pedro) y su continuación hacia el interior por el barrio de La Arena, extendiéndose hacia el occidente hasta alcanzar la playa de Poniente, una playa artificial ubicada sobre lo que a finales de siglo XIX constituyó la playa

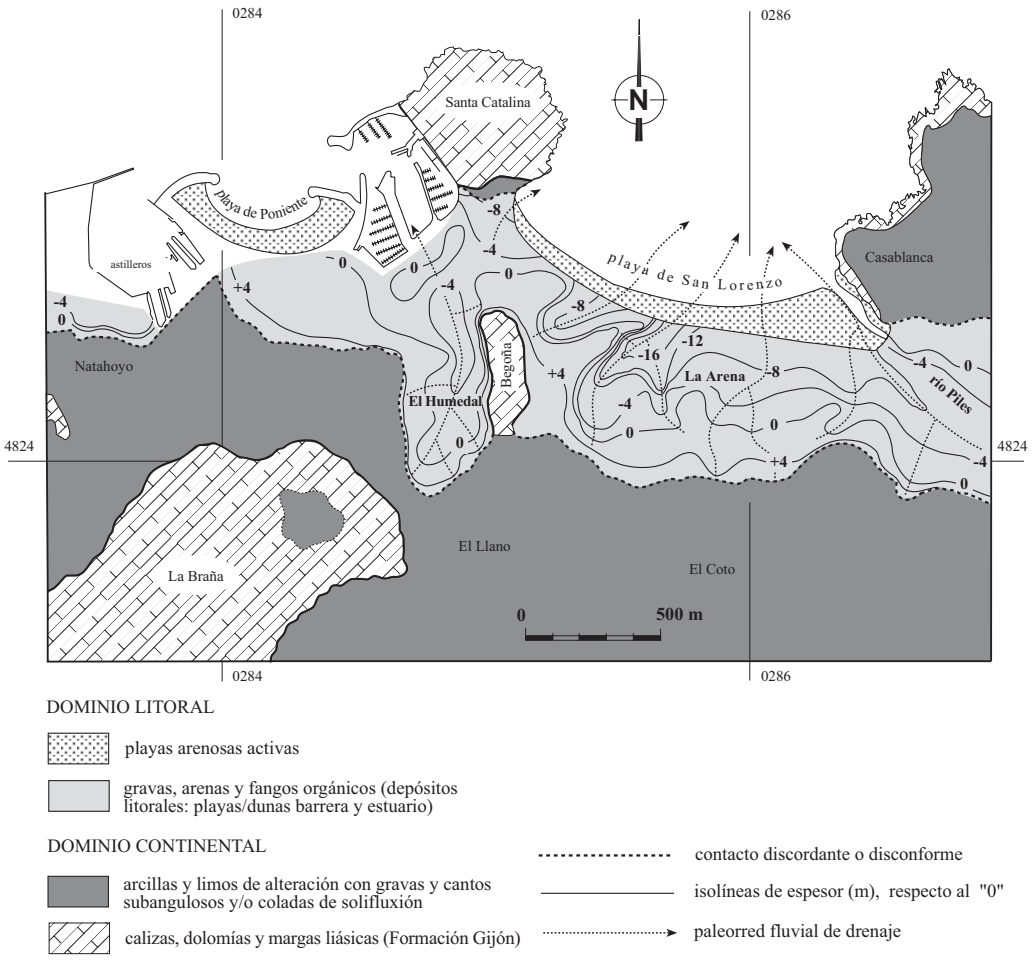



Figura 1. El sustrato rocoso de la ciudad de Gijón está representado por las calizas y dolomías jurásicas, que buzan suavemente hacia el E, sobre las que se ha generado un manto de alteración y, en menor proporción, otro de tipo coluvionar. El relleno sedimentario costero se articula en torno a las cuencas de El Humedal (área occidental), drenado por el antiguo río Cutis (hoy colector urbano), y La Arena (área oriental), en cuyo extremo oriental se instala el río Piles, cuyos paleodrenajes fluviales para ambas cuencas se reproducen oportunamente (modificado de Gutiérrez Claverol *et al*., 2002).

*Bedrock of Gijón is constituted by Lower Jusassic dolomites and limestones gently deeping to the E. It is covered by silts and clays coming mainly from the bedrock alteration and colluvial processes. Coastal sedimentary infill occupies two relatively broad basins; the western one (El Humedal) is drained by the old river Cutis (today is an urban drainpipe) and the eastern one (La Arena) is connected to the river Piles; both paleofluvial axis area reproduced (modified from Gutiérrez Claverol et al., 2002).*

de Pando o del Paseo. Este conjunto enlazaba hacia tierra con otro relleno costero por el barrio de El Humedal.

El contacto entre estos depósitos litorales y el sustrato rocoso infrayacente muestra una pendiente general hacia el norte, con diferencias importantes de profundidad entre la parte interior de la urbe y el borde en la línea de costa (Fig. 1). Destaca la existencia de un umbral rocoso emergido en la zona de Begoña, que separa los dos dominios sedimentarios mencionados: el de La Arena y el de El Humedal. Este último forma una depresión con trazado N-S de reducidas dimensiones y escasa profundidad (8 m), en lo que constituiría una red de drenaje simple (Fig. 1), con una barra arenosa a la cota 0 en su zona frontal, que serviría de umbral, configurando un área parcialmente confinada determinante de la deposición de las máximas acumulaciones de fangos orgánicos y turba del entorno (Fig. 2).

En el dominio litoral de La Arena, cuya cuenca toma una disposición alargada E-O, se han podido diferenciar toda una serie de paleovalles excavados en el sustrato jurásico (Fig. 1), como parte de la red de drenaje del paleoPiles, todos ellos afluentes por la izquierda. Es previsible que el desarrollo de la red fluvial estuviera condicionado por el sistema de fracturación que afecta al subsuelo rocoso. En un estadio ulterior (Holoceno), se produciría la colmatación sedimentaria de la cuenca según el modelo transgresivo propuesto por Lharti (2002) y Lharti *et al.* (2003). Las importantes acumulaciones de sedimentos de este dominio con espesores de hasta 25 m están constituidas fundamentalmente por arenas, entre las que se intercalan gravas y, de manera irregular, fangos orgánicos y niveles de turba.

El *dominio continental* ocupa la mayor extensión del ámbito urbano, a modo de semiarco, bordeando al dominio anterior. El subsuelo de este ámbito es bastante uniforme, representado por los niveles de dolomías y calizas del Jurásico Inferior, a los que se superpone un importante recubrimiento de arcillas y limos residuales, el cual se continúa incluso subyacente a los depósitos costeros.

La morfología general responde a una amplia planicie que dibuja a modo de un anfiteatro con planta en herradura abierta al mar, en parte debido al buzamiento suave de los materiales jurásicos hacia el E y a la adaptación a rasas escalonadas de origen marino, como plataformas de abrasión incorporadas al continente, de las cuales la más baja identificada arrasa la superficie del cerro de Santa Catalina a 20 m. Se produciría una regularización de las pendientes con las incisiones fluviales de redes costeras mal desarrolladas en parte debido al mayor funcionamiento subterráneo del agua, hasta la configuración actual.

## Tipología de los depósitos

Los depósitos que rellenan gran parte de la ciudad de Gijón están constituidos por materiales detríticos muy variados: gravas, arenas silíceas, arcillas y orgánicos: bioclastos arenosos, limos orgánicos, turba y restos de organismos estuarinos (gasterópodos, bivalvos y fragmentos vegetales).

El tramo superior de los sedimentos cuaternarios está formado por arenas limpias, de tonos beiges, puntualmente conchíferas, que se interpretan como depósitos de playa expuesta y dunas adyacentes, tanto expuestas como estuarinas, así como de llanuras arenosas. En el tramo medio coexisten arenas y arenas limosas, y limos orgánicos, que corresponderían a llanuras arenosas y fangosas; asimismo entre los niveles arenosos aparecen, intercalados, lentejones de gravas que se concentran en el área más externa, interpretados como pertenecientes a un canal principal estuarino. El tramo basal está integrado por materiales arenosos, gravas, fangos orgánicos y capas de turba, mostrando fuertes variaciones tanto de espesor, como de posición en lo que constituirían canales mareales, llanuras arenosas y fangosas y marismas.

El arenal de la playa de San Lorenzo se extiende desde el promontorio de Santa Catalina hasta la desembocadura del Piles y, antiguamente, se continuaba por la playa de Pando en lo que constituía un tómbolo, pero su anchura original era mucho más extensa que en la actualidad, tal como atestiguan los mapas de Tofiño (1787), Coello (1870) y García Arenal (1886-1990), citados por Gutiérrez Claverol *et al*. (2002), internándose muy adentro de la actual zona urbanizada. Con la construcción del muro encorsetando la playa se eliminó gran parte de la zona supramareal y la totalidad del campo de dunas.

### *Depósitos de gravas*

Los niveles de cantos y gravas, que no son abundantes, se encuentran intercalados fundamentalmente en la parte basal de los depósitos litorales. Ocupan un amplio espacio que se extiende siguiendo una franja relativamente amplia y con trazado irregular a lo del límite meridional de la playa de San Lorenzo hasta la desembocadura del Piles.

Los cantos son mayoritariamente silíceos y subredondeados, y muy localmente carbonatados (calizas y calizas dolomíticas). Su espesor presenta una distribución irregular; según los lugares existen dos niveles

diferentes, entre los que se intercalan arenas y, con carácter más restringido, limos orgánicos y turbas. En la zona occidental de la playa de San Lorenzo, la potencia varía entre 0,2 y 6,7 m, detectándose a veces los dos horizontes aludidos. Algo al E del cerro de Begoña, se alcanzan los máximos espesores, hasta 16 m, mientras que en el resto de La Arena fluctúan entre 0,7 y 10 m, aunque esporádicamente se llegue a 12,9 m, en ambos casos apareciendo en los dos niveles superpuestos.

*Depósitos de arenas*

La extensión y potencia de estos niveles arenosos se muestran en la Fig. 1. Las potencias mayores se localizan en el relleno de grandes vaguadas excavadas entre Begoña y la playa de San Lorenzo, sobrepasando los 20 m. Sufren una reducción progresiva hacia los márgenes oriental y occidental, con valores medios comprendidos entre 5 y 10 m, y paulatinamente hacia el borde meridional, siguiendo el trazado alargado de la cuenca.

Son materiales sueltos o con un reducido grado de compacidad, alta permeabilidad (máxime en los niveles superiores de las arenas de playa y dunares) y saturados de agua dulce, situándose el nivel freático entre -1 y -7 m respecto a la superficie topográfica. Cabe resaltar la presencia irregular de materia orgánica (1-4%) en los bancos inferiores de arenas limo-arcillosas.

*Depósitos de fangos orgánicos y turba*

Se trata de materiales heterogéneos, entre los que predominan los de granulometrías finas, representados por arenas, limos-arcillosos y fangos, con horizontes enriquecidos en materia orgánica diseminada, mientras que la turba, menos importante, puede formar dos o más horizontes de espesor decimétrico. La potencia de este conjunto fluctúa entre 0,3 y 6 m, con un máximo desarrollo en el El Humedal (Fig. 2).

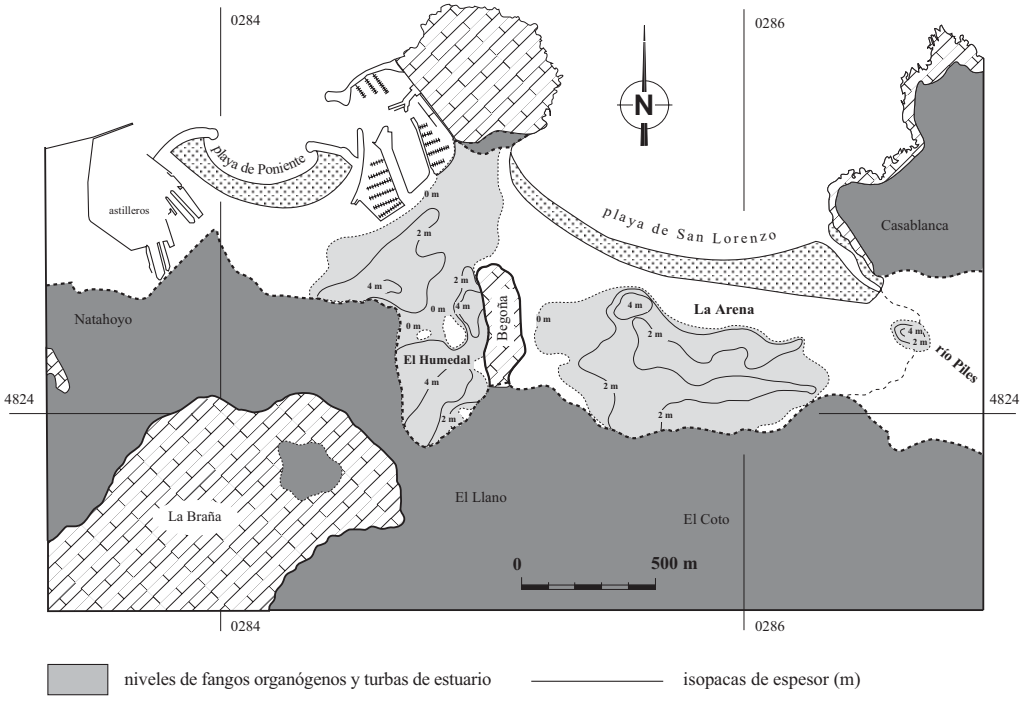



Figura 2. Relleno de limos y arcillas orgánicas y turbas pertenecientes a llanuras de fangos y marismas (expresado isopacas con intervalos métricos) en las cuencas de El Humedal y La Arena (Gutiérrez Claverol *et al*., 2002).

*Isopach patterns (in m) of organic silts and clays and peats interpreted as estuarine mud flats and marshes in El Humedal and La Arena basins (Gutiérrez Claverol et al., 2002).*

Sobresalen dos áreas, la primera se corresponde con El Humedal y se extiende hasta las inmediaciones del cerro de Santa Catalina, donde su potencia máxima puede llegar a los 5 m. La segunda con una repartición y espesores relativamente uniformes (unos 2 m), con un máximo en la esquina NO de La Arena. Existe una concentración aislada de este material en las inmediaciones de la desembocadura del río Piles (niveles de fangos orgánicos intercalados entre arenas y gravas), presentando un máximo de 4 m de espesor, y también en un extremo de la playa de Poniente, donde se localiza una capa turbosa de 1,5 metros. Muestras de turba, procedentes de sondeos de la Plaza de Europa, se dataron radiométricamente en el laboratorio "Beta Analytic Inc." (Florida, USA). Mediante $^{14}C$, se estimó una edad de 5.360 ± 80 años BP (Beta-118665), del mismo orden (5.050 ± 40 años BP) al obtenido en un depósito de oclusión asociado a un movimiento en masa del cercano valle del Meredal (Jiménez Sánchez *et al*., 1999). Corresponden al techo del segundo conjunto de sistema barrera/estuario transgresivo (Lharti, 2002) y en consecuencia generados durante el Holoceno.

El deficiente comportamiento geomecánico de estos materiales (con estructura esponjosa y una elevadísima humedad natural) obligó a utilizar pilotes de madera en las cimentaciones antiguas, especialmente en el dominio oriental de El Humedal. A pesar de estos remedios los problemas no estuvieron ausentes, así en el año 1989 se declararon ruinosos varios edificios y se procedió a su demolición en la tristemente célebre "manzana reseca" (zona situada entre la avenida de La Costa y las calles Mieres y Santa Justa). La grave problemática surgida en este enclave está relacionada con el abatimiento del nivel freático provocado por excavaciones realizadas en el entorno. Tal descenso de las aguas subterráneas dejó en condiciones aerobias la parte superior de los pilotes, aproximadamente un metro, produciendo la pudrición de la madera y el subsiguiente asentamiento de las estructuras de las edificaciones.

*Arcillas y limos residuales*

Dentro del dominio litoral, las arcillas y limos residuales se localizan en el contacto entre los depósitos arenosos y las calizas y dolomías infrayacentes dentro del propio casco urbano y especialmente hacia el borde meridional del mismo (Fig. 3). Se trata de vastas extensiones de arcillas y limos, aunque con un reparto irregular, ocupando más del 50% del ámbito considerado; se originaron por la alteración *in situ* de

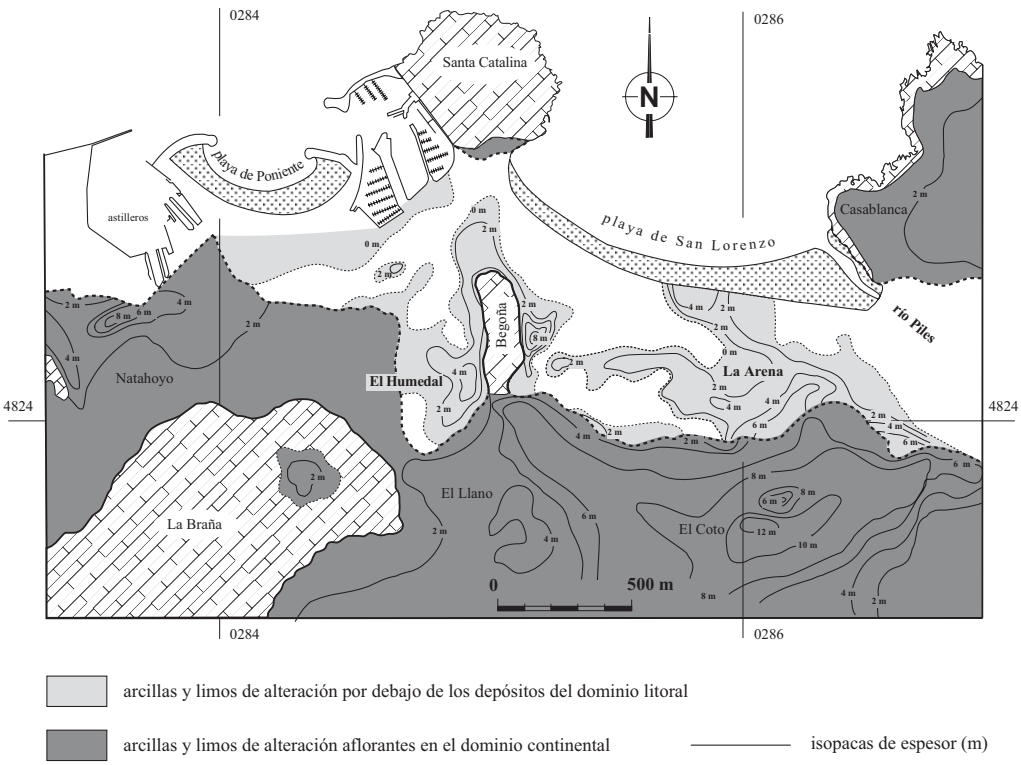



Figura 3. Distribución de los arcillas y limos residuales (expresado en isopacas con intervalos métricos), que recubren e sustrato rocoso de dolomías y calizas jurásicas en las cuencas de El Humedal y La Arena (Gutiérrez Claverol *et al*., 2002).

*Isopach patterns (in m) of residual silts and clays covering the Jurassic calcareous substratum in the El Humeda and La Arena basins (Gutiérrez Claverol et al., 2002).*

materiales carbonatados, de edad liásica y representan productos de descalcificación constituidos por arcillas y arcillas limosas de tonos pardo-amarillentos que contienen nódulos, tinciones ferruginosas y, en el tramo basal, fragmentos angulosos de dolomías y/o calizas. Localmente, engloban fracciones clásticas de arenas silíceas y cantos cuarcíticos subredondeados, en cuyo caso representaría coladas de solifluxión finipleistocenas, como las citadas en las terrazas costeras de Veciella (Caravia), Bañugues (Rodríguez Asensio y Flor, 1979), Llumeres, Portizuelo, etc.

Estas formaciones superficiales alcanzan su mayor desarrollo en los barrios de El Coto (hasta 14 m) y Natahoyo (1-7 m) y en el oriental de Viesques (2-8 m), meridional de Ceares (2-6 m) y occidental de Pumarín (2-4 m). En general, las menores potencias se circunscriben a los bordes de los depósitos litorales y a los afloramientos calcáreos de los barrios de La Braña y La Calzada (0,5-2 m), este último al O de la playa de Poniente. Hay variaciones fuertes de espesor, significando la fosilización de un paleorrelieve irregular.

El análisis mineralógico de las arcillas residuales de la zona confirma como componente esencial a la illita, junto con pequeños porcentajes de caolinita y clorita. Los ensayos de identificación geotécnica permiten precisar que se trata de materiales con un contenido variable de las fracciones limosa y arenosa, elevados límites de Atterberg y altos porcentajes de humedad natural (Torres Alonso, 1983 y 1984).

## Conclusiones

- El estudio realizado en el subsuelo de Gijón ha permitido conocer que la ciudad se encuentra asentada sobre calizas y dolomías jurásicas con un recubrimiento importante de depósitos cuaternarios, tanto relacionados con un origen costero (cantos escasos y abundantes arenas, fangos orgánicos y niveles de turbas), como con la alteración rocosa (limos y arcillas y alguna aportación coluvionar (cantos cuarcíticos y calcáreos flotando en una matriz arcilloso-limosa).
- El sustrato rocoso ha sido excavado en esta zona por dos sistemas fluviales de los cuales se conservan sendas paleorredes de drenaje, que han sido reconstruidas, principalmente relacionadas con los ríos de Cutis y Piles.
- El relleno costero se corresponde con dos sistemas de barrera/estuario, de acuerdo con una secuencia transgresiva que, a partir de la máxima inundación se continúa por la progradación con la colmatación de un conjunto de playas/dunas
- La datación de la turba con $^{14}C$ aporta una edad de unos 5.360 años en la parte alta del segundo sistema transgresivo, lo que permite extrapolar la edad de los depósitos anteriores y posteriores al Holoceno.

## Referencias

Elizaga Muñoz, E y Fresno López, F. (1987). Mapa geotécnico y de riesgos geológicos de la ciudad de Gijón. *IGME. M. de Industria y Energía.*

Gutiérrez Claverol, M., Torres Alonso, M. y Luque Cabal. C. (2002). *El subsuelo de Gijón. Aspectos geológicos*. CQ Licer, S.L. Librería Cervantes. Oviedo.

Jiménez Sánchez, M., Farias, P., Rodríguez, A. y Menéndez Duarte, R.A. (1999). Landslide development in a coastal valley in Northern Spain: conditioning factors and temporal occurrence. *Geomorphology*, 30, 115-123.

Lharti, S. (2002). *Estratigrafía y sedimentología de los depósitos del subsuelo de la ciudad de Gijón*. Trabajo de Investigación (inédito). Departamento de. Geología. Universidad de Oviedo.

Lharti, S., Flor, G., Torres Alonso, M., Gutiérrez Claverol, M. y Flor Blanco, G. (2003). Relleno costero holoceno del subsuelo de Gijón (Asturias). *Thalassas*, 19 (2b), 204-205. (4º Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico). Vigo.

Martínez Álvarez, J.A., Torres Alonso, M. y Gutiérrez Claverol, M. (1967). *Rasgos geológicos de los alrededores de Gijón*. Publ. E.T.S. Ingenieros de Minas. Universidad de Oviedo.

Rodríguez Asensio, J.A. y Flor, G. (1979). Estudio del yacimiento prehistórico de Bañugues y su medio de depósito (Gozón, Asturias). *Zephyrus*, XXIX, 161-178.

Torres Alonso, M. (1971). *Estudio geotécnico general de la zona central de Asturias*. Tesis Doctoral (inédita). Univ. Oviedo.

Torres Alonso, M. (1983). Datos geotécnicos previos sobre los depósitos arcillosos de Gijón (Asturias). *Bol. Cien. Nat. (IDEA)*, 32, 173-181.

Torres Alonso, M. (1984). Características geológico-geotécnicas de los materiales arcillosos de la zona urbana de Gijón (Asturias). *Bol. Cien. Nat. (IDEA)*, 33, 139-155.

Torres Alonso, M., Gutiérrez Claverol, M. y Rodríguez Bouzo, L. (1998). Problemática geológica y geotécnica de una urbe marítima singular: la ciudad de Gijón (NW de España). *Actas del X Congreso Latinoamericano de Geología*, I, 359-364. Buenos Aires. 1998.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# MODELO TEXTURAL DE TENDENCIA DE TRANSPORTE DEL SEDIMENTO PARA LA PLAYA DE OYAMBRE (CANTABRIA)

## Textural sediment transport model for the Oyambre beach (Cantabria)

J. Garrote Revilla y G. Garzón Heydt

Departamento de Geodinámica. Facultad de Geología. UCM. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid

juliog@geo.ucm.es

**Resumen**

La aplicación de los modelos texturales de tendencia de transporte del sedimento, basados en las diferencias que sobre tres parámetros granulométricos (media, desviación estándar y simetría), a partir de la población de muestras tomadas de la arena de una playa, han tomado cierta importancia desde principios de la pasada década. En este caso y siguiendo el modelo de cálculo propuesto por Gao (1995), se presentan los resultados obtenidos para cuatro campañas de campo sobre la playa de Oyambre. Éstos se comparan con modelos de propagación del oleaje hacia aguas someras construidos en función de las condiciones energéticas del mismo, observando la estrecha relación existente entre unos modelos y otros. Así, pueden establecerse las relaciones existentes entre condiciones de oleaje y patrón de removilización del sedimento, lo que plantea la utilidad del método en el estudio de distintas morfologías playeras.

**Palabras clave:** transporte de sedimento, parámetros granulométricos, modelos de propagación de oleaje, Oyambre, Cantabria.

**Abstract**

The application of sediment transport textural models, defined by differences in three petrologic parameters (mean, standard deviation and symmetry) from beach sand sample populations has been important in the last decade. This study, following the model of Gao (1995), shows the results for several field surveys in the Oyambre beach. These are compared with wave propagation models, based on energetic wave conditions, and the relationship between these two models are established. In addition, this relationship between wave conditions and sediment transport may be useful to study the origin and destruction of some beach morphologic features.

**Keywords:** sediment transport, granolometric parameters, wave propagation models, Oyambre, Cantabria.

### Introducción

Los modelos texturales de tendencia de transporte del sedimento están basados en el análisis y comparación de los valores de tres parámetros clastométricos (media, desviación estándar y simetría) entre una serie de muestras tomadas en la playa. Este tipo de análisis se está haciendo habitual en los estudios de dinámica litoral. Cabe destacar como máximos exponentes de este tipo de trabajos los de McLaren y Bowles (1985), Gao y Collins (1990 y 1992), Gao *et al*. (1994), Le Roux (1994), Pedreros *et al*. (1996) o Dupont *et al.* (2000). Además, algunos de ellos, como Gao (1995), Le Roux *et al.* (2002) o Chang *et al.* (2001), han proporcionado a la comunidad científica programas específicos para el cálculo de estos vectores de transporte. Así, Gao facilita el programa GSTA (el utilizado en nuestro estudio), Le Roux el programa TRANSVEC y Chang el programa GSTAST.

La playa de Oyambre o de La Rabia, según la hoja topográfica a escala 1:50.000, se encuentra entre las localidades de Comillas y San Vicente de la Barquera, en el área occidental de la Comunidad Autónoma de Cantabria (N de España). Presenta una longitud de unos 3,5 km y en su límite E vierte sus aguas el estuario de La Rabia, a su vez formada por los brazos de La Rabia y del Capitán. Una descripción más detallada de la playa puede encontrarse en los trabajos de Garrote *et al*. (2001a y b).

### Metodología

El trabajo comienza con la toma de muestras de en torno a 0,5 kg de arena, pertenecientes a la parte más superficial de la playa (se tomó principalmente del primer centímetro). Posteriormente, estas arenas serían

tamizadas en una columna de 13 tamices, con variación entre ellos de 0,5 ϕ (entre -2 ϕ y +4 ϕ), obteniendo el porcentaje de cada uno de ellos para calcular una serie de parámetros clastométricos (media, desviación estándar y simetría de la muestra). El cálculo de estos parámetros se realizó por el método de los momentos (Folk y Ward, 1957; Friedman y Sanders, 1978), necesario para poder después utilizarlos en los modelos de tendencia de transporte del sedimento (Gao, 1995) dentro de la playa.

Por otra parte se determinan las coordenadas X e Y (levantamiento topográfico) de cada una de las muestras tomadas, algo imprescindible para la comparación espacial de los resultados de las clastometrías, y que fue realizado mediante estación total. Estas coordenadas bien pueden ser coordenadas reales o bien las generadas a partir de un eje que situemos arbitrariamente, cosa que se hizo en este caso.

Una vez calculados los parámetros clastométricos y las coordenadas de las muestras, se dispone ya los datos básicos para el análisis. Ahora sólo falta determinar dos parámetros propios del programa a utilizar (GSTA, Gao, 1995). Uno es la relación escalar y el otro el radio de búsqueda. El primero, que hace referencia a la diferencia de escalas entre el eje X e Y, será igual a 1 siempre que ambas escalas sean semejantes (como lo es en este caso, en que ambas escalas figuran en metros). El segundo, que hace referencia a la distancia de búsqueda y comparación entre puntos, estará en función de la separación que presenten las muestras, y esta distancia deberá de ser mayor que la máxima distancia que separa a cualquier punto de los que se encuentran a su alrededor.

Con esto, se prepara un archivo para cada campaña de toma de datos, que será de tipo ASCII, con la siguiente estructura (Gao, 1995).

N A DC

Nº muestra X Y . ( σ Sk)

Donde N es el número total de muestras, A es la relación escalar y DC el diámetro de búsqueda; estos tres valores formarían la primera línea de nuestro archivo. Las siguientes líneas, reflejan el número de muestra, las coordenadas X e Y y los valores de media, desviación estándar (σ) y simetría (Sk) de cada una de las muestras.

Se mantendrán en los datos de salida los valores del número de muestra y de las coordenadas X e Y, cambiando los valores de entrada de los parámetros clastométricos por otros dos, que son la magnitud del transporte y la dirección de ese transporte. Una vez obtenidos los datos de salida, queda proceder a su representación, para lo cual se utiliza el programa Surfer$_{TM}$. Existe una variante en este método (Dupont, 2000), que consiste en realizar una interpolación de los resultados obtenidos para las muestras de campo, con lo que se consigue una malla de datos a partir del cual poder correr el programa GSTA. No se utilizó en este trabajo, a pesar de parecer un método interesante para realizar un mejor análisis y comparación, debido a que no se ha podido comprobar si con esa interpolación se produce una pérdida en la calidad y fiabilidad de los datos. Sería un aspecto a tratar en el futuro.

La base teórica para estos análisis es la comparación entre los parámetros clastométricos de dos muestras de arena (Folk y Ward, 1957; Vila *et al*., 2000). Así, los procesos sedimentarios producen cambios en los parámetros clastométricos en la dirección de transporte. Distintos autores han discutido sobre las bases teóricas de esta afirmación (McLaren y Bowles, 1985; Gao y Collins, 1992), llegando a la conclusión de la existencia de cuatro patrones que dominarían en la naturaleza. Todos los patrones asumen un incremento en la selección del sedimento en la dirección del transporte, mientras los otros dos parámetros considerados pueden variar. Los cuatro patrones son los siguientes (Dupont *et al*., 2000):

Patrón 1: Más finos (*finer*), mejor seleccionados (*better sorted*) y una asimetría más negativa (*more negative skewed*).

Patrón 2: Más gruesos (*coarser*), mejor seleccionados (*better sorted*) y una asimetría más positiva (*more positive skewed*).

Patrón 3: Más gruesos (*coarser*), mejor seleccionados (*better sorted*) y una asimetría más negativa (*more negative skewed*).

Patrón 4: Más finos (*finer*), mejor seleccionados (*better sorted*) y una asimetría más positiva (*more positive skewed*).

Un aspecto que cabe reseñar para todos estos análisis es la premisa de que los resultados obtenidos reflejan ante todo el transporte instantáneo (Pedreros *et al*., 1996), es decir, el del último ciclo de marea, no siendo fácilmente extrapolables a escala temporal más amplia, o por lo menos habría que hacerlo con reservas.

## Resultados

Antes de describir los resultados obtenidos, conviene aclarar el significado de estos mapas. Como se puede observar, vienen representados por vectores, los cuales con su dirección indican el sentido preferente de transporte para ese punto. El tamaño de los vectores, a su vez, representa la magnitud de dicho transporte.

Por otra parte, y siguiendo la premisa de que los vectores indican las direcciones preferentes de movimiento del sedimento, la concentración de vectores en una dirección o sobre un punto determinado del mapa, mostrarán una tendencia a la acumulación en ese punto (Gao y Collins, 1992; Dupont *et al*., 2000; Chang *et al*., 2001), siendo el significado de la divergencia de vectores el contrario. Los vectores representan tanto el frente de playa como el arenal interno, y cada vector se corresponde con una muestra de campo.

A continuación se describen los mapas obtenidos:

- Campaña septiembre 2000

Este mapa marca dos grandes zonas en función de las características de los vectores, la primera correspondería con la zona O de la playa (Fig. 1), en la que existe una predominancia del transporte longitudinal a la playa. Queda representada por los vectores que presentan orientación SE, que indican un transporte desde el extremo occidental de la playa hacia su zona central.

Mientras, en el resto de la playa, los vectores presentan una orientación norteada, que marcaría un transporte transversal a la playa, desde la zona supramareal a la submareal. En este área, la dirección de los vectores de transporte se ajusta de forma que marca una posible salida del sedimento del conjunto playero, o al menos un transporte hacia la zona submareal fuera del área de estudio. En el extremo oriental la dirección, pese a mantener la tendencia norteada, gira algo hacia

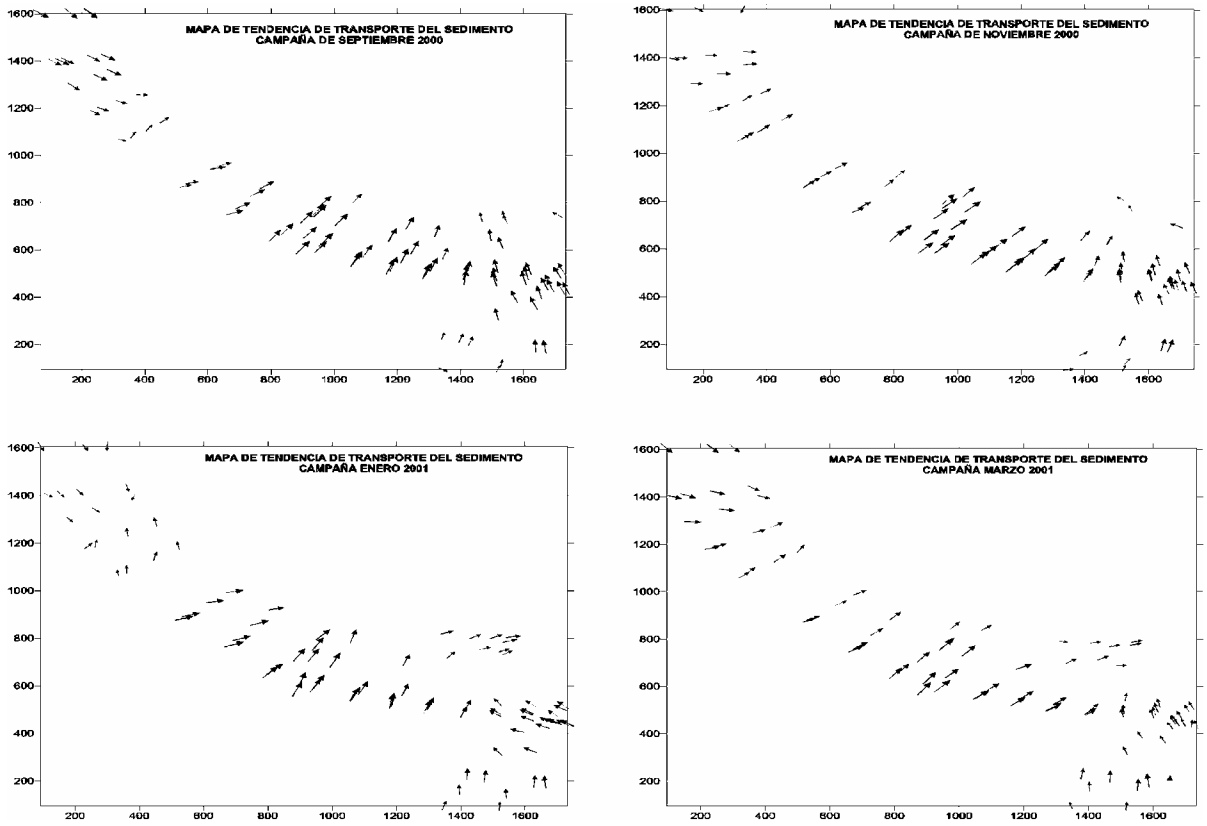



Figura 1. Modelos texturales de transporte del sedimento para la playa de Oyambre (Cantabria). Los vectores indican la dirección y la magnitud del transporte para cada muestra recogida.

*Textural sediment transport models for the Oyambre beach (Cantabria). Each vector shows transport direction and magnitude for the sample population.*

el O pues debe salvar el obstáculo de la peña de la Barra.

En función de la magnitud de los vectores, se puede ver como son el extremo occidental, pero sobre todo el área alta de la zona E de la playa, los lugares en los que existe una mayor intensidad de transporte. Es más, la parte media de la zona occidental de la playa representa un área compleja, primeramente porque existe una concentración hacia este punto de los vectores que se sitúan más al O, lo que determinaría un lugar de concentración de sedimento. Pero existe a continuación (y en dirección E) una dispersión de vectores, que indicarían erosión. Esto podría interpretarse como que esta zona representa el final y el comienzo de dos células de transporte longitudinal dentro de la playa, una primera, que comenzando en el borde O llegaría hasta este punto, y una segunda que comenzaría aquí, y se desarrollaría hasta la parte central de la playa, lugar en el que, como se comentaba anteriormente, el transporte predominante es el transversal.

Por tanto, observando el mapa en conjunto parece que el sedimento se mueve del extremo occidental de la playa hacia la zona centro-este, en la cual se sale del área de estudio, existiendo tres posibilidades, bien que la arena pase a acumularse en las barras submareales, bien que, trasladándose hacia esta zona, continúe moviéndose en la dirección de la deriva litoral pasando a alimentar esta corriente costera, o bien que pueda retornar hacia la parte central de la playa debido a la corriente de desembocadura de la ría.

- Campaña noviembre 2000

El mapa que representa los resultados de esta campaña (Fig. 1) presenta una alta homogeneidad en toda su extensión, sin poderse diferenciar zonas en función de la dirección de los vectores. Está generalizado el transporte transversal a la playa, desde la zona supramareal a la submareal.

Estos resultados hablan de una importante homogeneidad en la dirección de entrada del oleaje en la playa, muy perpendicular a la misma, que no genera corrientes longitudinales a la playa, sino que marca una preponderancia significativa del transporte transversal, que lleva el material hacia la parte sumergida. Al igual que en el análisis de la anterior campaña, en esta también se observa el giro que en el extremo oriental de la playa sufre la dirección de los vectores en pos de salvar el obstáculo de la peña de la Barra, aquí aun más acusado.

En función de la magnitud de los vectores, se puede apreciar que el transporte más intenso se produce de nuevo en la parte central de la playa. Otra idea que cabe destacar es que en función de las direcciones de los vectores, parece haber dos puntos de concentración, uno situado en la parte central de la playa, que presentando una alta magnitud de transporte, también ofrece una concentración en las direcciones, determinando un punto de acumulación del sedimento. El otro área de concentración se sitúa en torno a la peña de la Barra, pudiéndose realizar una interpretación similar.

- Campaña enero 2001

Los resultados de esta campaña presentan una mayor variabilidad que los de la anterior (Fig. 1), pudiendo realizar una zonación parecida a la realizada para la campaña de septiembre. Así, la zona oeste presenta una preponderancia del transporte longitudinal, mientras en la parte central y oriental predomina el transporte transversal.

La magnitud del transporte es máxima, como siempre en la parte central de la playa, manteniéndose alta también en la parte supramareal de la zona oriental de la playa. Por el contrario, se aprecia cómo la magnitud del transporte es significativamente menor en el área O. Esta última presenta además, sentidos encontrados en la dirección del transporte definiendo una concentración de vectores indicativos de un proceso de sedimentación en esta zona.

A continuación de esta zona y desplazándose al E se observa el fenómeno inverso, marcado por la dispersión de vectores indicativo de una erosión. A continuación del área erosiva vuelve a producirse una concentración de los vectores (menos nítida), situada sobre la parte central de la playa.

De aquí hacia el E, existe una mayor homogeneidad, el transporte pasa a ser transversal y únicamente cabe resaltar dos anomalías. La primera sería el fuerte transporte en la dirección de salida de la ría, con todos los vectores de esta zona apuntando en la dirección de desembocadura, y el segundo, la dirección que presentan los vectores situados tras la peña de la Barra, marcando una dirección E, semiparalela a la dirección de la deriva litoral.

Interpretando estos resultados, se infiere la existencia en la parte O de la playa de una serie de células de transporte longitudinal (Fig. 2), la primera comenzaría en el extremo O y estaría dirigida hacia el E. Esta célula convergería con otra inversa. Existiría una tercera célula a continuación que acabaría en la parte central de la playa, a partir de la cual el transporte pasa a ser transversal, condicionado posiblemente por la entrada de un oleaje más perpendicular.

De la parte oriental cabe destacarse que, conectando los dos puntos anteriormente señalados, se infiere una dirección de transporte que partiendo de la zona de desembocadura de la ría de La Rabia, bordearía el obstáculo de la peña de la Barra para salir de la playa emergida con la dirección de la deriva litoral regional.

- Campaña marzo 2001

Al igual que ocurría con el análisis de los resultados de la campaña de noviembre 2000, los resultados de marzo presentan una importante homogeneidad para toda la playa, con inexistencia de patrones nítidamente diferentes. No obstante, puede deducirse (Fig. 1) la existencia de las tres células definidas en el análisis de enero 2001 (Fig. 2), pero mucho más atenuadas, aunque el comienzo y final de cada célula quedarían situados en los mismos puntos.

En la parte centro-oriental, existe nuevamente la mayor homogeneidad de direcciones de transporte, predominando el de tipo transversal. En el extremo oriental de esta zona, aunque se produce una concentración en las direcciones de transporte en el área de salida de la ría, y que implicaría una acumulación de sedimento en esta zona.

También aparecen con dirección similar con respecto a enero 2001, los vectores que se encuentran tras la peña de la Barra, pero en este caso, no existe una conexión tan clara con los de salida de la ría, sino que parecen más bien la prolongación de los inmediatos al O.

Estas últimas ideas apuntadas indicarían un transporte generalizado en dirección ENE tendente a colmatar el área de desembocadura de la ría por una parte, y por otra a escapar de la zona de estudio con la dirección de la deriva litoral.

**Discusión**

Sintetizando las observaciones realizadas para cada una de las campañas, se puede afirmar que se diferenciarían en la playa dos grandes conjuntos. Por un lado la zona O, con una mayor heterogeneidad de direcciones y de menor magnitud de transporte, y que definen una serie de células de transporte longitudinal dentro de ella. Estas células se ponen mejor de manifiesto (Fig. 1) cuando no han tenido lugar temporales importantes, como las campañas de septiembre y enero, pues cuando éstos ocurren se produce aquí una homogeneización de la playa, tomando mayor preponderancia el transporte transversal.

Por otro lado, se ha visto cómo la parte oriental de la playa presenta un comportamiento más homogéneo, con una magnitud de transporte mayor (sobre todo en la parte alta de la playa) y predominio del transporte transversal. El área de mayor variabilidad en esta zona es la desembocadura del estuario de La Rabia, la cual en momentos de alta energía tiende hacia la acumulación de arena, rellenando la salida de estuario.

Hay que tener en cuenta que los resultados analizados corresponden únicamente a la época de temporal, lo cual condiciona claramente los resultados obtenidos. Esta situación también plantea una serie de preguntas de difícil respuesta. Así, en la zona oriental domina la salida de sedimento hacia la parte sumergida de la playa, pero ¿se invertirá esta tendencia en verano? En la desembocadura del estuario, el sentido del transporte es siempre en dirección salida, por lo que queda la duda de cuándo retorna ese material hacía el mismo, lo cual debe suceder en los momentos de pleamar, o de alta energía del oleaje en los que parece intuirse una concentración del transporte en la zona de desembocadura; aún así, también se deberá tener en cuenta que el momento de recogida de las muestras se hace coincidir con las bajamares, y la ultima tendencia del movimiento del agua es de salida y no de entrada hacia el estuario.

**Conclusiones**

El movimiento de sedimento dentro de la playa estará condicionado por las corrientes marinas que se producen en este área, lo que a su vez será función de las condiciones generales del oleaje (dirección y magnitud) en su aproximación a la costa. Las magnitudes de la difracción y refracción determinan la distribución de zonas de alta energía dentro de la playa que, en bonanza (Fig. 2A), se sitúan en los promontorios calcáreos que ciñen la extensión de la playa de Oyambre, dejando un espacio intermedio de menor energía que abarca el área emergida del complejo playero. Esta distribución de áreas y la dirección de entrada del oleaje, oblicua a la playa, generará posiblemente una deriva litoral importante, mayor en la zona E debido a que en la zona O actúa

el efecto de sombra que produce el cabo Oyambre. Así, durante esta época predominará el transporte longitudinal por deriva litoral en sentido E.

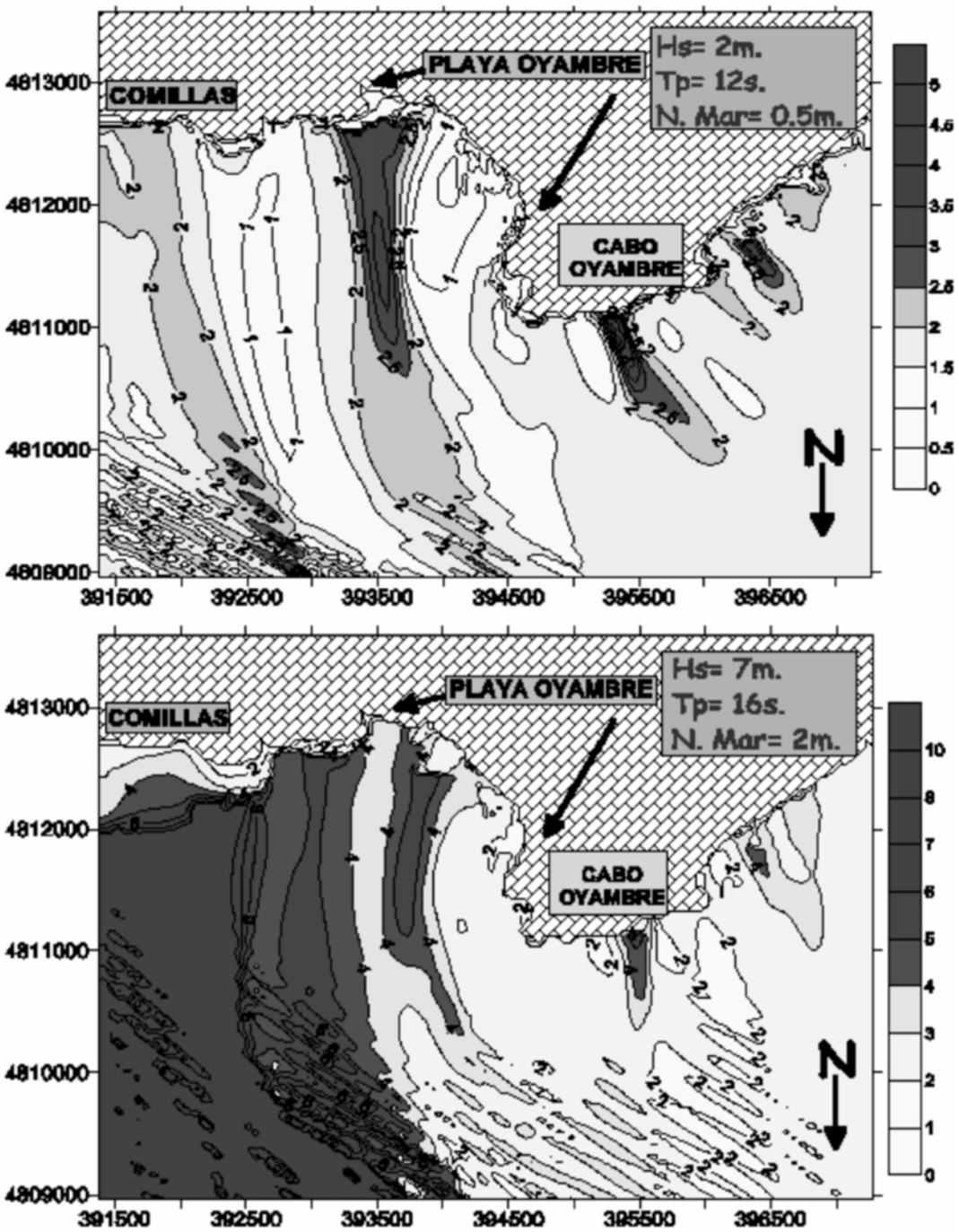



Figura 2. Modelos de propagación del oleaje para condiciones de bonanza (A: esquema superior) y temporal (B: esquema inferior). Donde Hs es la altura significativa de ola en aguas profundas, Tp es el periodo en pico del oleaje y N. Mar corresponde al nivel del mar.

*Wave propagation models for fair weather (A: upper side) and storms (B: lower side). Where Hs is significant deep water wave height, Tp is the significant wave period and N. Mar is the sea level.*

En la época invernal o de temporales, las condiciones del oleaje determinan una mayor refracción y difracción del mismo. Esto produce un giro mayor de los trenes de olas, que así entrarán sobre la playa de una forma más perpendicular (Fig. 2B) y generan un desplazamiento de las áreas de mayor energía, sobre todo de la situada en la peña de la Barra, la cual se mueve hasta la parte central de la playa. La mayor perpendicularidad del oleaje determina una deriva litoral escasa dentro de la playa y el movimiento del material en estos momentos se deberá al gradiente energético del oleaje. Predominará por tanto el transporte transversal a la playa.

Así se puede ver, cómo en función de la energía del oleaje incidente, los patrones de transporte de sedimento dentro de la playa varían y cómo en las campañas (noviembre 2000 y marzo 2001) afectadas por la ocurrencia de temporales importantes, el patrón de transporte es muy homogéneo para toda la playa, con un claro transporte transversal a la misma. Esto concuerda con el modelo de propagación del oleaje para condiciones de temporal (Garrote y Garzón, 2002), que mostraba una dirección de aproximación del oleaje muy perpendicular a la playa y con un área de alta energía en su parte central.

Mientras tanto, para las otras dos campañas (septiembre 2000 y enero 2001), de condiciones energéticas menores y, por tanto, con un modelo de propagación del oleaje más parecido al de la Fig. 2A, la entrada del oleaje es más oblicua, así como la distribución de las áreas de alta energía (en los extremos de la playa); éstas concuerdan con el patrón de tendencia de transporte del sedimento, el cual muestra un movimiento de la arena longitudinal a la playa, preferentemente para la zona occidental de la playa, donde la energía del oleaje es menor y su entrada más oblicua. Este transporte longitudinal es menos nítido para la parte oriental de la playa, la cual sufre, según el modelo de propagación del oleaje, una incidencia algo más perpendicular de éste, y con una mayor energía.

Queda clara, por tanto, la relación existente entre las condiciones del oleaje que afectan a una playa y el patrón de removilización del sedimento dentro de la misma. Esta relación, podría por tanto, ser utilizada en el estudio de la aparición y desaparición de morfologías costeras, como ripples, canales de resaca o longitudinales, modificaciones de las desembocaduras de los estuarios (siempre que el principal agente de transporte fuese el oleaje), etc. No obstante, de deben de tener en cuenta, eso sí, las limitaciones en este estudio del patrón de removilización de sedimento, así como de los modelos de propagación del oleaje.

## Referencias

Chang, Y.H., Scrimshaw, M.D. y Lester, J.N. (2001). A revised Grain-size trend analysis program to define net sediment transport pathways. *Computers & Geosciences*, 27, 109-114.

Dupont, H., Ribeiro, L.V., Lúcio, P.S. y Bodevan, E.C. (2000). Sediment transport trend at the Itanhém Estuary, Alcobaça, South Bahia, Brazil. En: A.H.F. Klein, ed. *Anais Simpósio brasileiro sobre praias arenosas*, 107-109.

Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957). Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Jour. of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.

Friedman, G.M. y Sanders, J.E. (1978). *Principles of sedimentology*. John Wiley & Sons. New York.

Gao, S. (1995). A Fortran program for grain-size trend análisis to define net sediment transport pathways. *Computers & Geosciences*, 22, 449-452.

Gao, S. y Collins, M. (1990). A critique of the "McLaren meted" for defining sediment transport paths-Discusion. *Jour. of Sedimentary Petrology*, 61, 143-146.

Gao, S. y Collins, M. (1992). Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sedimentary Geology*, 80, 47-60.

Gao, S., Collins, M.B., Lanckneus, J., De Moor, G. y Van Lancker, V. (1994). Grain size trends associated with net sediment transport patterns: An example from the Belgian continental shelf. *Marine Geology*, 121, 171-185.

Garrote, J., Garzón, G. y Page, J. (2001a). Condicionamientos antrópicos en la erosión de la playa de Oyambre (Cantabria). *Actas V Reunión de Cuaternario Ibérico*, 67-70.

Garrote, J., Page, J. y Garzón, G. (2001b). Morfodinámica en un complejo playa-ría bajo condicionantes antrópicos. Oyambre, Cantabria. *Geogaceta*, 30, 53-56.

Garrote, J., Garzón, G. y Alcántara-Carrio, J. (2002). Influencia de los temporales sobre el transporte de sedimentos en la playa de Oyambre (Cantabria). En: E. Serrano *et al.* eds. *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología, Patrimonio, Montaña, Dinámica Territorial SEG*, 361-371. Valladolid.

Le Roux, J.P. (1994). Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of transport vectors comment. *Sedimentary Geology*, 90, 153-156.

Le Roux, J.P., O´brien, R.D., Rios, F. y Cisternas, M. (2002). Analisis of sediment transport paths using grain-size parameters. *Computers & Geosciences*, 28, 717-721.

McLaren, P. y Bowles, D. (1985). The effects of sediment transport on grain-size distributions. *Jour. of Sedimentary Petrology*, 55, 457-470.

Pedreros, R., Howa, H.L. y Michel, D. (1996). Application of grain size trend analisis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Marine Geology*, 135, 35-49.

Vila, A., Alejo, I. y Vilas, F. (2000). Estudio comparativo de los parámetros granulométricos a lo largo del perfil de playa. Aplicación a la playa de Samil (N.O. de España). *Geogaceta*, 27, 183-186.

# PROCESOS CONTINENTALES

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# ELABORACIÓN DE LA CARTOGRAFÍA EDAFOLÓGICA EN ASTURIAS CON BASE GEOMORFOLÓGICA Y APLICACIÓN DE SISTEMAS DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA

## Soil resource mapping in Asturias by pedological and geomorphologic approach and geographic information system

F. Rodríguez Roncero, J. de la Lastra Sánchez, F. Miranda Duque y D. Villar García

Departamento de Proyectos IDER, S.A. (idersa.com). Avda. Hermanos Pidal, 34-1ºB. 33005 Oviedo.

info@idersa.com; fax: 985 25 75 43

**Resumen**

Se ha desarrollado y aplicado una metodología para la elaboración de la cartografía edafológica, a escala 1:25.000, mediante una base geomorfológica y sistemas de información geográfica en el área centro oriental de Asturias. Se han ensayado dos líneas de trabajo, por una parte la asignación de taxones edáficos a recintos territoriales mediante una modelización estadística. Tras el fracaso del método se realizó la asignación por medio de similaridad ambiental y proximidad geográfica. El resultado ha sido satisfactorio aplicando este segundo sistema.

**Palabras clave:** edafología, geomorfología, cartografía, S.I.G.

**Abstract**

It has been developed and applied a methodology on soil resource mapping (scale 1:25,000) combining geomorphology approach and geographic information system in the middle east of Asturias (Spain). It has been tested two different working strategies, the first one is based on assigning the different soil types to sample areas by statistical procedures. After the wrong results, the assignment was made by similarity of environmental characteristics and geographical proximity. The results were accurate enough using this second method.

**Key words:** glacial soil, geomorphology, mapping, G.I.S.

### Objetivos

Este trabajo trata de difundir la metodología aplicada en la elaboración de la cartografía edafológica a escala 1:25.000 para el Principado de Asturias. El objetivo era desarrollar un método de trabajo eficiente que resolviera el problema de forma satisfactoria, para posteriormente elaborar los mapas. El trabajo abarcó la cartografía de ocho hojas a la escala mencionada, que corresponde a las dos hojas 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional denominadas “Mieres (Nº 53)” y “Rioseco (Nº 54)”.

Se trata de realizar un mapa de taxones y no de propiedades edáficas (Van Wambeke, 1998), por lo que habrá que definir tipos de unidades (asociaciones, consociaciones y unidades complejas) y taxones de suelos que las integran. Para la clasificación se ha empleado el Sistema Soil Taxonomy 1998 (Soil Survey Staff, 1998).

En primer lugar se analizan las experiencias existentes como antecedentes del trabajo, luego se detalla el problema hasta concretar la solución adoptada y, por último, se reflexiona sobre los resultados obtenidos.

### Introducción y antecedentes

Los trabajos de cartografía de suelos realizados hasta la fecha son escasos, al menos en lo que al territorio asturiano se refiere. Probablemente el motivo sea que elaborar cartografía es caro y generalmente las administraciones públicas encargadas de estas tareas dan prioridad a otro tipo de mapas. Cartografiar un recurso que no se ve y que es desconocido para una gran parte de la población, es un argumento difícil de defender para que políticamente se apueste por estos trabajos.

No obstante existen dos trabajos importantes que deben ser tenidos en cuenta por la seriedad y rigor científico con el que han sido elaborados. Por una parte, el mapa de los Suelos Naturales de Asturias (Guitián *et*

*al*., 1985) y por otra la hoja "San Martín de Oscos (Nº 49)" del Mapa de Suelos del Plan Nacional de Cartografía Temática Ambiental (García-Casal y García-Casal, 1995).

El método habitualmente empleado para la elaboración de la cartografía edafológica ha consistido en la división del terreno en teselas que a priori pudieran tener el mismo tipo de suelo, para posteriormente realizar una caracterización edafológica y asignar uno o varios taxones edáficos a ese recinto homogéneo. Este método se ha demostrado válido y se viene empleando en la actualidad, aunque existen variantes más o menos complejas (Porta *et al*., 1999).

Sin embargo, las tendencias actuales experimentadas por el servicio de suelos norteamericano (Natural Resources Conservation Service, United States Department of Agriculture) proponen la aplicación de sistemas de información geográfica y métodos estadísticos para elaborar modelos probabilísticos predictivos (Brubaker y Hallmark, 1991; Upchurch y Edmonds, 1991). Por tanto se puede hablar de la existencia de dos frentes metodológicos, el primero basado en describir lo que hay y asignarle un tipo de suelo, y el segundo en analizar cómo se comportan las variables que los condicionan y predecir los tipos de suelo que probablemente están presentes.

**Problemática**

La definición de las unidades homogéneas se ha venido realizando mediante el uso de fotografía aérea, complementado con información recabada directamente en el área de actuación. Se segregan recintos en función de los elementos que condicionan la formación de los suelos. Generalmente se han empleado los relacionados con la litología, orografía, vegetación, acción humana, clima y tiempo. El único proceso de ortorrectificación empleado es el dibujar sobre un mapa topográfico lo que se interpreta en los pares estereoscópicos, lo que no corrige la deformación de los recintos delimitados respecto de la realidad.

La caracterización edafológica se ha llevado a efecto mediante la realización de calicatas y sondeos o prospecciones, bien con descripción en campo y analítica de laboratorio o bien, para algunas de las prospecciones, sólo con la descripción detallada del perfil.

Esta forma de trabajar, que responde al primero de los dos frentes metodológicos indicados en el apartado anterior, tiene algunos inconvenientes, como son:

a) Ignora la potencialidad que ofrecen los sistemas de información geográfica
b) La actualización de los mapas es costosa y poco ágil
c) Hay problemas para definir recintos homogéneos a partir de la fotografía aérea cuando se trabaja en zonas donde la vegetación oculta permanentemente el suelo
d) La asignación objetiva de un valor a un recinto homogéneo requiere la realización de al menos una calicata
e) El método es subjetivo, ya que se basa fundamentalmente en la experiencia del equipo humano que lo practica
f) Aplicar las conclusiones obtenidas en un recinto homogéneo a los demás recintos puede llevar a cometer errores de los que no se conoce su magnitud

Lógicamente algunos de estos inconvenientes no pudieron ser salvados tiempo atrás, puesto que las aplicaciones territoriales informáticas no estaban tan desarrolladas como en la actualidad, ni existía información temática ambiental en muchas áreas del territorio. La solución pasa por el empleo de sistemas de información geográfica.

Para el resto de inconvenientes apuntados se plantea como posible solución la modelización matemática, que responde al segundo de los dos frentes metodológicos. Como se verá más adelante, tampoco es una solución por sí sola, lo que obliga a combinar los dos métodos.

Por otra parte, trabajando de esta manera, se corre el riesgo de desligar los suelos de la variable territorial que mayor influencia tiene en los mismos, la geomorfología. Esta ciencia abarca mucho más que un simple análisis de las formas del terreno. Dividiendo el territorio en unidades homogéneas en cuanto a sus características geomorfológicas, se tiene elaborada una gran parte de la cartografía edafológica, puesto que esta variable, si se trabaja con la metodología adecuada, es capaz de agrupar toda la información relativa al material de base en el que se desarrollan los procesos edafogenéticos, así como sus posibilidades y limitaciones en la evolución edáfica (Zinck, 1988).

Para poder realizar el trabajo cartográfico son ya pocos los elementos adicionales partícipes en el juego. Conociendo las posibles alteraciones que el hombre haya realizado en los suelos y las características de la

vegetación, prácticamente se tienen modelizadas todas las variables que condicionan la distribución espacial de los taxones edáficos a cartografiar.

**Solución adoptada**

Con los argumentos anteriores es evidente que la apuesta en la realización del trabajo de cartografía edafológica se ha basado en realizar primero un mapa geomorfológico y en utilizar los sistemas de información geográfica como herramienta indispensable para la elaboración de los dos tipos de mapas. Se ha empleado el programa ArcGis 8.

El proceso empleado en la elaboración de los mapas geomorfológicos ha sido el siguiente. Primero se realiza una aproximación a la realidad del territorio sobre fotografía aérea con visión estereoscópica. Posteriormente se elabora un modelo digital del terreno de alta resolución con pixeles de cinco por cinco metros, como herramienta de ayuda en la interpretación. Con las primeras hipótesis se diseña una campaña de salidas de campo para comprobar y clarificar dichas hipótesis. Una vez que se conoce las características geomorfológicas del territorio estudiado se digitaliza cada uno de los recintos directamente sobre un sistema de información geográfica en el que se representa simultáneamente la cartografía 1:5.000, ortofotografía a 1:25.000 y el modelo digital del terreno. El método de representación empleado es el de Joly (1997) que basa la clasificación de todos los elementos geomorfológicos por dominios climáticos y sistemas morfogenéticos. Es decir, se conoce de cada unidad, los elementos climáticos que influyeron en su formación y además su proceso de generación, lo que enlaza directamente con los suelos presentes sobre el elemento geomorfológico en cuestión.

Una vez obtenido el mapa geomorfológico, el siguiente paso es explotar al máximo su información y presentarla de forma adecuada, de modo que se elaboren unidades geomorfoedafológicas homogéneas. Las variables representadas en la cartografía geomorfológica se han agrupado en un primer nivel en cuatro categorías, afloramientos de roca, eluviones, perfiles edafológicos y formaciones superficiales.

Los afloramientos de roca son zonas donde la formación litológica no presenta recubrimiento. Los eluviones se han definido como áreas en las que el único proceso geomorfológico desarrollado es la alteración de la roca in situ y los procesos edafogenéticos encuentran limitaciones respecto de zonas adyacentes por la configuración del terreno. Los perfiles edafológicos son áreas en las que se desarrollan los suelos sobre el material de base sin más limitaciones que las que el clima y el propio material imponen (Fig. 1). Por último, las formaciones superficiales son cuerpos sedimentarios en los que el material de base ha sufrido un transporte y posterior sedimentación, y por tanto puede tener características distintas a las de la roca subyacente.

A las categorías anteriores se les puede añadir aún más información utilizando como base el mapa geomorfológico. Existen categorías concretas que limitan mucho los tipos de suelos que sobre ellas pueden aparecer, como puedan ser las dolinas o las escombreras en zonas de actividad minera. Por otra parte, cuando se trata de formaciones superficiales es importante conocer el tipo, puesto que sus características son muy diferentes de unos a otros. Para todos ellos, es fundamental conocer la litología y características de alterabilidad del material parental.

Con todo lo anterior ya se dispone de una muy potente herramienta para crear recintos homogéneos en el territorio sobre los que se realicen las prospecciones y la caracterización edáfica. Mediante el uso de un sistema de información geográfica, las unidades geomorfoedafológicas, es decir, las definidas a partir del mapa geomorfológico, se han tratado como capas temáticas, combinándolas con los usos del suelo y la vegetación por una parte y las pendientes y altitud por otra. Se han creado una serie de unidades ambientales que a priori son homogéneas en cuanto a los tipos de suelos que pueden aparecer dentro de ellas.

La prospección, desde el punto de vista edáfico, de las unidades homogéneas se ha realizado en dos fases. En la primera se han realizado calicatas en los recintos con combinaciones de variables abundantes en lo que a su representación territorial se refiere. En una segunda fase se ha prospectado sobre lo escaso o anecdótico y sobre aquellos recintos que en la primera fase se suponían homogéneos y que a raíz de las calicatas realizadas han resultado no serlo.

El siguiente paso es relacionar las unidades del territorio con los suelos presentes. Esta tarea se puede emprender según los dos frentes metodológicos que se apuntaron al principio, es decir, se describe lo que hay y se le asigna un tipo de suelo, o bien se analiza el comportamiento de las variables que los condicionan y se crea una herramienta estadística para predecir los taxones de suelo que probablemente estén presentes.

Inicialmente se intentó realizar el trabajo mediante la segunda de las opciones, puesto que la modelización matemática a priori salvaguarda de algunos de los inconvenientes que se indicaron al exponer la problemática del trabajo. Por lo tanto, la siguiente fase consiste en buscar el patrón de comportamiento que tienen los suelos respecto al conjunto de variables modelizadas, para poder predecir el suelo que aparece en un determinado recinto geomorfoedafológico homogéneo. Esta operación se realizó mediante técnicas estadísticas

Figura 1. Sección vertical de un suelo clasificado como Haplorthod Típico, mostrando los horizontes de techo a muro: A, E, Bh, Bw y C. Las divisorias del jalón se suceden a intervalos de 30 cm. Cata situada en las proximidades de Pajares (Lena, S de Asturias central).

*Soil vertical section classified as Haplorthod Tipic showing the soil horizons from the top to the lower level: A, E, Bh, Bw and C. In the ranging rod, each longitudinal colour represents 30 cm. This core is situated near of Pajares (Lena, central southern Asturias).*

de análisis multivariante con el programa R-plus, combinando datos cuantitativos y cualitativos (García, 2001). Sólo se apunta el proceso seguido, ya que no es objeto del presente trabajo detallar el complejo tratamiento estadístico que se dio a la información, máxime cuando los resultados obligaron a renunciar al uso de estas herramientas para predecir taxones edáficos a cada recinto.

En primer lugar se realizó un Análisis Cluster de Datos, para determinar la posible existencia de grupos de recintos geomorfoedafológicos similares, es decir, buscar tendencias de agrupación en las características ambientales de cada recinto homogéneo que pudieran explicar la frecuencia de aparición de determinados taxones edafológicos. En segundo lugar se realizó un Análisis Discriminante Paso a Paso, para crear ecuaciones matemáticas que permitieran asignar taxones edáficos a alguno de los grupos con características similares que se vislumbraron en el Análisis Cluster. Por último se realizó un test de Validación Cruzada, para comprobar la capacidad predictiva del método estadístico de clasificación (Cuadras, 1981).

Como se ha indicado, los resultados del complejo tratamiento estadístico fueron muy pobres. Quizá debido a que la realidad del territorio es compleja y muchas veces no se tiene modelizados todos los parámetros que participan en la distribución de los suelos. El área de trabajo que abarca unos mil kilómetros cuadrados, se dividió en unos diez mil recintos y se realizaron doscientas calicatas de acuerdo con los criterios de Nieves *et al.* (1985). Evidentemente su complejidad pudo ser la causa del fracaso.

En vista de los resultados anteriores se optó por combinar los dos frentes metodológicos, es decir, utilizar el sistema de información geográfica y la geomorfología como elementos fundamentales para conocer y segmentar el territorio, y realizar una asignación de taxones edáficos sin modelizar matemáticamente, sino a partir de los resultados de la campaña de calicatas. Es decir, conocidos los taxones que aparecieron en la caracterización edáfica y las variables ambientales que determinan los recintos territoriales homogéneos, se fue asignando taxones a recintos, con lo que, bien mediante relaciones de similaridad de factores ambientales o bien

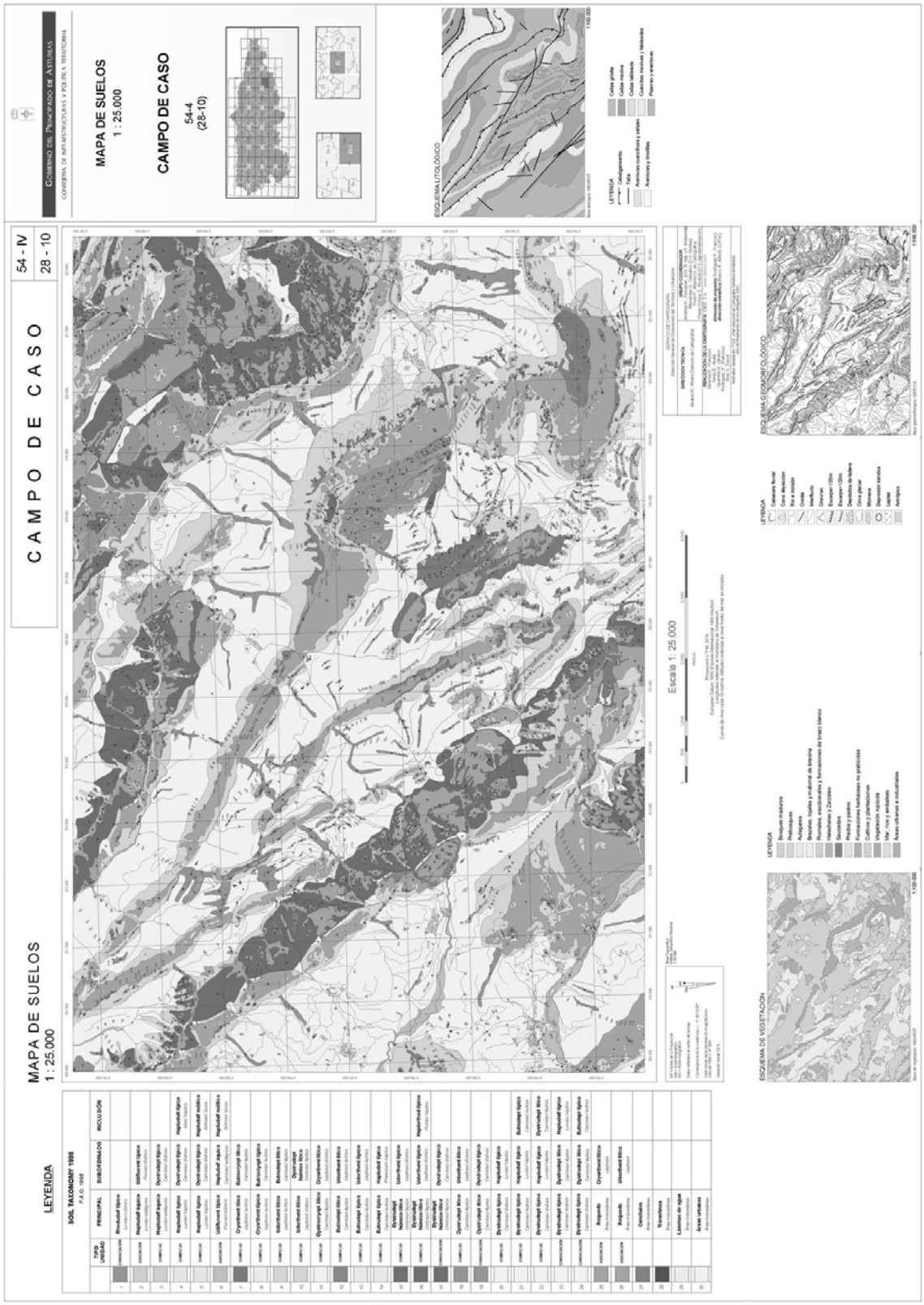



Figura 2. Mapa de suelos de la Hoja de Campo de Caso (54-4) a escala 1/25.000 (área centro oriental de Asturias).

*Soil map of the Campo de Caso sheet (54-4), scale 1/25.000 (central eastern area Asturias).*

mediante relaciones de proximidad, se pudo asignar un tipo o varios tipos de suelos a cada unidad geomorfoedafológica. Evidentemente esta forma de actuar depende en gran medida de la experiencia del equipo humano que lo realiza.

Posteriormente se realizaron nuevamente prospecciones de campo para comprobar la validez del modelo planteado, esta vez sin analítica de laboratorio, limitándose a descripciones de los perfiles de suelo. El grado de adecuación a la realidad fue mucho mayor de lo esperado, ya que en la fase de comprobación, que abarcó aproximadamente el veinte por ciento del territorio, no se encontraron divergencias y el grado de acierto fue absoluto.

**Resultados**

La contribución principal resultante es la obtención de una base de datos georreferenciada. Es decir, es mucho más que un mapa. La información existente tiene una representación territorial, una presentación a modo de plano, pero sobre todo tiene una base de datos asociada, con lo que las posibilidades de trabajo con un sistema de información geográfica son muy amplias. Un mapa es sólo una consulta a la base de datos en un momento concreto y bajo una solicitación determinada.

Se dispone de una gran cantidad de recintos territoriales, los cuales pueden ser caracterizados por sus variables ambientales, en este caso sobre todo geomorfológicas, y a los que además se les asigna uno o varios taxones edáficos. Además se ha elaborado una presentación en formato papel (Fig. 2) para poder distribuir la información de forma cómoda en cuanto a la consulta, aunque se entiende de mucha mayor utilidad la información digital. La base de datos alfanumérica, y de ahí su elaboración mediante un sistema de información geográfica, tiene una aplicación inmediata, bien por sí sola o combinándola con otro tipo de datos territoriales con los que se pueda elaborar otro tipo de cartografía.

Conviene no olvidar que un resultado del trabajo, aunque quizá sea el menos vistoso, es la problemática de la modelización geomatemática. Cuando se ha intentado elaborar un modelo para poder asignar suelos a porciones del territorio de forma automática, se ha fracasado. Seguramente la naturaleza sea mucho más caprichosa de lo que creemos o quizá nuestro conocimiento del territorio todavía es lo suficientemente escaso como para vernos obligados a realizar cartografía investigando lo que hay y no, prediciendo lo que puede haber.

**Referencias**

Brubaker, S. y Hallmark, C. (1991). A comparison of statistical methods for evaluating map unit composition. En: M.J. Mausbach y L.P. Wilding, eds. *Spatial variability of soils and landforms. Soil Science Society of America*, 73-88. Madison.

Cuadras, C. (1981). *Métodos de Análisis Multivariante*. EUNIBAR, Barcelona.

García, A. (2001). *Métodos Avanzados de Estadística Aplicada*. UNED, Madrid.

García-Casal T. J. y García-Casal P. J. (1995). Hoja nº 49-SO San Martín de Oscos. *Mapa de Suelos escala 1:25.000*. Dirección General de Calidad y Evaluación Ambiental. Ministerio de Medio Ambiente. Madrid.

Guitián, F. *et al*. (1985). *Suelos Naturales de Asturias*. Instituto de Investigaciones Agrobiológicas de Galicia. Santiago de Compostela.

Joly, F. (1997). *Glossaire de géomorphologie, base de donnés sémiologiques pour la cartographie*. Ed. Armand Colin. París.

Nieves, M., Forcada, R. y Gómez, V. (1985). Precisión, escala y densidad de observaciones en los estudios de suelos. *Boletín de la Estación Central de Ecología* nº 27. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid.

Porta, J., López-Acevedo, M. y Roquero, C. (1999). *Edafología para la Agricultura y el Medio Ambiente*, 543-562. Mundi Prensa. Barcelona.

Soil Survey Staff (1998). *Keys to Soil Taxonomy* (8ª ed). United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service. Washington.

Upchurch, D. y Edmonds, W. (1991). Statistical procedures for specific objectives. En: M.J. Mausbach y L.P. Wilding, eds. *Spatial variability of soils and landforms. Soil Science Society of America*, 49-71. Madison.

Van Wambeke, A. y Forbes, T. (1989). Guidlines for using Soil Taxonomy in the names of soil map units. *SMSS Technical Monograph*, No. 10. Soil Management Support Service. Washington.

Zinck, J. (1988). Physiography & Soils. *ITC Lecture Notes SOL*.41. Enschede. Netherlands.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# MORFOLOGÍAS GLACIARES A COTAS BAJAS EN EL BORDE NOROCCIDENTAL DEL PARQUE NACIONAL DE PICOS DE EUROPA (MACIZO OCCIDENTAL, ASTURIAS)

## Glacial morphologies at low altitudes in the northwestern area of the National Park of Picos de Europa (Western Massif, Asturias)

G. Flor

Departamento de Geología. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005. Oviedo. Universidad de Oviedo.

gflor@geol.uniovi.es; fax: 985-10-31-03.

**Resúmen**

Se refieren morfologías glaciares de carácter erosivo situadas topográficamente por debajo de los depósitos morrénicos distales del Macizo Occidental del Parque Nacional de Picos de Europa. Pertenecen a tres sistemas de sistemas de valles glaciares modelados sobre rocas calizas carboníferas que corresponderían a una glaciación más antigua y de mayor intensidad, razón por la cual los hielos llegarían hasta latitudes más septentrionales. Estos sistema estaban necesariamente conectados directamente a los desarrollados en el interior del Macizo, como alimentadores de hielo, mejor documentados.

**Palabras clave**: glaciarismo antiguo, morfologías erosivas, cotas bajas, sustrato calcáreo, Picos de Europa.

**Abstract**

Glacial morphologies of erosive origin situated at low topographies beyond the distal morrenic deposits of the Western Massif of the National Park of Picos of Europa are described. They are distributed in three broad glacial valley systems modelated on the Carboniferous calcareous Formations, and generated during a very old and more intense glaciation, allowing that ice will attaint areas situated to the northern areas. This systems were directly connected to the inner feeder ones, best known.

**Key words**: old glaciation, erosive morphologies, low altitudes, calcareous substratum, Picos de Europa.

### Introducción

El trabajo de dirección de la Tesis Doctoral de Alonso (1991) por parte del autor permitió desde los primeros momentos rastrear conjunta y detalladamente todo el relieve del antiguo Parque Nacional de la Montaña de Covadonga (P.N.M.C.), hoy englobado en otro de mayores dimensiones (Parque Nacional de Picos de Europa), fundamentalmente a partir del análisis morfológico de las fotografías aéreas disponibles. Las evidencias más claras del modelado glaciar, tanto erosivo, que es dominante, como sedimentario, no quedan restringidas al ámbito comprendido entre las cumbres más elevadas y el límite altimétrico inferior en que se asientan las últimas morrenas (más modernas), aproximadamente sobre los 1.000 m, sino que se suceden hasta los fondos de los valles principal (Dobra, 400 m) y su tributario, el Covadonga (200 m). Se trata del extremo noroccidental del Parque, que se extiende sobre una superficie de algo más de 25 $km^2$. Este modelado, que no ha sido puesto en evidencia hasta el presente con la precisión requerida, ni admitido por numerosos estudiosos del tema, ha sido el argumento principal para que sea tratado en esta ocasión.

Este territorio pertenece al denominado Macizo Occidental de Picos de Europa o del Cornión, limitado a oriente y occidente por los ríos Cares y Dobra, respectivamente. El sustrato es fundamentalmente calcáreo de edad carbonífera (Formaciones Alba, Barcaliente, Valdeteja, Picos de Europa y Puentellés) en el que se suceden toda una serie de cabalgamientos y escamas tectónicas que repiten esta litología carbonatada y que condicionarán la distribución del relieve tanto diferencial como azonal calcáreo. Éste se articula a partir de divisorias principales que se alinean preferentemente E-O, algunas con aristas y horns, y entre los que se desarrollan grandes depresiones carstiglaciares (“jous”) y otras divisorias centrales y solidarias N-S a aquéllas. Los valles generados en este sustrato son muy irregulares, como impone la dependencia cárstica, que conservan mejor los circos con numerosos depósitos de derrubios periglaciares (mantos, conos, etc).

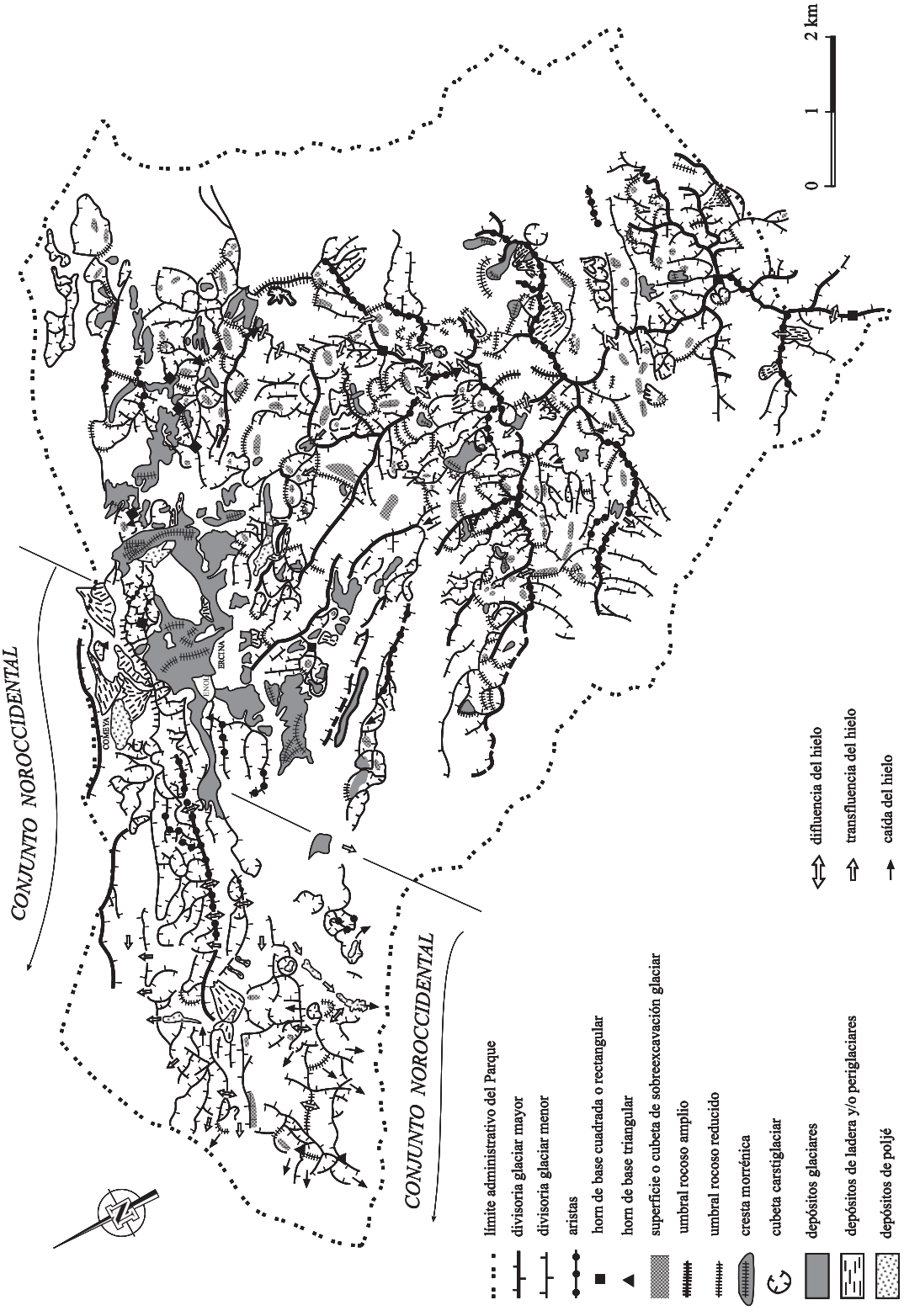



Figura 1. Esquema morfológico simplificado de las principales unidades morfológicas erosivas y sedimentarias de origen glaciar, incluyendo de otros orígenes, en el antiguo Parque Nacional de la Montaña de Covadonga (Macizo Occidental o del Cornión, en la región de Picos de Europa). Se incluye el conjunto noroccidental, citado por primera vez como afectado por procesos erosivos glaciares.

*Simplified morphological diagram including the most important glacial erosive and sedimentary units in the old National Park of the Covadonga Mountain (Western or Cornión Massif of Picos de Europa). In the NW corner of this area the glacial erosive morphologies are first time mentioned.*

Circos con dimensiones y geometrías muy variables, cubetas de sobreexcavación, umbrales rocosos, ocasionalmente sedimentarios, y escalonamientos frecuentes son algunos rasgos más ampliamente representados. Los valles tienen geometrías mal definidas con difluencias numerosas a lo largo de su recorrido; su fondo es relativamente aplanado y desgastado, con escalonamientos irregulares. Los de mayo extensión se alinean en dirección hacia el N y NNO en cuya porción terminal y por su drenaje han generado depósitos morrénicos voluminosos (áreas de los lagos Enol y Ercina, así como en Pandecarmen y Belbín). Y es que la conexión entre circos y valles es sumamente irregular en sustratos calcáreos, como ha puesto de manifiesto Alonso (1991) para este área, ya que no se produce un relieve organizado en fondos de valle y divisorias fluviales típicas.

Ya Obermaier (1914) relata evidencias de una glaciación temprana y más extensa en que los hielos cayeron por debajo de los 750 m en la parte septentrional de este Macizo Occidental. Miotke (1968), en su amplio y detallado estudio del P.N.M.C., insinúa la existencia de una glaciación más antigua y de mayor amplitud por debajo de las morrenas de los lagos Enol y Ercina. Por su parte, Smart (1984) encuentra evidencias de una glaciación más antigua que cifra en 3 millones de años al describir el Macizo Oriental o de Ándara. Flor (1992) se hace eco de la existencia de un área glaciada en este extremo noroccidental, caracterizada por la preservación de grandes formas erosivas en exclusiva, entre las que se distinguen cubetas de sobreexcavación del hielo, las mayores evolucionadas a poljés (Comeya y Orandi, entre los más importantes), multitud de circos, valles colgados en artesa, laderas fuertemente desgastadas, aristas, horns, etc.

La evolución para la última glaciación finipleistoceno ha sido propuesta por Flor y Baylón-Misioné (1986) para el conjunto de Áliva (Macizo Oriental) y extrapolada a esta zona por Alonso (1991) y Flor (1992). Por su parte, Gale y Hoare (1997) proponen cinco episodios, en función de evidencias geomorfológicas, que de más antiguo a más moderno son: 1) glaciación antigua de valle, con una edad probable del Cuaternario Inferior, 2) glaciación de valle (de Fana), 3) glaciación de valle (de Ercina), 4) glaciación de circo (de Orrial) y 5) glaciación de circo (de Arenizas).

La secuencia es datada por Jiménez-Sánchez y Farias Arquer (2002) en el Parque Natural de Redes (Alto Nalón, SE de Asturias) quienes atribuyen a los depósitos reconocidos a altitudes superiores a los 950-1.100 m como pertenecientes a la última glaciación. Se generarían a lo largo de tres fases consecutivas, datadas con $^{14}$C: *máxima extensión* (28.990 ± 230 años BP), definida en los Pirineos por Bordonau *et al*. (1992), entre 50 ka y 45 ka, *estabilización* (mínimo de 20.640 ± 300 años BP), entre 45 ka y 13 ka y *retroceso* (5.740 ± 150 años BP), que corresponde a una edad mínima a la que sigue una etapa periglaciar entre 11 ka y 10 ka) y la consiguiente evolución hasta el actual. La fase más antigua, equivalente a la máxima expansión glaciar, ha sido también datada por estos mismos autores en la cubeta de Comeya (Macizo Oriental de los Picos de Europa) resultando una edad de 40.480 ± 820 años BP, que es sincrónica con la presencia del frente glaciar.

En este trabajo se ofrece una síntesis de la cartografía geomorfológica (Fig. 1) elaborada inicialmente a escala 1/25.000, la cual se ha centrado fundamentalmente en los modelados y depósitos glaciares como información básica necesaria para deducir los diferentes sistemas y subsistemas glaciares. De ese modo, es posible establecer la dependencia entre los aportes de hielo desde las porciones más elevadas del macizo y las áreas receptoras en las cotas bajas, al objeto de reconstruir el drenaje global.

**Sistemas y subsistemas glaciares**

Al objeto de jerarquizar los antiguos drenajes glaciares se propone una sistematización en sistemas (valles amplios y de mayor extensión) y subsistemas, éstos a modo de valles tributarios, algunos sin cabecera definida, y simplemente continuación de otros por transfluencia del hielo (Fig. 2), como es propio del modelado irregular sobre sustratos calcáreos.

Se separan en cuatro grandes conjuntos, uno drenando al Dobra, con los sistemas de *Cabecera del Dobra*, (subsistemas del Abedular occidental, Biforco y Carombo), *Cebollero* y *Junjumia* (Cebolleda, central y occidental) y otro conjunto al Cares: sistemas de *Puerto Dobres-Torre de Aristas* (occidental y oriental), *Sierra del Caballo* (Torre Ciega, Torre Parda y Carbanal), *Cuba*, *La Aliseda* y *Ostón* (Las Cabezas, Vega Maor, Jou Julagua y Los Jondones). Un tercero conjunto se ubica en posición centrada respecto a los anteriores con los sistemas *Resecu* (occidental, central y oriental), *Redemuña*, que recibe en cabecera parte del occidental del Resecu, *Vega Perdices*, *Vega las Fuentes* y *Braña Redonda* (Combeu, Mostayales, Parres y Salgareo).

Figura 2. Flujos principales del hielo en los sistemas y subsistemas durante los momentos de máxima circulación glaciar, así como las trayectorias a medida que se produce la recesión en que tienen lugar transfluencias y difluencias en el antiguo Parque Nacional de la Montaña de Covadonga. El conjunto noroccidental se conectaba con los sistemas vertientes al Dobra y con los de la franja central a lo largo aquel momento de funcionamiento glaciar.

*Main ice fluxes in the system and subsytem glacial valleys during the glacial maximum and trajectories when was generated the later ice retrait, and difluences and transfluences of ice were active processes in the old National Park of the Covadonga Mountain. The NW set was directly linked to the systems draining to the Dobra valley so as to the central area when operated that dynamic glacial event.*

Un cuarto conjunto, muy reducido, se individualiza en el denominado sistema de *Tres Marías-Peña Santa*; estaba confinado al corazón del Macizo, cuya cima meridional alcanza la máxima altura (2.596 m: Peña Santa). Se trata de un relieve deprimido con amplias cubetas de fuertes desniveles, cuyas geometrías son conos invertidos ("jous"), tapizadas por clastos angulosos de origen periglaciar y con participación de termoclastia; su comportamiento tuvo un carácter mixto por erosión con sobreexcavación y disolución con funcionamiento cárstico, en que el hielo se movía por transfluencias radiales a los sistemas vecinos.

En la esquina septentrional se desarrolla el conjunto noroccidental, cuyos sistemas drenaban paralelamente entre sí, con una dirección general hacia el NO, necesariamente conectados al vertiente al Dobra y al central para su desarrollo y evolución y, consecuentemente, con el mayor volumen de hielo disponible.

**Conjunto noroccidental**

Este área sometida a un modelado eminentemente glaciar erosivo (Fig. 1) se ha podido caracterizar en buena medida comparando con los procesos y formas en los Macizo Oriental o de Ándara (Flor y Baylón Missioné, 1989), de la porción restante de este Macizo Occidental (Alonso, 1991; Flor, 1992), así como del Macizo Central o de Urrielo (Fernández Pérez y Flor, 1992). Se distinguen tres sistemas, el más oriental de *Covadonga, el* occidental denominado *Puertos de Cangas* y entre ambos el de *Las Mestas* (Figs. 2 y 3).

El *sistema de Covadonga* es el más extenso dentro del cual se incluye la amplia cubeta de Comeya, situada en su porción más oriental, una depresión deprimida respecto al resto del Macizo. Esta última tiene una forma alargada ESE-ONO, con una superficie de unos 1,2 km$^2$ y una cota mínima de 820-840 m; su borde meridional representa un escarpe tallado en calizas con superficies desgastadas cuyo desnivel supera los 200 m. De antiguo se ha asignado a un poljé verdadero si bien su borde septentrional está limitado por una sierra cuarcítica, apéndice oriental de la sierra de La Estaca. Para la cubeta de Comeya (Foto 1), Farias *et al*. (1996) deducen un relleno de sedimentos con potencias locales de hasta algo más de 55 m, a partir de la realización de dos sondeos mecánicos con recuperación de testigo. Lo interpretan como abanicos aluviales torrenciales apoyados en ambas márgenes meridional y septentrional que confinan una zona lacustre central. Procederían del desmantelamiento de las morrenas terminales procedentes de la etapa expansiva würmiense. La presencia de esta cubeta, en altitudes por debajo de los 850 m, permite sugerir un doble origen por sobreexcavación glaciar en sus fases anteriores, relleno posterior y, finalmente, removilización epidérmica hasta conseguir un fondo subhorizontal con un drenaje endorreico, aparentando un poljé.

Foto 1. Depresión de Comeya, rellenada por sedimentos variados.

*Comeya depression filled with a variety of sediments.*

El resto del sistema de Covadonga se subdivide en dos partes a partir del eje del valle, muy asimétrico, con la mitad meridional más ancha formando a modo de una plataforma colgada con desniveles de hasta 100 m sobre el actual fondo del valle. Toda la franja meridional (orientada al N) está constituida por circos, muchos escalonados entre sí, y valles cortos muy irregulares que drenaban hacia el NO en la época de máxima actividad y hacia el N en los momentos de retroceso buscando el fondo del valle. La ladera septentrional es uniforme y conserva amplias superficies desgastadas por el hielo, como las de La Llumba y la Ordaliega.

El *sistema de Las Mestas* recogía los valles de Severín (colgado), de menor entidad, pero bien definido y el de Las Mestas propiamente dicho (Foto 2). Estos sistemas de Covadonga y Las Mestas compartían una divisoria neta con arista aguda, entre la que se establecían varías difluencias. El frente occidental representaba una amplia cubeta irregular de sobreexcavación que drenaba preferentemente hacia el NO por un umbral rocoso

diseccionado y otra parte girando al NNE durante el retroceso para excavar un valle menor alargado según su eje (Orandi), una cubeta de sobreexacavación que evolucionó posteriormente, una vez retiradas las masas de hielo, a poljé, y unirse al drenaje del sistema de Covadonga meridional. Conserva circos de mayores amplitudes en la ladera orientada al N.

Foto 2. Vista hacia el N del antiguo valle glaciar perteneciente al sistemas de Las Mestas, de que se conservan las laderas calcáreas pulidas.

*View towards the N of the old glacial valley of the Las Mestas system with polished calcareous slopes.*

El *sistema de los Puertos de Cangas* es el más estrecho y quedaba algo más elevado, igual que el de Covadonga, respecto al anterior. En el momento del retroceso estuvo representado fundamentalmente por valles que drenaban hacia el SO en posición colgada sobre el río Dobra, alguno de los cuales se sobreexcavaron en sus fondos para después evolucionar como poljés (Orbandi, Las Solapas y Gusto los Caballos). Son numerosos los umbrales rocosos y poseen algunos valles colgados transversales en artesa con vertientes a dos valles paralelos, como el del área de Las Solapas. Al costado suroccidental o izquierdo del Dobra, son excelentes los restos de laderas pulidas por el hielo como se documenta en la Foto 3.

Estas morfologías glaciares están desprovistas de sedimentos ligados al mismo proceso de glaciares de valle; solamente se conservan depósitos de abanicos de derrubios en la salida del valle de Severín al de las Mestas y el situado justo al O, bien sea procedentes de morrenas antiguas desmanteladas o como depósitos periglaciares posteriores; también los rellenos clásticos de la gran cubeta de Comeya y del tapizado de limos y arcillas de las cubetas menores, previamente sobreexcavadas. Desde un punto de vista más general, los depósitos glaciares son muy escasos sobre rocas calcáreas, como han evidenciado numerosos autores en U.S.A. (Walder y Hallet, 1979), Canadá (Hallet y Anderson, 1980) y también en el P.N.M.C. (Alonso, 1991; Flor, 1992), siendo frecuente que no existan depósitos transportados en la zona basal por encima de la línea de equilibrio (Smart, 1986).

Foto 3. Laderas pulidas sobre calizas carboníferas en las proximidades del río Dobra (Amieva).

*Polished slopes in Carboniferous limestones near the Dobra river (Amieva).*

Este último conjunto noroccidental representa el relieve relicto de una glaciación más antigua e intensa, pero cuyos restos exclusivamente erosivos son reveladores de su origen glaciar, exactamente igual que

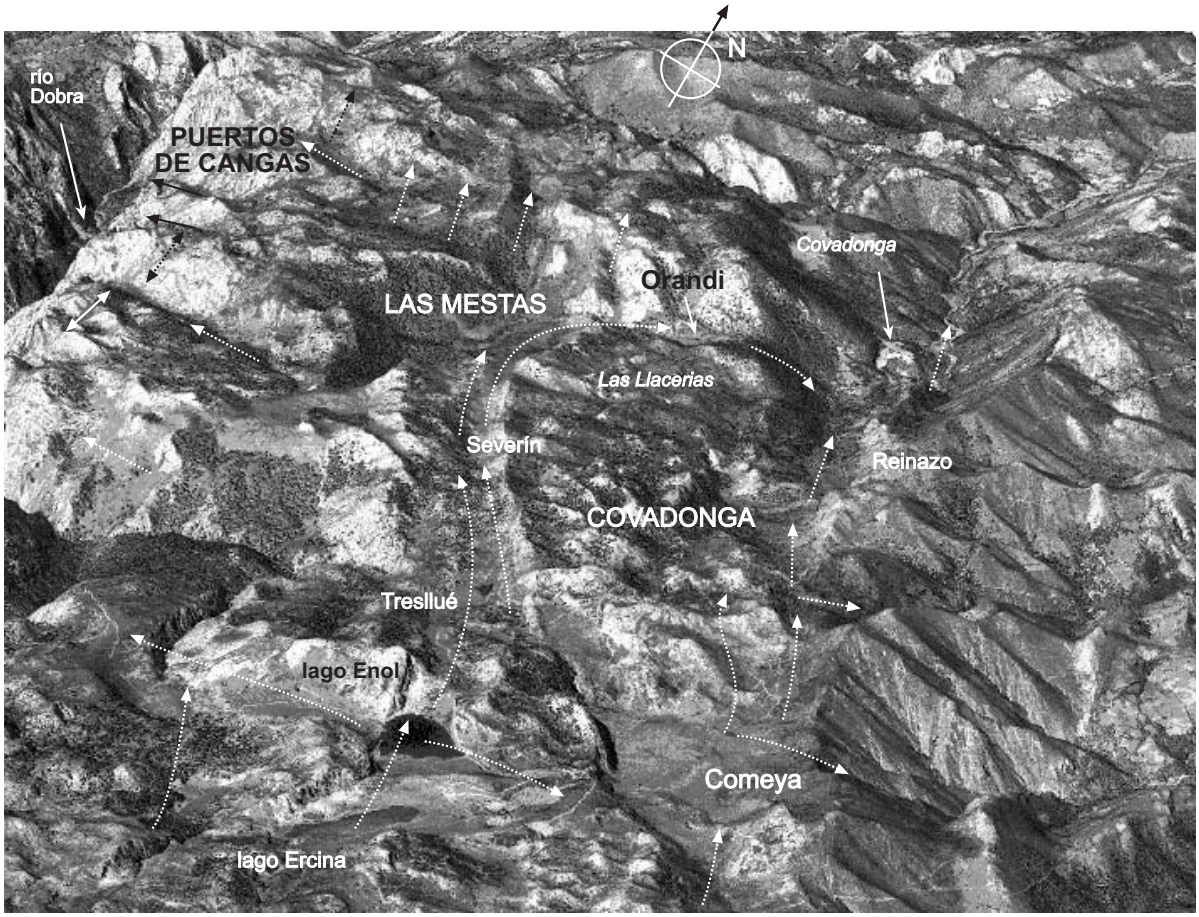



Figura 3. Relieve reconstruido con un modelo digital del terreno, realizado por F. Miranda Duque de IDER, S.A., cuya perspectiva aérea abarca desde la esquina meridional hacia el N de los sistemas de Covadonga, Las Mestas y Puertos de Cangas. Se marcan alguno de los flujos de hielo principales en las etapas en que se individualizan mejor los valles glaciares.

*Reconstructed relief with a digital model made by F. Miranda Duque, of IDER, S.A., an aerial view from de southern corner to the N, including the Covadonga, Las Mestas and Puertos de Cangas systems. Some main ice fluxes during the stages of active glacial valleys are included.*

las partes elevadas del Macizo en la que participaron procesos glacicársticos y carstiglaciares, al que se le superponen las dilatadas removilizaciones cárstica y periglaciar acaecidas con posterioridad.

**Conclusiones**

Este modelado de origen mixto cárstico y glaciar, con una preservación mucho mejor de este último desde su labrado, y su disposición sólo puede asumirse deduciendo una conexión directa con los relieves interiores, igualmente sometidos a glaciación y como áreas receptoras de hielo; serían las partes distales de los sistemas activos de los relieves más elevados del Macizo Occidental, primero como un casquete menor para evolucionar a valles en esa glaciación, que afectaba a superficies mucho mayores y sus depósitos necesariamente tuvieron que situarse más al N de la cabecera de la cordillera Cantábrica.

El sistema de Covadonga recibiría buena parte de los aportes de la cubeta de Comeya, con otras salidas hacia el NE, la cual, a su vez, estaba alimentada por los sistemas de Vega las Fuentes, Vega Perdices y el Resecu. El sistema de las Mestas entroncaba con el sistema del Resecu a través de Fana y parte del Redemuña septentrional; su trayectoria supondría salvar los relieves frontales y conducir una parte hacia el costado izquierdo del sistema de Covadonga. Finalmente, el de Puertos de Cangas recibiría el hielo del Redemuña

meridional y del Junjumia (Fig. 2) con una salida hacia el frente y hacia los costados occidentales (margen derecho del Dobra).

**Referencias**

Alonso, Mª.V. (1991). *Geomorfología de las Cabeceras de los Ríos Narcea, Navia y Sil, y del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga (NO de la Península Ibérica).* Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Oviedo.

Bordonau, J.D., Serrat, D. Y Vilaplana, J.M. (1992). Las fases glaciares cuaternarias en los Pirineos. En: A. Cearreta y F.M. Ugarte, eds. *The Late Quaternary in the western Pyrenean Region*, 303-312. Universidad del País Vasco. Bilbao.

Farias, P., Jiménez, M y Marquínez, J. (1996). Nuevos datos sobre la estratigrafía del relleno cuaternario de la depresión de Comeya (Picos de Europa, Asturias). *Geogaceta,* 20, 1116-1119.

Fernández Pérez, L.A. y Flor, G. (1992). *Los Urrieles*. *Enciclopedia de la Naturaleza de Asturias.* T. 1, 177-183. Ed. La Voz de Asturias, S.A. Oviedo.

Flor, G. (1992). El Cornión. *Enciclopedia de la Naturaleza de Asturias*, T. 1, 151-164. Ed. La Voz de Asturias, S.A. Oviedo.

Flor, G. y Baylón-Misioné, J.I. (1989). El glaciarismo cuaternario de los Puertos de Áliva (Macizo Oriental de los Picos de Europa, occidente de Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología*, 3, 27-34.

Gale, S.J. y Hoare, P.G. (1997). The glacial history of the northwest Picos de Europa of northern Spain. *Z. Geomorph. N.F*., 41, 81-96.

Hallet, B. y Anderson, R.S. (1980). Detailed glacial geomorphology of a proglacial bedrock area at Castleguard glacier, Alberta, Canada. *Z. Gletscher. Glazial*., 16, 171-184.

Jiménez-Sánchez, M. y Farias Arquer, P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15, 93-101.

Obermaier, H. (1914). Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat., Serie Geológica*, 9. Madrid.

Miotke, F.-D. (1968). *Karstmorphologische Studien in der Glazial-überformten Höshenstufe der Picos de Europa, Nordspanien*. Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover, 4.

Smart, P.L. (1984). The geology, geomorphology and speleogenesis of the Eastern Massifs, Picos de Europa, Spain. *Trans. British Cave Res. Assoc*., 11, 238-245.

Smart, P.L. (1986). Origin and development of glacio-karst closed depressions in the Picos de Europa, Spain. *Z. Geomorph. N.F*., 30, 423-443.

Walder, J. y Hallet, B. (1979). Geometry of former subglacial water channels and cavities. *J. Glaciology*, 23, 335-362.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# MORFOLOGÍAS EROSIVAS GLACIARES EN COTAS BAJAS DEL ORIENTE DE CANTABRIA

## Glacial erosive morphologies at low altitudes in the eastern area of Cantabria

(1) G. Flor, (2) P. Martínez Cedrún y (1) G. Flor Blanco

(1) Departamento de Geología. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo
(2) Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada. Avda. de Oviedo, 4. 39300 Torrelavega (Cantabria, España).

gflor@geol.uniovi.es; fax: 985-10-31-03

**Resúmen**

Sobre sustratos calcáreos mesozoicos del oriente de Cantabria, se han identificado morfologías glaciares y periglaciares de carácter erosivo, pertenecientes a un episodio antiguo, que llegan hasta el mismo borde costero. Valles abiertos y endorreicos, interpretados anteriormente como poljés, en cuyas cabeceras se han generado numerosos circos de tipo alpino y cubetas amplias, con y sin umbrales rocosos, umbrales en divisorias de difluencia y transfluencia y extensas superficies pulidas son las morfologías mejor representadas en todo el conjunto; se complementan con toda una serie de rasgos erosivos asociados, propiamente periglaciares, como aristas y horns.

**Palabras clave**: glaciarismo antiguo, periglaciarismo, morfologías erosivas, cotas bajas, sustrato calcáreo.

**Abstract**

Old glacial and periglacial morphologies of erosive origin modelated on Mesoizoic calcareous lithologies and situated at low topographies of Europa are discovered at the eastern Cantabria included the coastal area. Open and endorreic valleys, previously interpreted as poljes, developing cirques with and without rocky thresholds, broad depressions, difluence and transfluence thresholds, and ubiquitous polished surfaces area the best representated morphologies; they are also associated erosive periglacial structures as horns and arists.

**Key words**: old glaciation, periglacial, erosive morphologies, low altitudes, calcareous substratum.

### Introducción

En un trabajo para el PRODER de las cuencas del Asón y Agüera (E de Cantabria) se elaboraron mapas geomorfológicos 1/25.000 sobre los que se han tenido en cuenta las formas mayores del relieve: valles, circos, cubetas, divisorias, umbrales rocosos, escalones, áreas de difluencia y transfluencia, aristas, horns, etc. En este caso, los depósitos glaciares son prácticamente inexistentes y solamente se han conservado los rasgos erosivos. Los sedimentos superficiales de mayor entidad corresponden a aluviales, de ladera (algunos quizá procedan del desmantelamiento de morrenas finipleistocenas) y de fondos de valles cársticos, en este caso, obtenidos de sondeos mecánicos con testigos continuos, de origen muy diverso entre los que destacan los fluviales y lacustres orgánicos.

Dentro de una banda transversal NE-SO del oriente de Cantabria, se ha seleccionado un entorno restringido que entronca el centro montañoso hasta alcanzar el borde acantilado costero: 1) monte Buciero de Santoña, 2) conjunto de Liendo, constituido por el macizo de Candina, depresión de Liendo y su cabecera hidrográfica, área de Torquiendo y el borde occidental del monte Cerredo, 3) conjunto de Voto, en el que se incluyen los valles de Llueva, San Miguel de Aras y Secadura (río Clarión), 4) depresión de Ojébar, 5) depresión de Matienzo, en el que se desarrollan los valles de La Vega y el de Matienzo, propiamente dicho, y 6) área de Solórzano, representada por el valle de Solórzano-Hazas de Cesto y la depresión colgada de Riolastras (Fig. 1).

Geológicamente, la zona oriental de Cantabria pertenece a la Cuenca Cantábrica. En las áreas seleccionadas, los materiales son principalmente calcáreos masivos de edad cretácica, pertenecientes a los denominados complejos o facies urgoniana (Aptense-Albense Inferior). Forman los relieves principales del área estudiada, tanto en lo referente a los macizos no muy elevados (menos de 850 m), pero de gran contraste, como a las depresiones. Estructuralmente, se disponen en pliegues laxos ONO-ESE y NO-SE, que están afectados por

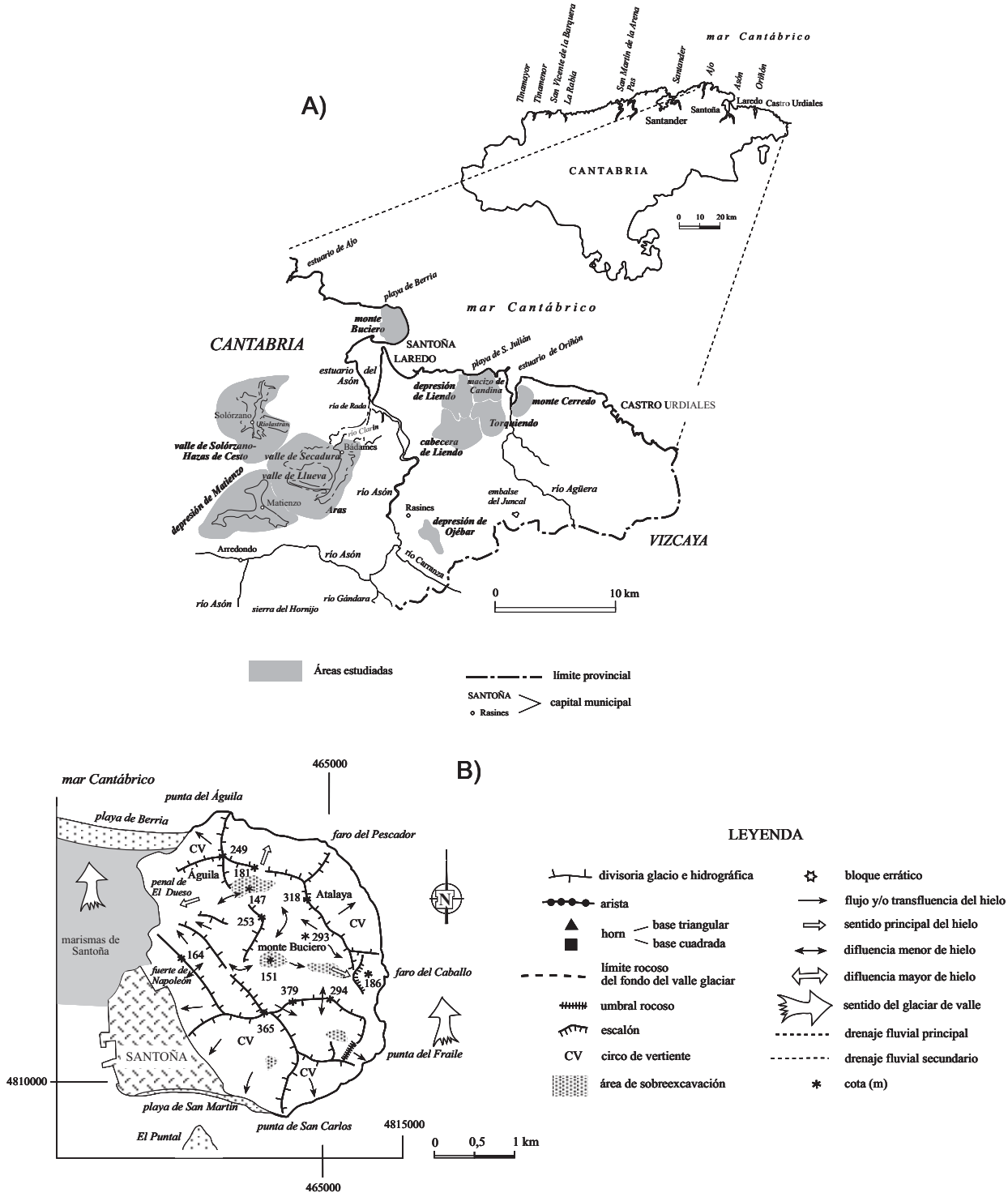



Figura 1. A) Situación de las áreas estudiadas en el oriente de Cantabria (NO de España) y B) Cartografía geomorfológica detallada de las formas erosivas glaciadas en el entorno de la población costera de Santoña.

*A) Situation of the studied areas in the eastern side of Cantabria (NW of Spain), and B) detailed geomorphologic cartography including the erosive glacial morphologies in the coastal city of Santoña.*

fracturas preferentes ONO-ESE, NO-SE, NNE-SSO y E-O. La halocinesis de los materiales del Keuper explicaría la formación de la franja cabalgante de Ramales y de la amplia superficie que forma el susbsuelo del vaso del estuario del Asón.

Sobre los relieves calcáreos se han detectado signos inequívocos de la acción abrasiva del hielo, bien conservados, como circos y cubetas con y sin umbrales rocosos, amplias cabeceras de fondo de valle, valles subrectilíneos con perfiles en U, escalonamientos, divisorias rebajadas por difluencia y transfluencia, laderas desgas-tadas o pulidas, etc; también interfluvios agudos (aristas) y picos piramidales (horns), éstos mayoritariamente de base triangular. Los depósitos asociados no afloran netamente, pudiendo estar cubiertos por otros más modernos, coloniza-dos por la vegetación o haber sido eliminados posteriormente. Sólo se conservan dos bloques erráticos en la cubeta de San Julián (macizo de Candina).

En la mayor parte de los casos, la infiltración pluvial posterior ha generado morfologías menores externas, entre las que destacan los lapiaces y otras formas recogidas en la literatura (Allen, 1984). Las dolinas de mayor magnitud y tipología variada son ubicuas y, en algunos entornos, los fondos de los valles evolucionaron, aparentemente, como poljés, como han sido los casos de los de Seldesuto o La Vega y La Secada (Matienzo), un reducto menor en Ojébar y el de Solórzano-Hazas de Cesto.

***Santoña (Monte Buciero)***

Constituye un enclave montañoso aislado entre el sistema estuarino del Asón. Se han generado cubetas aisladas y vallonadas con cubetas laxas cuyos interfluvios están muy desgastados, la mayoría como umbrales de difluencia y alguno de transfluencia. La depresión más extensa corresponde a la que tiene el monte Ganzo en su vértice suroriental, extendiéndose como dos vallonadas, una hacia el N y otra hacia el E; esta última presenta un umbral rocoso que enlaza con el acantilado abrupto; en el costado S de la cabecera, conectaba por transfluencia con otra cubeta más irregular y abierta a dos vertientes, la occidental drenando hacia el Dueso y, casi en ángulo recto hacia el N; otra menor vertía al farallón de la peña del Fraile, conteniendo un área deprimida al pie de la cabecera (Fig. 1.B; Foto 1).

***Conjunto de Liendo***

*A) Macizo de Candina y monte de Cerredo*

En el macizo de Candina, las cubetas son las formas más características, denominadas por Hazera (1968) grandes *alvéolos.* Son depresiones cerradas con desniveles variables entre 40 y 420 m y extensiones contrastadas; así, las mayores de Hoyo Vicengo con longitudes y anchuras de 1 km 250 m y 750 m (orientada N-S) y de San Julián con 1 km 200 m y 500 m y, entre las menores, la de Hoya Negro, de planta algo ovalada, con un radio de 375 m (Fig. 2; Foto 2).

Foto 1. Panorámica aérea del monte Buciero (Santoña). Se observan las vallonadas glaciadas, colgadas sobre el acantilado, y las áreas laterales con difluencias.

*Aerial view of the Buciero mountain (Santoña). It can be observed the glaciated valleys, hanging above the cliffs, and difluence areas.*

Toman una forma alargada con la dirección NO-SE de la estratificación, lo cual permite deducir que la estructura ha sido determinante en su origen. Las cubetas que se extienden en el límite meridional se alargan preferentemente E-O, probablemente en relación con una probable fractura de la misma dirección, delimitando este macizo de Candina (más elevado) con respecto al área de Torquiendo.

Adoptan formas de casco invertido, de contornos curvos o, a veces, ligeramente ojivales, en planta, y fondos subplanos, a vese con fuertes pendientes, pudiendo ser simples o compuestas. La casi totalidad de las divisorias entre ellas son aristas, con algunos segmentos rebajados, debidos a transfluencias y difluencias; también se identifican picos piramidales (horns) dentro de este macizo. Asimismo, sus paredes están marcadas por un pulido generalizado, lo mismo que las laderas del estuario de Oriñón, hecho repetido en el monte Cerredo.

La cubeta de San Julián, alineada ENE-OSO, es la de mayores dimensiones; está limitada en su costado septentrional por el acantilado activo. Además en su borde N, se ha formado una depresión canaliforme laxa y estrecha, flanqueada en ambos costados por sendos umbrales rocosos, la cual se extiende perpendicular al eje de

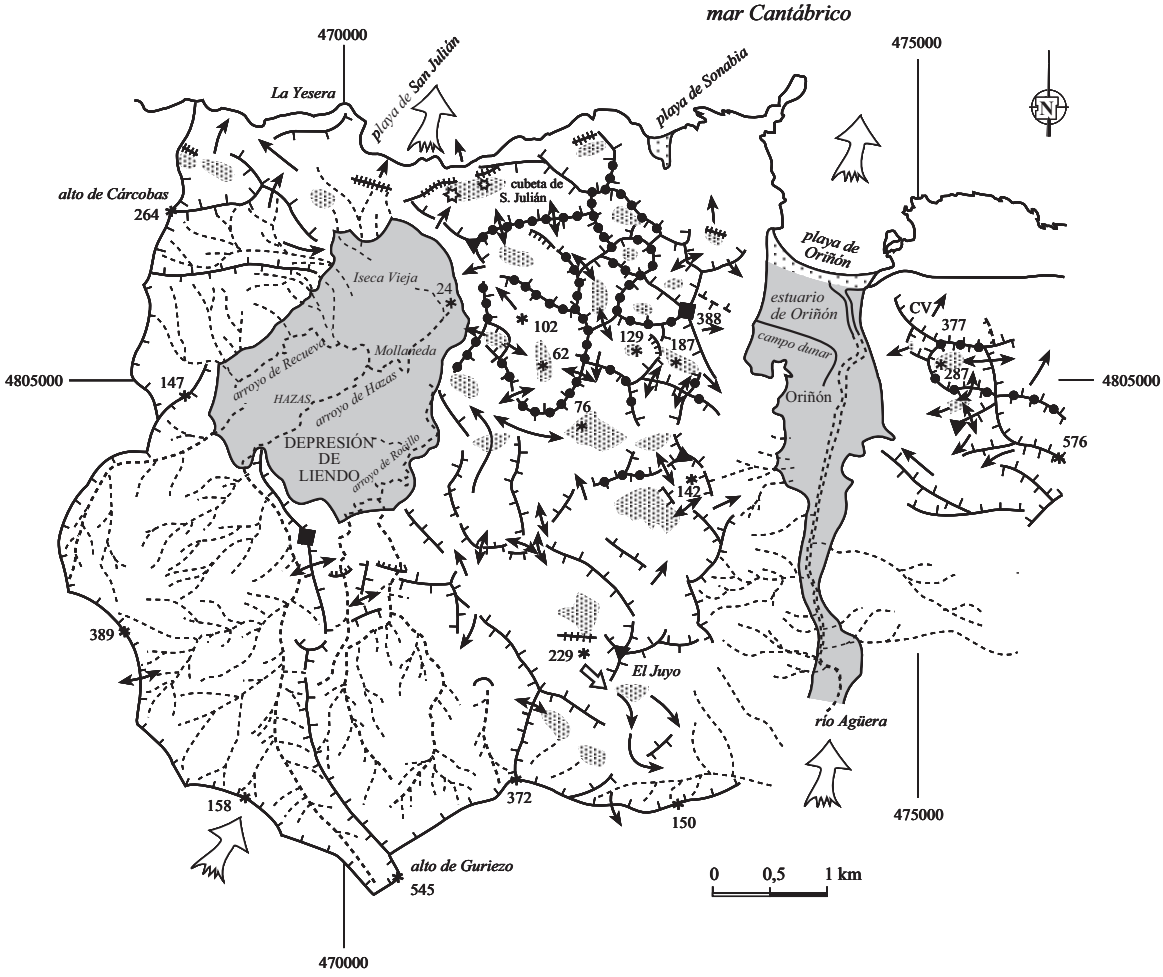



Figura 2. Cartografía geomorfológica del conjunto de Liendo.
*Geomorphologic cartography of the area of Liendo.*

la cubeta, que supuso un drenaje de la misma hacia el N. En la totalidad de la superficie de esta cubeta se evidencia el pulido y se conservan, como elementos excepcionales que deben de servir de indicador sensible para su interpretación, dos bloques erráticos apoyados en la superficie, próximos al acantilado.

Para Hazera (1968), superpuesto a este proceso o procesos en varias etapas de la carstificación, está la acción del hielo por desagregación (erosión). La nivación, el derretimiento de la nieve y el proceso hielo-deshielo se sucederían en episodios cortos y numerosos, con un carácter estacional; en los bordes de las dolinas que han profundizado rápidamente por infiltración, el hielo habría trabajado enérgicamente.

*B) Área de Torquiendo*

El macizo de Candina se continúa hacia el S por un relieve de la misma naturaleza calcárea con menores contrastes en la que se abren cubetas laxas, algunas amplias, y numerosos pasillos estrechos de difluencia y más amplios de transfluencia. Los drenajes tenían lugar indistintamente hacia la depresión de Liendo o hacia la margen izquierda del Agüera, aunque parece dominar este último.

*C) Depresión de Liendo*

Su origen como poljé es dudoso dado el gran espesor de relleno sedimentario (Cendrero *et al.*, 1986), opinión compartida totalmente. Tiene una forma ovoide en planta, más regular en el costado oriental; se alarga en dirección N-S en unos 2.875 km con la máxima anchura de algo más de 2 km medida en el tercio meridional.

Los costados son relativamente abruptos, pero con desniveles moderados, mayores en los bordes oriental y suroriental (Fig. 2; Foto 2).

El extremo septentrional es estrecho (750 m) y con pendientes moderadas; la esquina NO se comunica con el borde acantilado a través de una vallonada estrecha NO-SE que se bifurca en dos; uno, el septentrional con signos de pulido que sigue esa misma dirección y tiene un perfil transversal en U, vertería en la ensenada la Yesera. Y otro que se desviaba perpendicularmente hacia el N (playa actual de San Julián). El relieve hacia el lado oriental corresponde a un umbral, alargado E-O, que presenta un segmento rebajado a la altura de la ermita de San Julián y otro, más al E, que comunica con la cubeta de San Julián en lo que constituía una clara transfluencia desde Liendo (Foto 3).

Esta depresión está drenada por ríos costeros de bajo caudal, enraizados en las áreas próximas meridionales. El oriental principal, arroyo de Rocillo, se instaló sobre una cuenca calcárea que drena de forma colgada a unos 500 m al S de la depresión de Liendo, mientras que el occidental, de mayor magnitud, con dos arroyos, Rosberas o de Hazas, mucho más extenso y con una red dendrítica asimétrica, y Recueva, drenan las areniscas y limolitas wealdenses. Cada uno corre por el costado correspondiente de la superficie subplana hasta confluir en la esquina NE donde se infiltra como si se tratara del típico drenaje propio de un poljé típico.

Foto 2. Panorámica aérea del monte Candina, donde se detectan las cubetas cársticas glaciadas y, a la derecha, la amplia cubeta de Liendo, rellenada con materiales terrígenos.

*Aerial view of the monte Candina. It can be observed the glaciated karstic depressions and in the right side, the broad depression of Liendo, filled with terrigenous sediments.*

Foto 3. Bloques erráticos al N del umbral rocoso de la cubeta cárstica de San Julián (ésta a la derecha de la fotografía).

*Erratic boulders situated to the N of the rocky threshold of the karstic depression of San Julián (this one on the right side of the photo).*

La empresa *Promotora de Recursos Naturales* (1983) realizó 8 sondeos en esta cubeta que muestra una forma ovalada en planta con el borde meridional más ancho y profundo, y pendientes mayores en los costados meridional y a ambos lados oriental y occidental, mientras que en el septentrional se formó un escalón. Está rellenada con un espesor máximo de 175 m, aproximadamente en el área central. Los depósitos son de conglomerados, arenas, arenas arcillosas, limos, arcillas orgánicas y turbas, agrupándose en tres miembros. El inferior tiene las litologías más groseras de conjunto, con una disminución de los tamaños desde la esquina SO hacia el interior de la cubeta, al deducirse que los aportes siliciclásticos derivan de la cuenca hidrográfica suroccidental, instalada sobre los materiales wealdenses; también en este miembro los espesores son mayores (hasta 90 m) en que las turbas tendrían su mejor desarrollo en el centro de la depresión. Los miembros medio y superior, cada uno con una potencia de 40 m, están constituidos por arenas arcillosas, limos, arcillas orgánicas y turbas, éstas algo desplazadas hacia el NE. La franja meridional apenas si generó turbas lo que confirma se trata de un área sometida a aportaciones más regulares de sedimentos terrígenos. La esquina septentrional, con espesores de relleno inferiores a los 60 m, representa el relleno de un escalón con más turbas en el costado occidental (Fig. 3).

***Conjunto de Voto***

Se encuadran los valles de Llueva, Aras (San Miguel) y Secadura (río Clarión), que se reúnen para confluir y desaguar en el brazo marismeño suroccidental del estuario del Asón, denominado ría de Rada o de Carasa (Fig. 4).

*A) Valle de Llueva*

Este valle desarrolla una morfología de valle alargado con paredes abruptas y fondo subplano, relativamente amplio. Se extiende a lo largo de 5 km tomando una disposición en planta ligeramente arqueada, pero con una tendencia subrectilínea. Las anchuras al pie de las vertientes varían de 200 a 300 m, aguas abajo y, si se consideran las divisorias, se incrementan considerablemente, además de mostrar una asimetría marcada, desde 2,5 km en cabecera a 3,5 km en el tramo bajo. El fondo del valle corre a altitudes desde 70 a 40 m, con una pendiente de 0,29º.

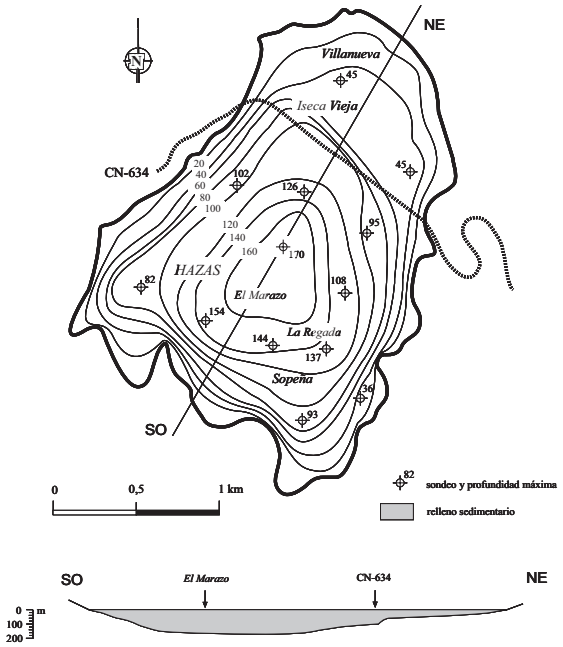



Figura 3. Reconstrucción batimétrica de la cubeta de erosión Liendo y perfil representativo.

*Bathymetric reconstruction of the erosive depression of Liendo and representative profil.*

Esta mole calcárea urgoniana desarrolló numerosos valles tributarios con cubetas y umbrales rocosos, que tienen una disposición centrífuga. La porción de la cabera O corresponde a un valle único, instalado sobre alternancias de calizas, margas y areniscas. La morfología de la cabecera meridional (sierra de Mullir), cuyo sustrato es de calizas masivas urgonianas, es mucho más compleja, amplia y con elevaciones mayores: 785 m (El Copete) y 839 m (Copete la Bolisa), la cual sirve de cabecera, en la porción occidental, para el afluente Aras; su orientación hacia el N ha permitido la génesis de formas de erosión glaciar muy características: cubetas de dimensiones muy variadas, algunas con posibles depósitos glaciares, valles irregulares, algunos colgados, umbrales y escalones, así como numerosas paredes muy pulidas por el hielo, ciertas divisorias en arista y algún horn triangular (Fig. 4; Foto 4).

*B) Valle de Aras*

Este tributario tiene una cabecera en el fondo del valle más amplia (750 m), es muy corto (algo más de 1 km) y sinuoso; la anchura media es de 500 m y la pendiente de 0,075º, lo que le permite adoptar un curso meandriforme; confluye con el de Llueva en la peña del Castillo y juntos se dirigen hacia el NNE a lo largo de 3,25 km con una anchura de 750 m y una pendiente de 0,06º. Precisamente, esta peña del Castillo tiene una tendencia a alargarse en la dirección del flujo de hielo, como interpretaran Sudgen y John (1984) para este tipo de horn.

Foto 4. Valle glaciar de Llueva, desde la cabecera.

*Glacial valley of Llueva, observed from the head.*

*C) Valle de Secadura*

El valle de Secadura está drenado por el Clarión, siguiendo una dirección OSO-ENE. La longitud de este valle es 4,5 km de y su anchura, de cierta irregularidad, tiene una media de 500 m, siendo la pendiente de 0,47º con una variación altimétrica desde los 70 m en cabecera a los 20 m. Existe un fuerte contraste entre las laderas septentrional y occidental, por un lado, y meridional; en las primeras, es de calizas,

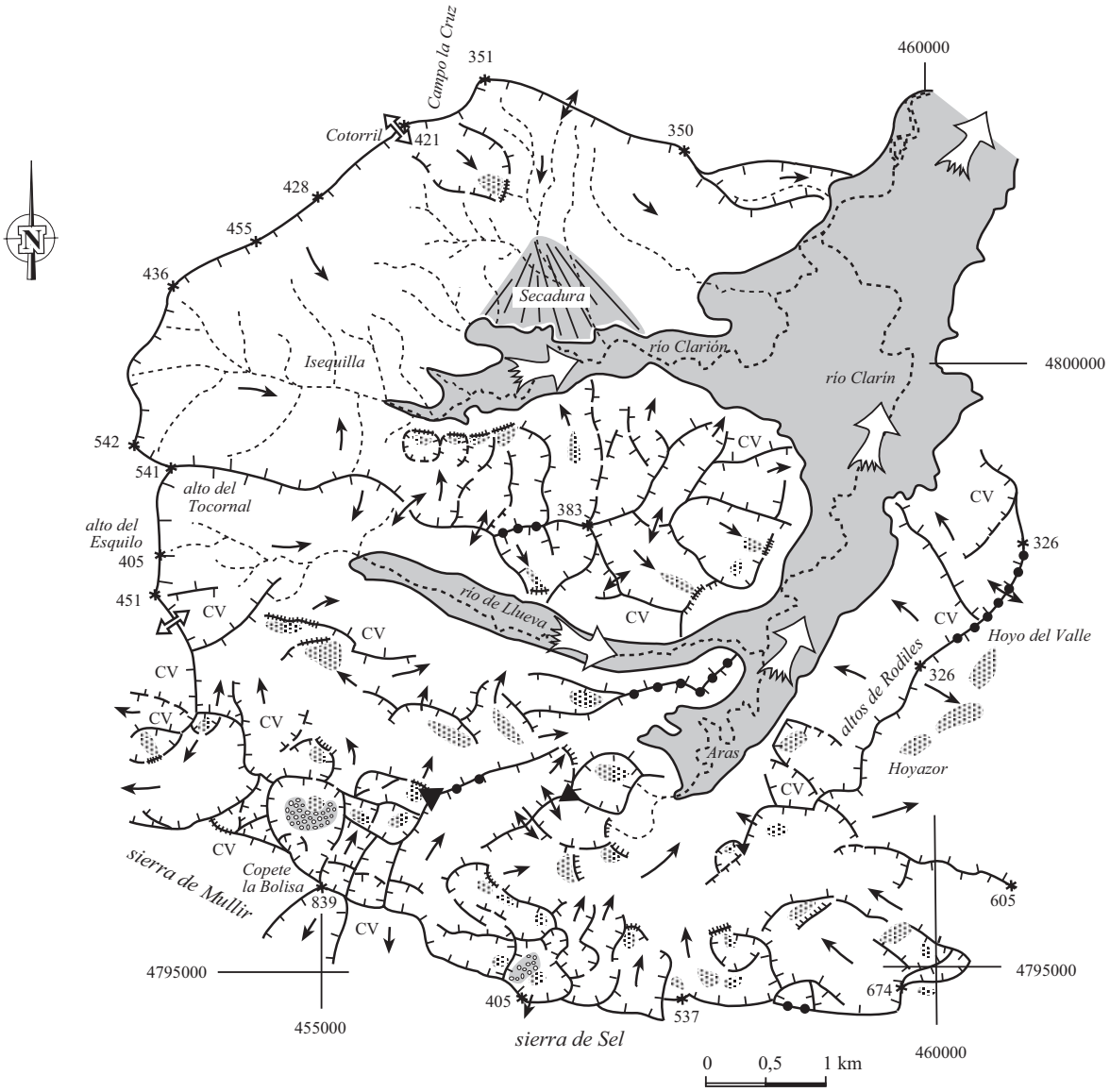



Figura 4. Cartografía geomorfológica del conjunto de Voto.
*Geomorphologic cartography of the area of Voto.*

margas, areniscas y pizarras, del complejo supraurgoniano, que permiten un cierto desarrollo de la red de drenaje; en el costado meridional, se identifican numerosas morfologías glaciares bien conformadas dada su orientación hacia el N. A partir del área meridional de Bádames, confluyen los valles para constituir uno único en dirección NNE y drenar en la ría de Rada.

**Depresión de Ojébar**

Esta depresión, drenada por el barranco del Torco, se alinea NNO-SSE (Fig. 5; Foto 5). Toma, en planta, una disposición piriforme, ensanchándose aguas abajo, desde 1,2 km a 2,75 km, en una longitud de 3,875 km. Su divisoria de cabecera en el área SE se alza con alturas máximas de 773 m y se cierra al NO en la localidad de Ojébar con alturas siempre por debajo de los 260 m. Es en este segmento de la depresión donde constituiría un umbral rebajado de transfluencia al principal de Ruahermosa, que corre NO-SE para unirse al del Silencio y juntos, ahora como río Bernales, confluir en el Asón a la altura de Ampuero.

El barranco busca una cota de 98 m para infiltrarse en un ponor típico, pero la totalidad del fondo es de tipo rocoso o conteniendo posibles rellenos de sedimentos con escasa potencia que le confieren una gran

irregularidad. El valle está escalonado en cabecera y su perfil transversal reproduce la forma en U característica, que se conserva en un segmento a lo largo de más de 1 km. Las pendientes del eje del valle son acusadas, un total de 8,53º, que disminuyen a 5,08º en el tramo inferior.

Las formas erosivas glaciares están mejor desarrolladas en las laderas que miran al N de la divisoria meridional, donde, además, se conservan aristas y algún horn de base triangular. En la franja septentrional, aún elevándose por debajo de 250 m, se formaron numerosas cubetas independientes unas de otras, orientadas preferentemente al SE, con sus correspondientes fondos sobreexcavados. Paralelamente al valle principal, corrían tributarios colgados, uno más extenso en la margen occidental y una serie de valles menores en la oriental.

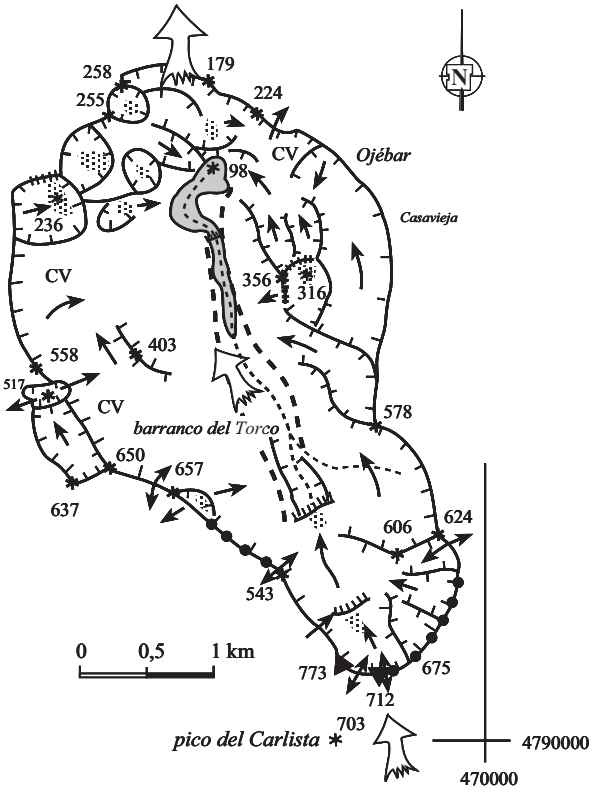



Figura 5. Cartografía geomorfológica de la depresión de Ojébar.

*Geomorphologic cartography of the depression of Ojébar.*

***Depresión de Matienzo***

Hasta ahora se ha considerado la totalidad de esta depresión como un verdadero poljé (Fernández Gutiérrez, 1966; Elízaga, 1983; Cendrero *et al.*, 1986; IGME, 1978a; Fernández Ortega y Valls Uriol, 1998), al desarrollarse, mayoritariamente, sobre calizas urgonianas y un drenaje típicamente endorreico. Fernández Gutiérrez (1966) distingue tres uvalas o poljés: Ozana en el borde SE, Seldesuto y La Secada y un valle ciego, el de La Vega.

Comparte divisoria, en su costado oriental, con el valle de Llueva a lo largo de la sierra de Mullir, lugar donde se localizan las mayores altitudes de todo el conjunto estudiado y parte del de Secadura y, en el oriental, con el valle de Riaño (arroyo de Entrambasaguas). Esta depresión tiene forma de Y invertida, en planta, dentro de la que se individualizan dos drenajes superficiales mayores bien distintos (Fig. 6).

*A) Valle de la Vega o de Seldesuto*

Se ubica en posición suroccidental y se dispone ligeramente arqueado con la convexidad apuntando hacia el NNO; el fondo es subplano, entre 200 y 170 m de altura, con una pendiente media de 0,57º y su anchura se incrementa aguas abajo, desde los 120 m en cabecera hasta los 400 m. Sigue, aproximadamente, el eje anticlinal, constituyendo una inversión del relieve (Ullastre-Martorell, 1975).

Su drenaje está constituido por una red compleja de circos que drenan por umbrales rocosos y escalonamientos, y valles, mejor en la vertiente meridional, en que se orientan al N, pero destacando los de las laderas occidentales, orientados hacia el SE; dentro de estos últimos, cabe destacarse el amplio y extenso valle

Foto 5. Valle glaciar principal de la depresión de Ojébar, visto longitudinalmente hacia cabecera.

*Main glacial valley of the Ojébar depression, longitudinal view towards its head.*

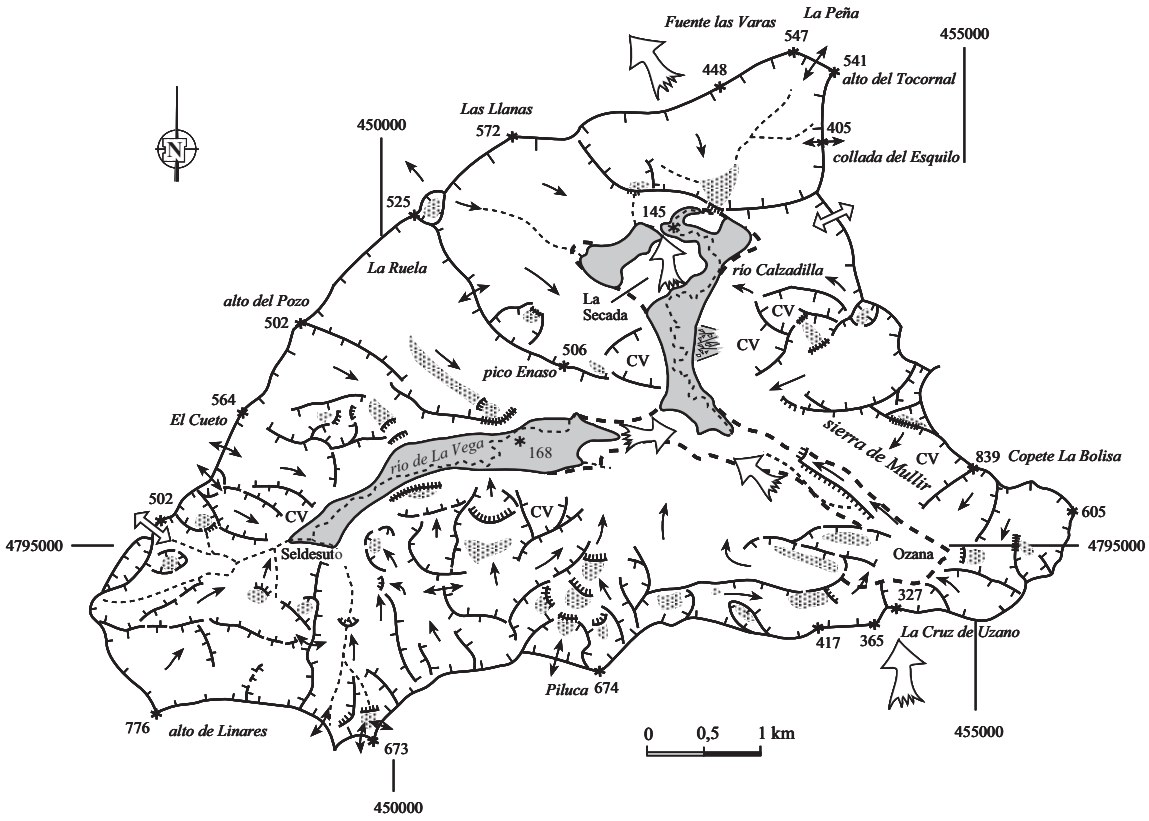



Figura 6. Cartografía geomorfológica del conjunto de Matienzo.
*Geomorphologic cartography of the area of Matienzo.*

colgado al pie meridional del pico Enaso, que se escalona en su tramo inferior y se resuelve en un umbral rocoso para confluir en el principal (Foto 5).

Este fondo del valle de La Vega puede considerarse como un verdadero poljé, al menos en cuanto al funcionamiento hidrológico actual, ya que tiende a la disposición horizontal, donde las crecidas fluviales promueven aplanaciones laterales y el río meandriforme se sume definitivamente en la cueva del Molino, hacia la cota de 160 m, para seguir su curso de forma subterránea.

*B) Valle de Matienzo*

Es más extenso y su divisoria tiene un umbral rebajado (puerto de la Cruz de Uzano), con alturas cercanas a los 330 m, extendiéndose sobre 1 km de longitud; se originaría como transfluencia del hielo desde el gran valle del Asón. Se puede subdividir en dos tramos; el de cabecera, denominado de Ozana, hasta aproximadamente la población de Matienzo, se alinea en dirección NO-SE a lo largo de 3,25 km; el fondo del valle es irregular, estrecho y con una pendiente similar al anterior (0,57º), con un sustrato eminentemente rocoso. La cabecera del fondo del valle se amplía considerablemente, para continuarse por un valle de doble fondo, con escalonamiento lateral a dos alturas distintas en un buen tramo, siendo el oriental el más elevado.

El subtramo septentrional o de La Secada, drenado por el río Calzadilla, tiene un fondo subplano, sobre el que meandrifica el río; a partir de Matienzo, el curso sigue una dirección N y la anchura de este tramo del valle es de 400 m para incrementarse progresivamente hasta 1.750 m en las áreas distales de la llanura aluvial (fondo del poljé) y de 3.600 m en la divisoria. Aquí, la cota es muy inferior al de La Vega, de modo que la infiltración del río se hace a una altura de unos 140 m en la cueva de Carcavuezo. Las alturas medias de este tramo fluvial están comprendidas entre los 145 y 150 m, resultando una pendiente de 0,26º. En realidad, se diferencian dos fondos de tipo poljé, el oriental, más extenso, que está ligado al curso del arroyo Calzadilla y el occidental que se distribuye aisladamente, quedando la población de La Secada elevada entre ambos. En ellos, las crecidas fluviales mayores producen anegamientos de esto valles con espesores de agua de hasta 15 m.

La longitud del valle desde Matienzo hasta la divisoria N es de 2,5 km. Ésta se sitúa a los 450 m de altitud, representando un umbral, alineado E-O y rebajado a lo largo de 875 m respecto a las elevaciones

laterales: la occidental a 572 m (Las Llanas) y la oriental a 547 m (La Peña); representaría una zona de transfluencia hacia el valle de Riaño (NO), drenado por el arroyo de Entrambasaguas, con una componente neta hacia el NO. En el borde oriental, también existirían varias transfluencias hacia al valle de Llueva.

Foto 6. Valle glaciar de Vega o Seldesuto, rama occidental del valle glaciar/depresión de Matienzo, visto desde su cabecera en el costado occidental.

*Glacial valley of Vega o Seldesuto, the occidental one of the glaciar valley/depression of Matienzo, observed from its head in the western side*

### *Área de Solórzano*

*A) Valle de Solórzano-Hazas de Cesto*

Este valle amplio y algo irregular, drenado por el río Campiezo, se extiende a lo largo de 6,75 km. El fondo del valle tiene una pendiente media de 0,72º, con alturas desde los 100 a los 50 m. Es una gran cubeta o depresión con fondo subplano suavemente inclinado al N. El tercio meridional o de cabecera del valle, cuya anchura entre divisorias es de 2,78 km, se alinea con una orientación NO-SE en 3,25 km. Aguas abajo, donde el fondo del valle se ensancha, toma una dirección NNE-SSO, ampliándose hasta un máximo de 5 km en Hazas de Cesto. En esta porción del valle, las laderas oriental y occidental son relativamente abruptas.

Los drenajes laterales son siempre muy escasos y cortos, más importantes en la franja meridional donde afloran areniscas y limolitas supraurgonianas con una dirección NNO-SSE. Las divisorias en esta zona alcanzan cotas algo superiores a los 460 m para descender, aunque con una distribución sumamente irregular hasta los 156 m en el extremo NO del valle y en el área septentrional (localidad de Beranga). Esta divisoria inferior forma un cierre muy apretado de dirección OSO-ENE, que solamente ha sido seccionada por el cauce del Campiezo, relativamente encajado y que está sometiendo al fondo del valle a una recesión remontante muy característica en tan sólo unos 500 m aguas arriba, respecto de la cresta de dicho umbral.

La depresión de Solórzano-Hazas de Cesto tiene un sustrato rocoso en posición subsuperficial, como lo atestigua el hecho de que en numerosos tramos del río principal, el Campiezo, aflora en el propio canal. Los rellenos sedimentarios son, por tanto, muy poco potentes (carácter métrico) y derivarían, en parte, de la cabecera hidrográfica meridional constituida por los materiales más terrígenos supraurgonianos. Este río no desarrolla terrazas y el fondo de esta depresión conserva la forma subplana previa, generada por la sobreexcavación del valle glaciar, con el relleno epigénico aludido y de la alteración de las calizas.

El macizo calcáreo de Moncubo o de Llusa, situado en el extremo NO, ha desarrollada la mayor complejidad y número de formas glaciares: circos y cubetas aisladas, valles cortos y un horn y aristas en el entorno del pico Llusa. En las áreas meridional y franja septentrional, los valles glaciares eran amplios y simples, debido a los sustratos supraurgoniano y wealdense, respectivamente. Los valles de El Torno, muy asimétrico, y de Fresnedo, orientados NO-SE, constituían los principales glaciares de valle tributarios de este sistema.

*B) Cubeta de Riolastras*

En el área centroriental, en posición colgada, se extiende la amplia cubeta subrectangular de Riolastras, alargada ONO-ESE en 2,5 km y una anchura de unos 2,15 km. Conserva un fondo rocoso subplano al descubierto y con evidencias de pulido, siendo la cota del fondo de 104 m, lo que permite asignarle un origen por sobreexcavación del hielo. En la mitad N, la divisoria queda ostensiblemente rebajada, en lo que representaría la transfluencia principal, pero con difluencias notorias hacia el O con el valle de Solórzano-Hazas de Cesto. En el costado SE, se formó una cubeta menor (Mojonagua), que debió drenar hacia aquélla, a pesar de tener un fondo, también de sobreexcavación, topográficamente más bajo.

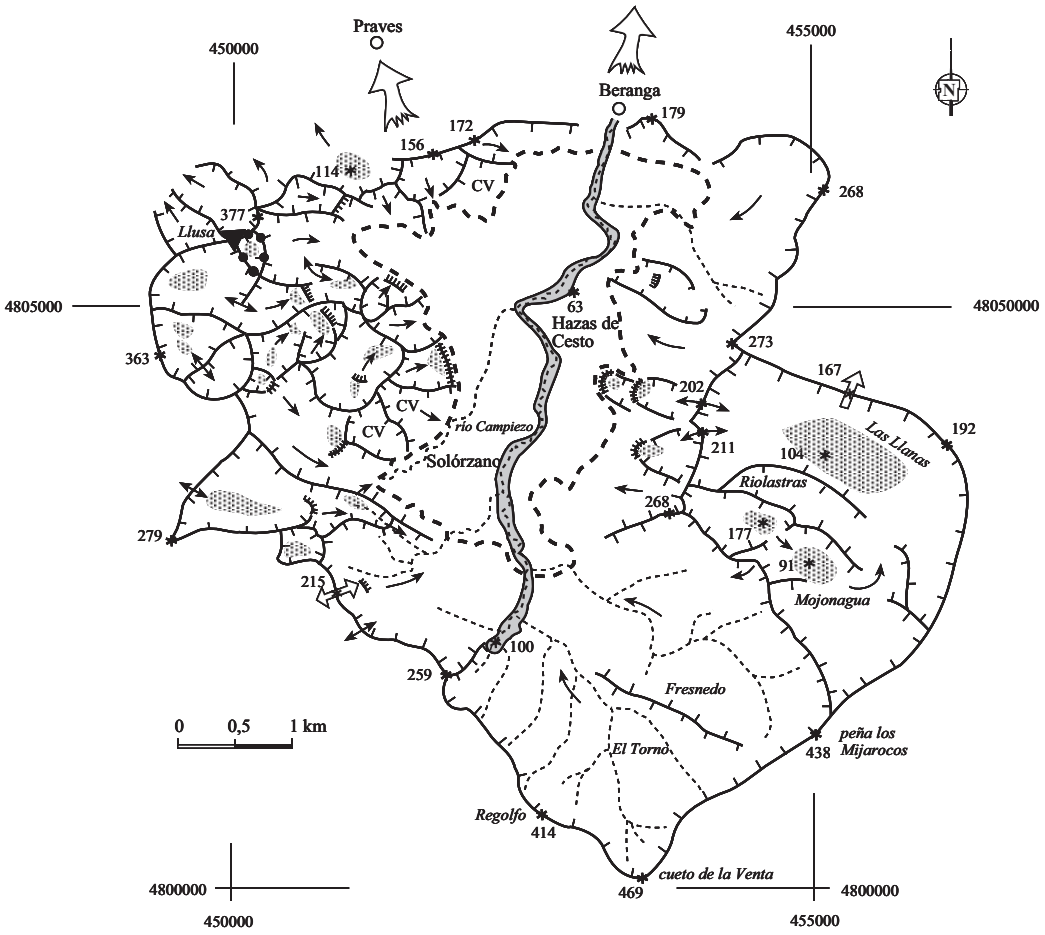



Figura 7. Cartografía geomorfológica del conjunto de Solórzano.
*Geomorphologic cartography of the area of Solórzano.*

## Discusión y conclusiones

Se han identificado signos inequívocos de la acción abrasiva del hielo sobre los relieves calcáreos situados a cotas inferiores a los 850 m, hasta el mismo borde costero de la zona oriental de Cantabria, preferentemente sobre litologías calcáreas de edad cretácica: valles, circos, cubetas y depresiones de sobreexcavación, umbrales y escalones rocosos, aristas y horns (éstos a partir de los 300 m de altitud), divisorias de transfluencia y difluencia, paredes pulidas con una representación muy amplia, amplios fondos de valle abrasionados con escasas cubiertas sedimentarias y/o de alteración y algún bloque errático. Sobre otras litologías distintas: areniscas, arenas y limolitas, y alternancias de calizas, margas, limolitas y areniscas, los circos y valles glaciares tenían una mayor amplitud y la instalación posterior de las redes de drenaje ha borrado en mayor o menor medida los testimonios erosivos de origen glaciar.

Se deduce que debió producirse una glaciación más intensa y antigua, responsable del modelado en cotas bajas en comparación con las dos más modernas detectadas en la cordillera Cantábrica (Flor, 1992a y b), evidenciables en cotas por encima de los 900 m. De acuerdo con las dataciones isotópicas del oxígeno, las primeras evidencias del deterioro climático en el hemisferio N, consistente en un enfriamiento generalizado, tendrían efecto entre los 3,0 y los 2,6 Ma (Suc *et al*., 1997), esta última fecha coincidente con la inversión paleomagnética Gauss-Matuyama y el estadio isotópico 104 y primera glaciación en el hemisferio N (Bardají *et al*., 2000). Para Sackleton (1997), la intensidad de las glaciaciones se incrementa gradualmente dentro de ese periodo, de modo que con posterioridad a los 2,6 Ma, se suceden cíclicamente periodos glaciares/interglaciares muy regulares de 41.000 años (dominio de la oblicuidad). Provisionalmente y a la espera de futuras investigaciones, se piensa que esta glaciación deducida para la zona oriental de Cantabria podría asignarse a este episodio climático, sobre el que se ha propuesto rebajar el límite Plioceno-Pleistoceno.

Es posible reconstruir una secuencia evolutiva ideal del glaciarismo antiguo, desde una fase de mayor intensidad, en que la región estaba recubierta por un casquete menor; en esa etapa, el drenaje del hielo permitía la alimentación de algunas depresiones, después endorreicas, desde los colectores mayores (Asón y Agüera). Posteriormente, el calentamiento progresivo conduciría a la individualización de los glaciares de valle; las depresiones endorreicas retendrían su propia masa de hielo hasta su desaparición total; los relieves circundantes de la cubeta de San Julián, una vez puestos al descubierto, proporcionaron los fragmentos calcáreos que, en el deshielo, quedaron como bloques erráticos a ambos lados del canal de extrusión.

En su inicio, las cubetas endorreicas pudieron abrirse por procesos de disolución en el Terciario, pero, durante la fase de casquete, adquirieron la geometría y dimensiones, prácticamente definitivas, por sobreexcavación del sustrato rocoso calcáreo; eso no invalida que fuera rellenadas por volúmenes importantes de sedimentos detríticos o que fueran retocadas, tanto en sus fondos como en su laderas, por modelados posteriores, preferentemente glaciares y periglaciares más modernos o con la aparición de fondos planos de tipo poljé.

Estas depresiones endorreicas evolucionarían desde las de menor dimensión que conservan amplios fondos rocosos abrasionados por el hielo: cubetas de Candina, la más amplia y compleja de San Julián, a Riolastras, pasando a aquéllas, no demasiado extensas, que desarrollaron un glaciar de valle (Ojébar), con perfil transversal en U. Otro muy amplio y plano estaría representado por el de Solórzano-Hazas de Cesto, con fondos rocosos sin apenas recubrimiento sedimentario, uno de cuyos umbrales septentrionales ha sido diseccionado por el río principal. La depresión de Matienzo sobre la que se instalaron dos glaciares de valle de cierta magnitud, confluyentes en uno en su ápice distal, dentro de los cuales y en determinados sectores se ha generado un fondo, morfológica y dinámicamente y, presumiblemente sedimentario, asimilable a un poljé. Finalmente, la gran depresión de Liendo, excavada fundamentalmente durante la fase de casquete, forma parte de un sistema complejo que, posteriormente deriva en valles glaciares y, finalmente, se rellena por un gran volumen sedimentario de origen aluvial.

## Agradecimientos

Nuestras gratitud a los responsables del Proyecto PRODER del Asón-Agüera, que han confiado en el equipo integrante para elaborar los aspectos del Patrimonio Geológico de este ámbito regional de Cantabria y gracias a lo cual se ha puesto en evidencia este conjunto de morfologías glaciadas y la novedad que supone esta realidad.

## Referencias

Allen, J.R.L. (1984). Sedimentary structures, their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, 30, 222-251. Elsevier.

Bardají, T., Goy, J.L. y Zazo, C. (2000). El límite Plio-Pleistoceno: un debate todavía abierto. *Rev. C.&G.*, 14, 77-92.

Cendrero, A., Díaz de Terán, J.R., Flor, E., Francés, E., González Lastra, J.R. y Martínez Incera, J.M. (1986). *Guía de la Naturaleza de Cantabria.* Ed. Librería Estudio. Santander.

Elízaga, E. (1983). Poljé de Matienzo (nº 13). En: *Puntos de Interés Geológico en el sector oriental de la Cordillera Cantábrica*, 45-47. IGME. Madrid.

Fernández Gutiérrez, J.C. (1966). Notas sobre la depresión cerrada de Matienzo (estudio morfológico e hidrogeológico). *Cuadernos de Espeleología*, 2, 17-97. Santander.

Fernández Ortega, F. y Valls Uriol, Mª C. (1998). *Los Colores de la Oscuridad. Cantabria, Paraíso Subterráneo*. Ed. Creática. Santander.

Flor, G. (1992a). El Cornión. En: *Enciclopedia de la Naturaleza de Asturias*, I, 193-200. Ed. La Voz de Asturias, S.A.

Flor, G. (1992b). Ándara. En: *Enciclopedia de la Naturaleza de Asturias*, I, 151-164. Ed. La Voz de Asturias, S.A.

Hazera, J. (1968). La Région de Bilbao et son arrière-pays. Étude Géomorphologique. Thèse de Doctorat d'État. *Munibe*, XX. San Sebastián.

IGME (1978). *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Villacarriedo (59).* IGME. Madrid.

Sackleton, N.J. (1997). The deep-sea sediment record and the Pliocene-Pleistocene Boundary. *Quat. International*, 40, 33-35.

Suc, J.P., Bertini, A., Leroy, S.A.G. y Suballyova, D. (1997). Towards the lowering of the Pliocene-Pleistocene boundary to the Gauss-Matuyama reversal. *Quat. International*, 40, 37-42.

Sudgen, D.E. y John, B.S. (1984). *Glaciers and Landscape*. Edward Arnold. Australia.

Ullastre-Martorell, J. (1975). Aportación al conocimiento morfokárstico de la depresión de Matienzo (Santander). *Cuadernos de Espeleología*, 8, 63-90. Santander.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# DEPÓSITOS GLACIARES Y PERIGLACIARES EN MEDIA Y ALTA MONTAÑA DEL ÁREA CENTRO-ORIENTAL DE ASTURIAS

**Periglacial and glacial deposits in moderate and high mountains of the central eastern area of Asturias**

(1) D. Villar García, (1) F. Miranda Duque y (2) G. Flor

(1) IDER, S.A. Avda. Hermanos Pidal, 34-Of.1B. 33005 Oviedo.
(2) Departamento de Geología. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo.

david@idersa.com; fax: 985 25 75 43 www.idersa.com

**Resumen**

Los depósitos periglaciares en esta zona están representados por mantos de derrubios, derrubios ordenados, conos de derrubios, lóbulos rocosos, nichos de nivación, morrena de nevero, campo de bloques y guirnaldas. Se distinguen dos conjuntos, uno de ellos vinculado espacialmente a los depósitos morrénicos de la última glaciación y generados con posterioridad (cotas superiores a los 1.000 m) y el otro, más importante y ubicuo, que se formaría en etapas anteriores y ocupa alturas comprendidas entre 550 y 1.000 m.

**Palabras clave:** depósitos, glaciares, periglaciares, altitudes bajas, Finipleistoceno-Holoceno

**Abstract**

In the studied area, periglacial deposits are made up of complex talus and stratified deposits, cone talud deposits, rock lobes, nivation hollows, a rock field, a nivation morain, and gardlands. They can be distinguished two different sets, one of them is spacially related from the last glacial morainic deposits and were generated afterwards (altitudes upper than 1.000 m), and the other set, which is better represented and was formed in earlier stages that occupies altitudes between 550 and 1000 m.

**Key words:** glacial, deposits, periglacial, moderate altitude, Late Pleistocene-Holocene

## Introducción

En la zona centro-oriental de Asturias, sobre una superficie de 604 km$^2$, representativa de media y alta montaña (desde 200 hasta 2.000 m), se han llevado a cabo trabajos cartográficos a escala 1/25.000. Se tomaron numerosos datos sobre las morfologías erosivas y los recubrimientos superficiales del relieve, acompañada de la realización de catas de espesor métrico en los mismos y analítica sedimentológica de la matriz para su aplicación a problemas edafológicos dentro de un proyecto amplio para la Administración del Gobierno del Principado de Asturias, seleccionándose el área centro-oriental de la región asturiana.

Gracias a esta iniciativa, los integrantes de la empresa IDER, S.A. y del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo han evidenciado una serie de morfologías y depósitos ligados a procesos periglaciares tanto en altitudes elevadas, como era de esperar, anteriormente sometidas a glaciarismo (alturas medias superiores a los 1.000 m), como en cotas moderadas (desde 1.000 m a 550 m). Se complementa con la inclusión de los escasos depósitos morrénicos existentes como referentes para la ubicación temporal de los primeros.

Corresponde a la Zona Cantábrica de Lotze (1945) en la Región de Pliegues y Mantos (Julivert, 1971) concretamente en la Subunidad del Manto de Ponga. Se suceden materiales sedimentarios con un espesor de hasta 3.000 m de naturaleza carbonatada (Carbonífero Superior) y siliciclástica de cuarcitas, areniscas y pizarras (Cámbrico, Ordovícico y Carbonífero Superior). La estructura está determinada por la sucesión de niveles cabalgantes extremadamente plegados y verticalizados, conformando una macroestructura arqueada, la denominada “Arco o Rodilla Astúrica”, cuyo eje es E-O y está abierta hacia el E.

En este trabajo se tratan de establecer las características de los depósitos periglaciares tanto en la geometría como en los aspectos sedimentológicos, que corresponden a las etapas de retroceso desde la última glaciación finipleistocena hasta la actualidad y en áreas descontextualizadas donde ocupan superficies mucho más amplias. Además, se reproduce la distribución superficial de los más abundantes (Fig. 1) y se correlacionan con las orientaciones significativas al objeto de establecer su grado de dependencia (Fig. 2).

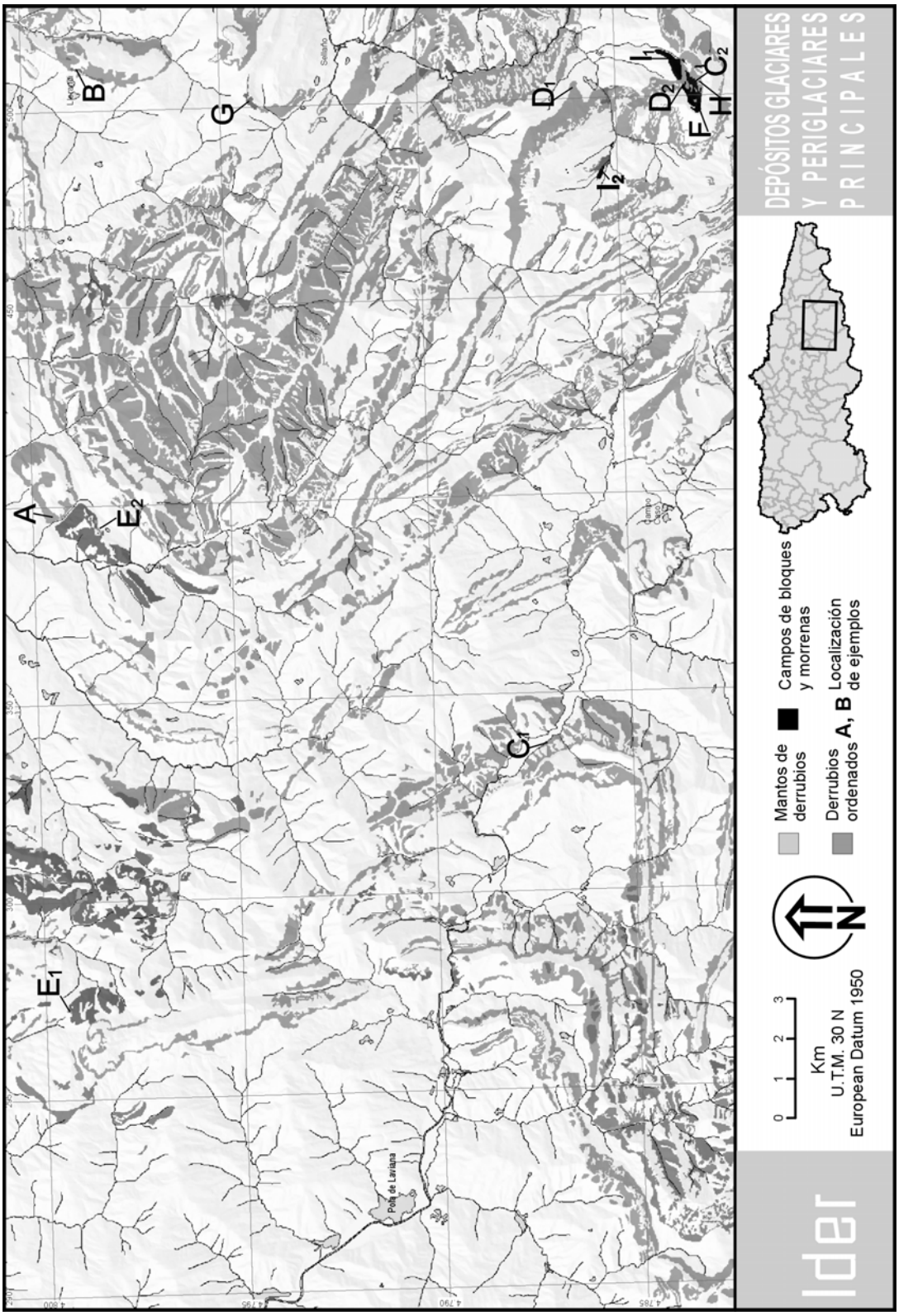



Figura 1. Situación de la zona de estudio y cartografía de los mantos de derrubios y derrubios ordenados, como depósitos periglaciares más ampliamente representados. Se referencian las localidades donde se encuentran los ejemplos más significativos, citados en el texto.

*Situation of the studied area and cartography of the complex talus and stratified deposits which are the most important periglacial deposits. Mentioned localities where contain the best examples are included.*

**Antecedentes**

En Asturias, se han citado materiales cuarcíticos de origen periglaciar, representados por cantos distribuidos en forma de pavimento, sobre las rasas costeras (Mary, 1970 y 1983; Rodríguez Asensio y Flor, 1983; Rodríguez Asensio, 2001) que fueron posteriormente eolizados en un clima árido y frío, coincidente con el de algunos materiales líticos del Paleolítico Inferior (tradición Achelense), anteriores a la cultura Musteriense. También son numerosas las referencias a depósitos de endocarst ligados a ocupaciones paleolíticas, en que se definen procesos crioclásticos o de gelivación, generalmente en torno al Magdaleniense, dentro del Tardiglaciar, como ocurre en las cuevas de La Paloma (Hoyos *et al*, 1980), La Riera (Straus y Clark, 1986) o en La Silluca de Buelna (Flor, 1999).

Mucho más amplias son las citas a este tipo de depósitos ligados a la evolución climática desde el último glaciar hasta el presente en áreas elevadas. Así, se citan depósitos tardiglaciares por Flor y Baylón Misioné (1987) y Frochoso y Castañón (1986) en Áliva, Alonso (1991) en Degaña y Narcea, Jiménez Sánchez (1996) en el alto Nalón, etc, incluso con una datación secuencial desde las diferentes etapas de la última glaciación (Jiménez Sánchez y Farias Arquer, 2002).

**Depósitos periglaciares**

La zona centro-oriental de Asturias, representativa de media y alta montaña (550 a 1.600 m), se localiza dentro de la sucesión de mantos cabalgantes variscos, motivo estructural que ha sido determinante para que esta parte del relieve sea denominado por Castañón (1992) como una alternancia de crestas y surcos estrechos, propio de un relieve diferencial. Según Peón (1992) y Peón y Flor (1993), morfoestructuralmente, se encuadra en la unidad *Macizo y sierras subsidiarias* y desde el punto de vista morfogenético, corresponde al *ámbito de superficies de erosión continental*, asociadas a un clima árido o subárido cálido desarrollado durante el Terciario (más probablemente Mioceno), mientras que la franja más elevada se sitúa en el *conjunto cordillera-sierras subsidiarias* sobre el que posteriormente se produjo un modelado bajo condiciones glaciares y periglaciares.

En la actualidad, las condiciones templado-húmedas imperantes propician el desarrollo de procesos geomorfológicos dominando los fluviales y la dinámica de laderas, atenuados por la cubierta vegetal. Tradicionalmente, los depósitos de ladera en sentido amplio se han referido como coluviones, circunstancia que ha permitido detallar en este área su pertenencia a algunos tipos periglaciares. Se han distinguido, por orden de importancia, mantos de derrubios y derrubios ordenados, que son los más ampliamente representados, conos de derrubios, nichos de nivación, lóbulos rocosos, guirnaldas... En el área de estudio, la actividad periglaciar se concentra en la regulación de las vertientes por la combinación de la acción erosiva (gelifracción y termoclastia) y posterior acumulación asociada principalmente a litologías cuarcíticas y calcáreas.

### Mantos de derrubios

Suelen localizarse concentrados en cuencas de recepción torrenciales como acumulaciones continuas tapizando las vertientes, en que llegan a ocupar toda la ladera, aumentan localmente su espesor hasta 15-20 m en zonas con morfología cóncava, mientras que en calizas alcanzan un mayor desarrollo, superior al generado bajo relieves cuarcíticos. El depósito puede ser siliciclástico o calcáreo y se compone de una fracción lítica de materiales subalóctonos subangulosos y de granulometría variable (canto a grava, incluyendo bloques) en una matriz que puede ser arenoso-limosa (cuarcitas) o limoso-arcillosa (areniscas y calizas). Están presentes en toda la zona de estudio, pero con mayor profusión y desarrollo en las zonas más deformadas tectónicamente.

Uno de los ejemplos más representativos se localiza entre Caldevilla y Fresnidiello en una altitud de 500 m (Fig. 1A), sobre una ladera cuarcítica, donde tiene un espesor de 2 m; presenta una base irregular, sin organización en capas y con predominio de matriz abierta, los cantos son subangulosos y la pendiente es concordante con la de ladera. También en la base del circo de Tiatordos, a una altura de 1.300 m, activos en el presente.

Los depósitos siguen orientaciones preferentes hacia el NNE y NNO, seguido de ONO y con representación en los restantes, lo que confirma una mayor dispersión (Fig. 2).

### Derrubios ordenados

El término *grezé liteé* se refiere a todo tipo de derrubios de ladera estratificados, pero esa denominación sólo abarca a una clase de depósitos ordenados con unos rasgos sedimentológicos y geomorfológicos concretos, que no son los observados en esta área. Por ello, los encontrados podrían clasificarse como *groizes liteés*, asignados comúnmente a condiciones periglaciares (clima frío y seco), durante periodos finiglaciares o periglaciares (DeWolf, 1988).

En estos depósitos, la ordenación tiene lugar en niveles con espesor variable de métrico a decimétrico cada uno de ellos con una granulometría homométrica, sucediéndose capas de gravas finas hasta cantos e incluso bloques, todos ellos subangulosos y embebidos en una matriz arenosa (cuarcitas o areniscas) o con cemento calcáreo (calizas); se intercalan niveles con matriz abierta, en ocasiones con cementación parcial en materiales calcáreos; la potencia puede llega a una decena de metros, localizándose en cotas relativamente bajas. Así, en Llerandi a 550 m (Fig. 1B), al pie de un macizo calizo, el depósito estratificado, con más de 12 m de potencia, está organizado en niveles de clastos calizos subangulosos (Fig. 3). La secuencia se puede definir como estratodecreciente y granodecreciente, con homometría interestrato y alternando capas con cemento calcáreo y ausencia de matriz, con otras donde predomina una matriz arcillosa en tonos negros o marrones.

Su localización espacial viene en gran medida determinada por la orientación de la ladera, habiéndose comprobado la mayor frecuencia de aparición y mejor desarrollo en las vertientes NNE, seguido de ENE y NNO (Fig. 2).

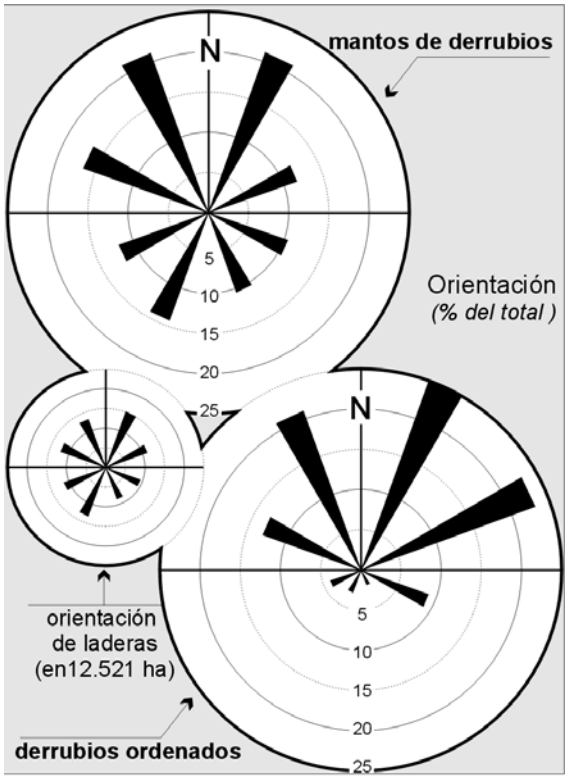



Figura 2. Orientaciones de los mantos de derrubios y derrubios ordenados y de la de las laderas (círculo reducido). Se deduce la mayor dispersión de los datos de los mantos de derrubios, muy estrechamente relacionados con las orientaciones de las laderas, mientras que los derrubios ordenados buscan las áreas de menor insolación, con el máximo al NNE.

*Orientations of the complex talus and stratified deposits such as the global coluvium. The data of the complex talus are dispersed while stratified deposits are orientated to areas less insolated, with a NNE maximum.*

## Conos de derrubios

Cuando los fragmentos rocosos resultantes de la gelivación se canalizan a partir de la salida de un canal, produciendo en su transporte una hendidura en el sustrato, que ocasionalmente han podido ser utilizadas por avalanchas de nieve y/o roca. El material removilizado se depositó finalmente dando origen a los conos de derrubios, con una geometría claramente convexa. Este tipo de formas, parcialmente inactivadas por la fitoestabilización, se localizan al pie de grandes escarpes estructurales formados en el frente de las escamas.

Los mejores ejemplos se localizan sobre el embalse de Tanes a 550 m (Fig. 1C1), donde tienen naturaleza cuarcítica. También en el circo de Tiatordos, en laderas vegetadas orientadas al N (Fig. 1C2).

## Lóbulos rocosos

Se caracterizan por una forma convexa estrecha (unas pocas decenas de metros) y alargada en el sentido de la pendiente, con extensiones de más de una centena de metros. Estas formaciones superficiales comparten la mayoría de los rasgos sedimentológicos atribuidos a los mantos de derrubios descritos anteriormente, salvo por la mayor granulometría de los clastos en estos casos, representados por bloques e incluso megabloques. Se han encontrado en altitudes bajas y altas, estos últimos sin vegetar. Los mejores ejemplos se localizan en la loma de la Escalada a 700 m (Fig. 1D1) y en el circo de Tiatordos a 1.400 m (Fig. 1D2).

## Nichos de nivación

Estas formas de erosión, también denominados vallecitos, se localizan en las laderas de orientación NE-NO sobre depósitos en relieves cuarcíticos. Son hendiduras alargadas a favor de pendiente, con perfil transversal en U y cerradas en su zona inferior; en este área tienen escala métrica a decamétrica en longitud, mientras que

la altura no suele sobrepasar los 2 m y la anchura los 5 m. Se atribuyen normalmente a condiciones paleoambientales de tipo periglaciar, con el hielo sobreexcavando mantos de derrubios preexistentes.
Una de las zonas donde se localizan buenos ejemplos es al pie del pico Redondo (750 m), donde también se han observado "suelos almohadillados" saturados en agua (Fig. 1E1). Se ha comprobado su presencia en las inmediaciones del pico Arbolín a unos 650 m, orientados al SO, donde también se cortan derrubios ordenados.

### Campos de bloques

En este área, se trata de una masa de bloques angulosos de naturaleza calcárea sin ordenación aparente, que tapizan fondos ligeramente deprimidos lo cual permite deducir se trata de un depósito poco evolucionado. Solamente se localiza un caso en el valle del circo de Tiatordos sobre una morrena de retroceso cuya ápice distal llega a los 1.150 m (Fig. 1F).

### Morrena de nevero

Son acumulaciones de forma acintada, a modo de un cordón con cresta aguda, separado ligeramente del escarpe; tienen una geometría similar a las morrenas frontales, la cual delimitaba la extensión del nevero. El único caso observado, totalmente inactivo, se localiza cerca del collado de Moande, a 650 m al pie de un escarpe calizo, donde se orienta al N (Fig. 1G).

### Guirnaldas

Son formas mal definidas y de escala métrica de origen periglaciar, que se localizan sobre derrubios de ladera totalmente fitoestabilizados, cuyos clastos son de tamaño canto y grava, en que se combina el desarrollo de una pequeña cavidad paralela a la ladera, con una cinta alargada horizontalmente hasta unos 10 m y algo convexa pendiente abajo unos 2-3 metros de longitud.

Los únicos ejemplos bien representados, se localizan en la ladera NO del circo del Tiatordos, entre 1.100 y 1.150 m con una pendiente elevada (40-45º sobre unos taludes de derrubios calizos (Fig. 1H).

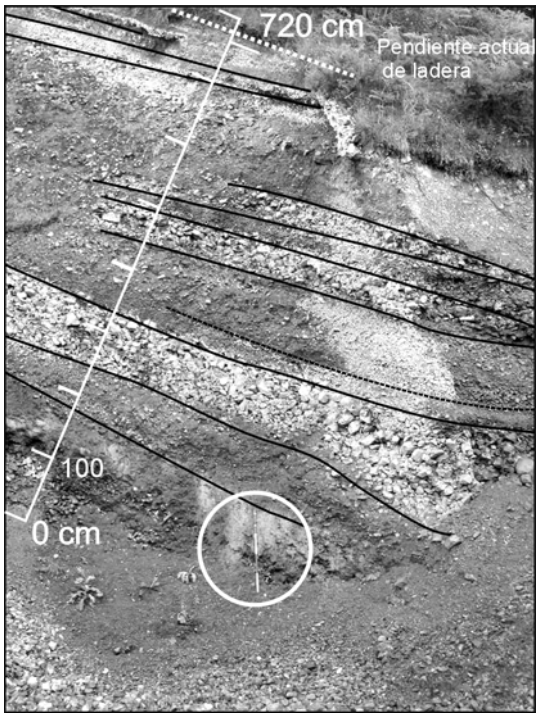



Figura 3. Sección del corte de derrubios ordenados en la localidad de Llerandi, que presentan una litología calcárea.

*Detailed outcrop of a calcareous stratified deposits in Llerandi.*

## Depósitos glaciares

### Morrenas

Dentro de los escasos depósitos morrénicos presentes en la zona de estudio, caben destacarse los del valle glaciar de Tiatordos, excavado en un sustrato calcáreo y cuyo circo posee escarpes con un desnivel de más de 600 m. Se localiza una gran morrena lateral sobre la margen izquierda, que presenta una geometría de cinta alargada con dirección SO-NE curvándose ligeramente hacia el N en su ápice distal y culmina con una cresta laxa que pierde altura progresivamente, extendiéndose desde los 1.090 a los 1.290 m. Las características sedimentológicas son las propias para este tipo de formación, con clastos calizos subangulosos, presentando una gran heterometría, desde bloques hasta gravas y gravillas, que flotan en una matriz cuya proporción es muy elevada. En la ladera interna se alinean bloques en bandas paralelas entre sí, deduciéndose una sedimentación progresiva en retroceso (Fig. 1I1). El fondo del valle conserva depósitos morrénicos basales de una etapa de retroceso posterior en posición distal y otros en otra posición intermedia, aguas arriba, en que forman parte de una morfología centrada en el fondo del valle, constituida por una morrena basal y dos crestas tenues laterales.

Otro depósito de menor entidad, pero de características similares, se ubica en el valle del Piegüé (1.150 m), cuyos materiales que lo componen son de litología más variada: calizas, cuarcitas y areniscas (Fig. 1I2).

**Secuencia espacio-temporal de los depósitos periglaciares**

En la zona de estudio, se distinguen dos tipos de secuencias temporales ligadas a la formación de los depósitos periglaciares; por un lado, la conectada a los depósitos glaciares en cuanto que se puede deducir una historia más o menos continua desde condiciones glaciadas (último máximo finipleistoceno) a periglaciares y hasta el presente, es decir, representativas de un gradiente climático en retroceso. Por otro lado, la formación de depósitos periglaciares en zonas amplias por debajo del área de influencia glaciar que no están directa ni indirectamente relacionados con aquellos restos glaciares y que llevan a pensar se generaron en etapas anteriores.

En el primer caso y en lo que concierne a la dinámica glaciar, se pueden separar las tres etapas definidas en la cordillera Cantábrica si bien los depósitos pertenecientes a la etapa de expansión solamente se identifican en secciones erosionadas en cortes muy concretos por la riega Carboneu, como drenaje del Tiatordos. La etapa de estabilización queda bien definida por la gran morrena lateral izquierda, mientras que en la otra margen del valle glaciar no queda representación alguna de otra morrena lateral derecha. El retroceso debió ser complejo ya que queda marcado en la propia morrena lateral por la acintamiento en superficie de bloques paralelos entre sí y a la cresta principal, así como en el fondo del valle, al menos en otras dos etapas bien separadas en el tiempo.

Posteriormente, se asiste a procesos periglaciares de los cuales el primer evento se caracteriza por la sedimentación de un campo de bloques que involucra un volumen escaso, ralo pero extenso, para continuarse por el emplazamiento de conos de derrubios, algunos activos en la actualidad con la superposición de fenómenos termoclásticos y otros con fijación vegetal y superposición de guirnaldas, y algún lóbulo rocoso.

El gran conjunto de mantos de derrubios, derrubios ordenados, nichos de nivación y morrenas de nevero, así como algún caso aislado de lóbulo rocoso y conos de derrubios en cotas bajas no puede por el momento asignarse a una cronología holocena, sino más bien permite pensar, probablemente, en una génesis anterior. No obstante, algunos mantos de derrubios son activos en la base del relieve abrupto de Tiatordos.

**Referencias**

Alonso, Mª.V. (1991). *Geomorfología de las Cabeceras de los Ríos Narcea, Navia y Sil, y del Parque Nacional de la Montaña de Covadonga (NO de la Península Ibérica).* Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Oviedo.

Castañón, J.C. (1996). Mapa Geomorfológico de Asturias. En: *Gran Atlas del Principado de Asturias*, I. Ed. Nobel.

Castañón, J.C. y Frochoso, M. (1986). Los depósitos del Duje. *Ería*, 11, 193-209.

DeWolf, Y. (1988). Stratified Slope Deposits. *Advances in Periglacial Geomorphology*. John Wiley & Sons, Ltd.

Flor, G. (1999). Estudio geológico de la cueva de La Silluca (Concejo deLlanes). *Excavaciones Arqueológicas en Asturias 1995-98*, 213-224. Consejería de Cultura. Principado de Asturias.

Flor, G. y Baylón-Misioné, J.I. (1989). El glaciarismo cuaternario de los Puertos de Áliva (Macizo Oriental de los Picos de Europa, occidente de Cantabria). *Cuaternario y Geomorfología*, 3, 27-34.

Hoyos, M., Martínez Navarrete, M.I., Chapa Brunet, Castaños, P. y Sanchíz, F.B. (1980). La cueva de la Paloma. Soto de Las Regueras (Asturias). *Excavaciones Arqueológicas en España*, 116. Ministerio de Cultura. Madrid.

Jiménez Sánchez, M. (1996). El glaciarismo en la cuenca alta del río Nalón: una propuesta de evolución de los sitemas glaciares cuaternarios en la Cordillera Cantábrica. *Rev. Soc. Geol. España*, 9, 157-168.

Jiménez Sánchez, M. y Farias Arquer, P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15, 93-101.

Julivert, M. (1971). Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera on Northwest Spain. *Am. Jour. Sci.*, 270, 1-29.

Lotze, F. (1945). Zur Gliderung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 78-92.

Mary, G. (1970). Dépôts marins et éolisation ancienne près du phare de Peñas. *Brev. Geol. Astúrica*, 14, 29-32.

Mary, G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13, Univ. de Oviedo, 3-35.

Peón, A. (1992). *Evolución Morfogenética del Relieve de Asturias.* Departamento de Geología. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Oviedo.

Peón, A. y Flor, G. (1993). Evolución general del relieve de Asturias. *Comunicaciones de la XV Reunión de Xeoloxía e Minería del NW Peninsular*, 29-32. Laboratorio Xeolóxico de Laxe. Sada, La Coruña.

Rodríguez Asensio, J.A. (2001). *Yacimiento de cabo Busto. Orígenes prehistóricos de Asturias*. GEA 2000, S.L., Gijón.

Rodríguez Asensio, J.A. y Flor, G. (1983). Industrias paleolíticas eolizadas en la región del cabo Peñas (Asturias). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 5, 23-46.

Strauss, L.G. y Clark, G.A. eds. (1986). La Riera Cave. Stone Age Hunter-Gatherer Adaptations in Northern Spain. *Anthropological Res. Papers*, 36. Arizona State Univ.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# APROXIMACIÓN AL ESTUDIO DE LAS TERRAZAS FLUVIALES DEL RÍO CARES EN ARENAS DE CABRALES (PICOS DE EUROPA, ASTURIAS)

## Approach to the study of the river Cares fluvial terraces in Arenas de Cabrales (Picos de Europa, Asturias)

J. Ruiz Fernández y M.Á. Poblete Piedrabuena

Departamento de Geografía. C/ Teniente Alfonso Martínez s/n, 33011, Oviedo. Universidad de Oviedo.

torrecerredo2002@yahoo.es mpoblete@correo.uniovi.es; fax: 985 10 46 84

**Resumen**

Se presentan los primeros resultados del análisis de las terrazas fluviales del río Cares, y de sus afluentes el Casaño y el Ribeles, en Arenas de Cabrales (Picos de Europa). En concreto, se han identificado un total de 9 niveles de terraza situadas a + 90 m, + 60 m, + 42-50m, + 20-22 m, + 14-17 m, + 12 m, + 8-10 m, + 6-7 m y + 5 m sobre el nivel actual del río. Por último, se estudia la evolución del comportamiento de la dinámica fluvial y se esboza la periodización de los niveles fluviales.

**Palabras clave:** terrazas fluviales, Cuaternario, río Cares, Arenas de Cabrales, Picos de Europa

**Abstract**

The first results of the analysis of the fluvial terraces of the river Cares and its tributaries the Casaño and Ribeles rivers in Arenas de Cabrales (Picos de Europa) are introduced. Specifically, a total of nine terrace levels with relative heights between 90 and 5 m above the actual level of the river have been identified. Finally, the evolution of fluvial dynamic behaviour is studied and the alluvial level date is outlined.

**Key words:** fluvial terraces, Quaternary, Cares river, Arenas de Cabrales, Picos de Europa

### Introducción

Si bien son numerosos los ríos cantábricos que han labrado profundos desfiladeros, los ejemplos más representativos se encuentran sin duda en los Picos de Europa, destacando los ríos Sella (desfiladero de los Beyos), Deva (desfiladero de la Hermida) y Cares. Este último tras nacer en la cuenca intramontañosa de Valdeón (excavada sobre areniscas, lutitas, pizarras, calizas y conglomerados del Devónico y del Carbonífero), se interna en los Picos de Europa labrando hasta Poncebos una profunda garganta que deslinda el macizo Central o de los Urrieles y el Occidental o del Cornión. Aguas abajo de Poncebos, el río sigue discurriendo encajado (aunque las formas ya no son tan agrestes) hasta llegar a la depresión de Arenas de Cabrales, límite septentrional de los Picos de Europa. A partir de aquí, la sierra del Cuera, alineada E-O, obliga al Cares a cambiar su primitivo rumbo S-N y desplazarse hacia el E a través de otra angosta garganta que, hasta su unión con el Deva en Panes, sólo es interrumpida por pequeñas vegas en Mier y, en menor medida, en Trescares y La Molinuca.

El sistema de terrazas se localiza en la depresión de Arenas, donde confluyen los ríos Cares, Casaño y un tributario de éste, el Ribeles. Al N y O queda delimitado por los interfluvios que descienden de la vertiente meridional de la sierra del Cuera, que conforma la mayor y más alta de las sierras litorales asturianas, al prolongarse paralela a la costa (E-O), unos 30 km y elevándose a 1.315 m en la Cabeza Turbina. Hacia el Este limita con la sierra de Juan Robre y Jana, dispuesta en dirección ESE-ONO a lo largo de unos 8 km de longitud, justo entre Arenas de Cabrales y Trescares, y cuya cota más alta es el Jorcau del Cuernu, con 976 m. Hacia mediodía queda cerrada por la sierra de Portudera, que forma parte de las estribaciones más septentrionales de los Picos de Europa (Fig. 1).

Desde el punto de vista morfoestructural se trata de un área de transición entre la *Región de Mantos* y el *Dominio de Picos de Europa*. La *Región de Mantos* está compuesta por una sucesión reiterada de escamas cabalgantes generalmente bastante verticalizadas y definidas por la alternancia de cuarcitas ordovícicas, calizas carboníferas y en menor medida pizarras o areniscas; mientras que el *Dominio de Picos de Europa* se caracteriza por

el predominio casi absoluto de las calizas carboníferas. El contacto entre ambas regiones morfoestructurales se establece de forma progresiva, por lo que la sierra de Juan Robre y Jana, al Este del sistema de terrazas, actúa de bisagra entre estos dos grandes dominios morfoestructurales, presentando características propias de uno y otro. Más hacia el Sur la sierra de Portudera participa ya más claramente del *Dominio de Picos de Europa*.

Los materiales de la zona de estudio están constituidos por cuarcitas ordovícicas de la Formación Barrios, dispuestas en bancos de gran espesor con coloraciones blanquecinas y amarillentas, cabalgando al Norte de Arenas sobre las calizas de la Formación Picos de Europa. La Formación Picos de Europa (Westfaliense B-Cantabriense), que se compone de bancos de calizas masivas separados por otros de facies más margosas, es la que alcanza mayor extensión, enmarcando el sistema de terrazas por el Norte, por el Este y parcialmente por el Sur. Finalmente, al Sur de Arenas afloran de modo alternante lutitas y areniscas de la Formación Cavandi (Estefaniense).

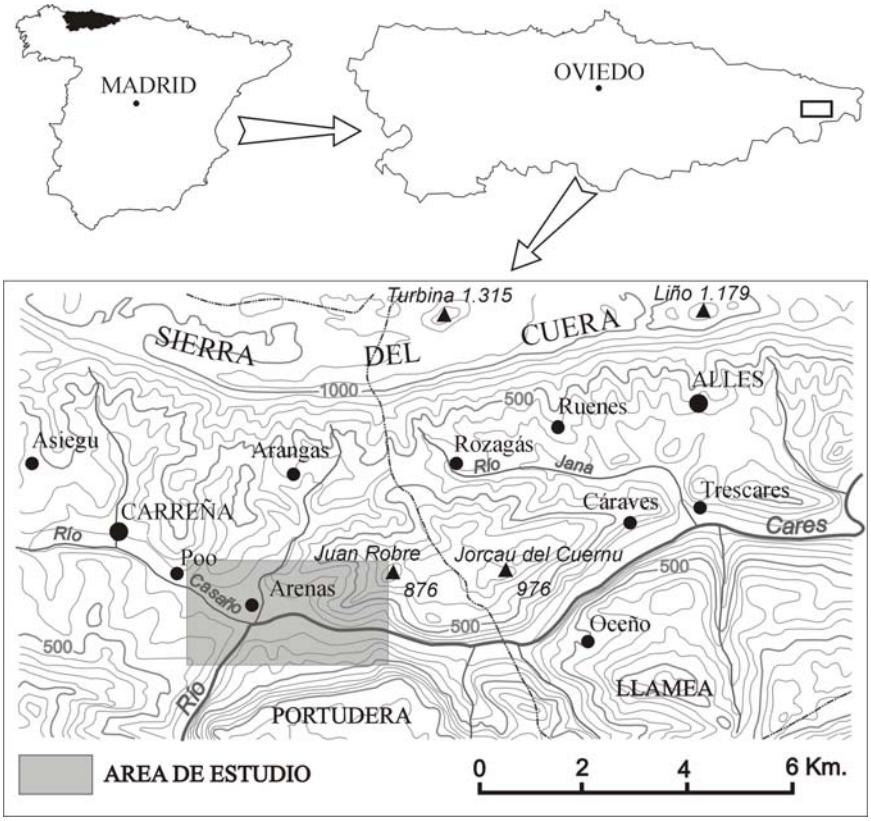



Figura 1. Localización de la zona de estudio.

*Location of the study area.*

## Metodología

Para establecer los niveles de terraza fluvial en Arenas de Cabrales se han llevado a cabo diversos transectos, que complementados con el trabajo de fotointerpretación (fotografías aéreas y ortofotomapas) nos han permitido levantar, siguiendo el diseño metodológico de Tricart (1972) y de Herrero (1993), una cartografía geomorfológica a escala 1:25.000. En cuanto al estudio de los depósitos, se han realizado análisis sedimentológicos en todos los cortes identificados en el campo, procediendo a la construcción de los espectros litológicos y recuentos granulométricos de los cantos y bloques rodados. Por último, se efectuaron también

análisis morfométricos sobre lotes de 100 cantos de idéntica naturaleza y de L (eje mayor) comprendido entre 4 y 6 cm, a fin de obtener los índices de desgaste, aplanamiento y disimetría (Cailleux y Tricart, 1963).

**Características de las terrazas fluviales**

Al Norte y al Sur de Arenas se distinguen dos hombreras de claro origen fluvial. La más llamativa por su marcada horizontalidad se sitúa a un kilómetro y medio al Norte de Arenas, sobre el costado suroriental de la Pica Rillares, a una altura de 410 m; mientras que la otra, situada al Suroeste de Arenas, se extiende sobre la Vega de los Reyos a una altura en torno a 350-400 m. Dichas hombreras sirven de marco al sistema de terrazas depositado por el río Cares y sus afluentes el Casaño y el Ribeles a lo largo de todo el Cuaternario, integrado por un total de 9 niveles con alturas relativas comprendidas entre + 90 y + 5 m sobre el nivel actual del cauce (Fig. 2).

Figura 2. Vista parcial del sistema de terrazas desde Pandu (T + 90 m).

*Partial view of the terraces system from Pandu (T + 90 m).*

### Nivel de terraza fluvial + 90 m

Está compuesto por una única terraza localizada al Sureste de Arenas de Cabrales cerca del cementerio de Pandu, con un desnivel respecto al río Cares de 90 m, puesto que se eleva a 215 m de altura, en tanto que el río se sitúa a 125 m.

Se trata de una terraza fluvial de pequeñas dimensiones, de planta elíptica y exenta de la ladera, al estar flanqueada por dos surcos de arroyada que la individualizan. Su estructura se vislumbra en un corte superficial que si bien no presenta las mejores condiciones para la realización de análisis granulométricos, sí nos permite comprobar su origen fluvial, ya que se aprecian gravas y pequeños cantos de cuarcita, así como gravas calcáreas, todos ellos muy rodados y envueltos en una matriz fina. Por otro lado, en las vertientes que descienden de la terraza y especialmente en los cortes de la pista que da acceso al cementerio, se observa como parte del sustrato rocoso, compuesto en este caso por areniscas del Estefaniense, está fragmentado en bloques y cantos angulosos empastados en una matriz fina de textura arenosa. Se trata, pues, de un depósito de origen periglaciar, en el que incluso hay gravas y pequeños cantos fluviales removilizados, lo cual ratifica el origen antiguo de este nivel.

### Nivel de terraza fluvial + 60 m

Este nivel está integrado por dos pequeñas terrazas colgadas en ambos casos a 60 m de altura sobre el cauce actual. La primera de ellas se localiza en la margen derecha del río Ribeles y sobre su borde Noreste se levanta el barrio de Ríu (Arenas). La planta de la terraza tiene una forma aproximadamente circular, con un perfil alomado y unos bordes bastante difuminados, a excepción de su lado Este. En la actualidad está exenta de la ladera, pues tanto hacia el Oeste como hacia el Este se halla incidida por dos pequeños surcos de arroyada (Fig. 3). El perfil alomado, los bordes difuminados y la planta circular y exenta están en relación directa con la gran antigüedad de esta terraza. La estructura de la misma se percibe bien en un corte de escasa profundidad realizado recientemente con motivo de la apertura de una pista para la concentración parcelaria. Se observan cantos (en ocasiones de tamaño decimétrico) y gravas empastados en una matriz fina arenoso-limosa. Los materiales groseros (cantos y gravas) son fundamentalmente de naturaleza silícea. Existe otro retazo de la T + 60 m en la finca de la Tejera, ubicada en la otra margen del río Ribeles. Se trata de un replano de escasas dimensiones caracterizado por el afloramiento, en un pequeño corte, de gravas y cantos rodados inmersos en una matriz fina. Por debajo de este replano se desarrollan otros dos niveles de terraza que son la T + 42-50 m y la T + 20-22 m.

### Nivel de terraza fluvial + 42-50 m

Esta terraza se localiza en la finca de Pandiellu (margen izquierda del río Ribeles), erigiéndose a los pies de su extremo occidental la Casa de La Papera, que da nombre al barrio homónimo. Cuenta con una suave inclinación conforme a la ladera, por lo que alcanza un desnivel de unos 8-10 m entre la culminación y su punto más bajo. Adopta una disposición estrecha y alargada, con un nítido escarpe de terraza y su estructura se puede ver en dos puntos: uno de ellos es una pista abierta para la concentración parcelaria, mientras que el otro es un pequeño corte localizado en el escarpe de la misma. En ambos casos se perciben cantos y gravas fundamentalmente cuarcíticos, completamente rodados y envueltos en una matriz fina, pero su escasa entidad impide la realización de análisis sedimentológicos.

### Nivel de terraza fluvial + 20-22 m

Separado de la terraza + 42-50 m por un escarpe acentuado, este nivel adosado a la margen izquierda del Ribeles se caracteriza por la buena preservación de sus formas y su gran extensión longitudinal. Tanto es así, que gran parte de la villa está construída sobre ella, entre otros los barrios de Entre San Juan, Sobaco, Molacín, las Casas de Viesgo, Sulayende, La Carrada y Las Cortinas. A través de tres cortes se han efectuado análisis granulométricos y morfométricos. El primero de ellos se localiza en la margen izquierda del Ribeles a la altura de la iglesia de Santa María de Llas, el segundo en las inmediaciones de La Panera, a escasos metros del comienzo de la carretera comarcal Arenas-Niserias (AS-345) y, por último, el tercero corresponde al depósito fluvial cementado de Piélagos, situado en las inmediaciones del pozo del río Cares de Piedragoneru de Arriba.

En las tres estaciones analizadas se aprecia una distribución granulométrica bimodal, esto es, con un máximo en la secuencia dimensional 4-6 cm y otro en el intervalo 24-40 cm. También llama la atención el elevado valor de la mediana comprendida entre 10,2 y 10,7 cm, perteneciente al grupo de cantos medianos, la enorme dimensión de los centilos (oscilan entre 76,5 y 165 cm), así como la amplia longitud de los histogramas con cotas de recorrido que llegan hasta los 80 cm (Fig. 4). En definitiva, estas cifras revelan una corriente hídrica caracterizada por una acusada competencia de arrastre propia más bien de un régimen torrencial.

El estudio morfométrico corrobora la elevada energía e intensidad del accionamiento, que se infiere a partir de los bajos valores del aplanamiento (medianas entre 1,66 y 2), fuerte disimetría (con valores entre 591 a 622) y desgaste acusado (mediana entre 221 y 250 sobre cuarcitas y 442 en calizas) (Fig. 5).

### Nivel de terraza fluvial + 14-17 m

Se compone de una única terraza que se extiende aproximadamente entre la ería de la Vega, donde está situado el colegio público de Arenas, y el barrio de Moradiellos. Se caracteriza por tener una ligera inclinación hacia el río Casaño y escarpes desiguales. No se ha encontrado ningún corte y sólo es posible reconocer en superficie algunos cantos aislados. Sin embargo, en el Puente Cares hay un depósito fluvial que corresponde a este mismo nivel, pues está colgado a + 15 m, y en él se han podido llevar a cabo los análisis sedimentológicos.

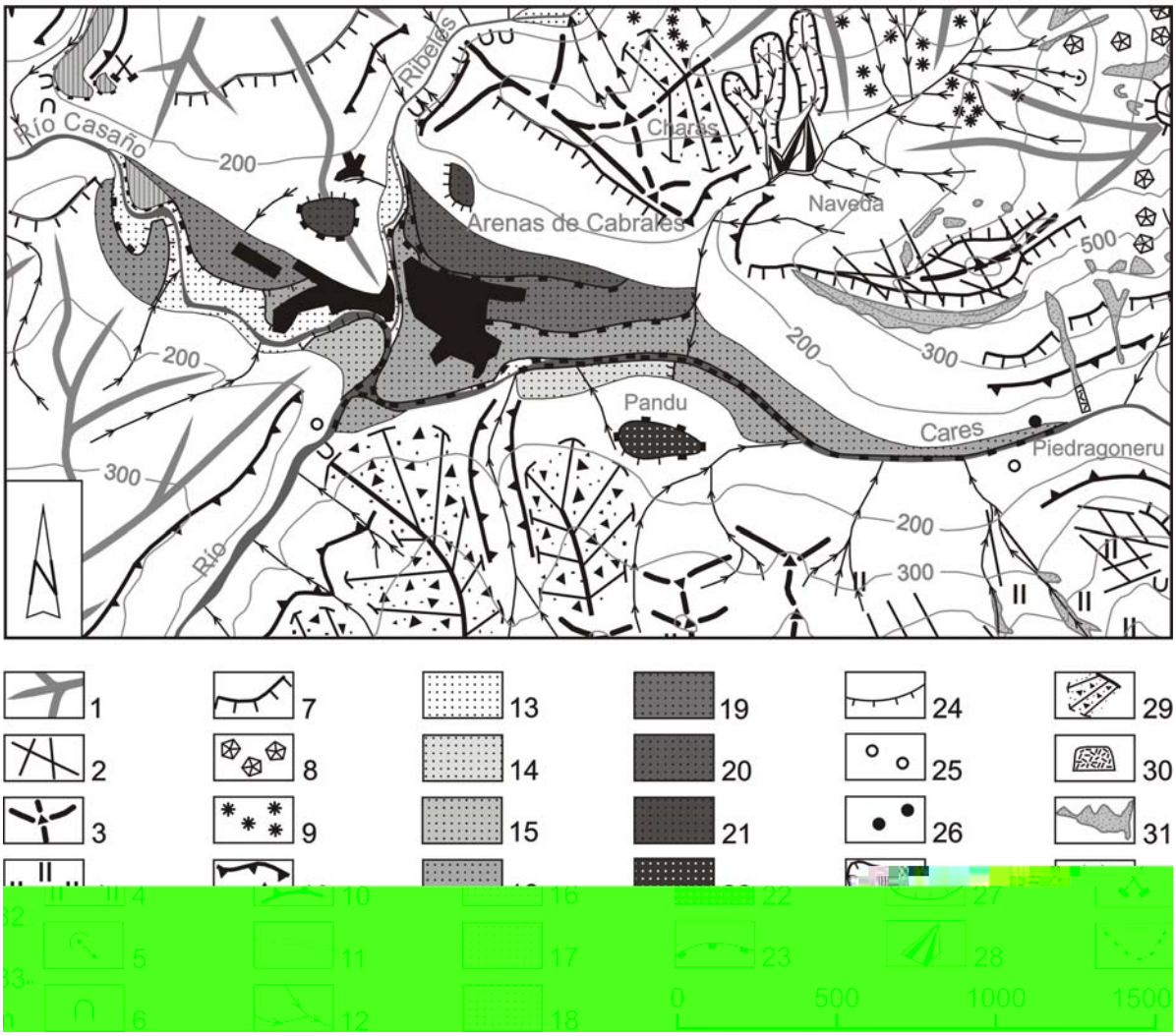



Figura 3. Esquema geomorfológico del sistema de terrazas fluviales en Arenas de Cabrales. 1.- Interfluvios. 2.- Fracturas. 3.- Relieves calcáreos residuales. 4.- Campo de lapiaz. 5.- Surgencia. 6.- Cueva, abrigo rocoso. 7.- Escarpe rocoso. 8.- Porrones calcáreos. 9.- Tors cuarcíticos. 10.- Garganta, cauce encajado. 11.- Río. 12.- Surco de arroyada. 13.- Fondo de valle aluvial. 14. Terraza + 5 m. 15.- Terraza + 6-7 m. 16.- Terraza + 8-10 m. 17.-Terraza + 12 m. 18.- Terraza + 14-17 m. 19.- Terraza + 20-22 m. 20.- Terraza + 42-50 m. 21.- Terraza + 60 m. 22.- Terraza + 90 m. 23.- Borde abrupto de terraza fluvial. 24.- Borde difuminado de terraza fluvial. 25.- Depósito fluvial sin cementar. 26.- Depósito fluvial cementado. 27.- Cabecera torrencial. 28.- Cono de deyección. 29.- Vertiente regularizada por acumulación. 30.- Derrubios periglaciares cementados. 31.- Taludes y conos de derrubios. 32. Mina inactiva. 33.- Escombrera.

*Geomorphological sketch of the fluvial terraces system in Arenas de Cabrales. 1.- Interfluves. 2.- Fractures. 3.- Residual karst relief. 4.- Shield lapies. 5.- Mouths. 6.- Cave, rock-shelter. 7.- Rock scarp. 8.- Tower karst. 9. Quartzite tors. 10.- Gorges. 11.- River. 12.- Gullies. 13.- Alluvial valley floor. 14.- + 5 m fluvial terrace. 15.- + 6-7 m fluvial terrace. 16.- + 8-10 m fluvial terrace. 17.- + 12 m fluvial terrace. 18.- + 14-17 m fluvial terrace. 19.- + 20-22 m fluvial terrace. 20.- + 42-50 m fluvial terrace. 21.- + 60 m fluvial terrace. 22.- + 90 m fluvial terrace. 23.- Steep terrace border. 24.- Smooth terrace border. 25.- Alluvial deposit without cement. 26.- Cemented alluvial deposit. 27.- Torrential head. 28.- Alluvial cone. 29.- Acumulation graded valley-sides. 30.- Cemented periglaciar talus. 31.- Talus slope and talus cone. 32.- Inactive mine. 33.- Slagheap.*

La granulometría de este depósito revela la escasa selección de los materiales transportados, toda vez que el histograma presenta una distribución trimodal, con un máximo en 8-12 cm (cantos medianos), otro en 4-6 cm (cantos pequeños) y un tercero en 16-24 cm (cantos grandes) (Fig. 4). Por otro lado, el alto valor de la mediana (10,1 cm), el gran tamaño del centilo y la amplia cota de recorrido (hasta 60 cm) indican una escorrentía con una dinámica muy enérgica y de alta capacidad de arrastre. Por último, los datos morfométricos también arrojan cifras propias de una corriente muy violenta, esto es, de connotaciones torrenciales, con elevado grado de desgaste (mediana de 250), bajo índice de aplanamiento (1,7) y acusada disimetría (665).

### Nivel de terraza fluvial + 12 m

Este nivel consta de una única terraza de planta irregular situada en la margen derecha del río Casaño, en la pradería de Panderrieses. No hay ningún corte que permita realizar análisis de detalle y sólo se observan algunos cantos rodados en superficie. Presenta un escarpe de terraza bastante acentuado en su borde occidental y más difuminado hacia el sector oriental.

### Nivel de terraza fluvial + 8-10 m

Está integrado por cuatro terrazas. La primera se emplaza en la margen izquierda del río Casaño a la altura del barrio de Moradiellos. La segunda es una amplísima terraza, alargada de Este a Oeste, que se extiende desde la confluencia del río Ribeles con el Casaño hasta el pozo de Piedragoneru de Arriba, e incidida en la parte central por el arroyo Vau Ranu (Fig. 3). No hay ningún corte que muestre su estructura y sólo se ven cantos aislados en superficie y en su escarpe. El tercer retazo está inmediatamente al Sur de la confluencia del río Casaño con el Cares. Sobre este replano, en cuyo interior se alza el barrio de Cares, aparecen esparcidos cantos rodados. El último retazo del nivel se ubica al Sureste del sistema de terrazas, a saber, en la margen derecha del río Cares y sobre él se ha construido parte de un camping.

### Nivel de terraza fluvial + 6-7 m

Está representado exclusivamente por la terraza de Llaneces, situada al Noroeste de la confluencia del río Casaño con el Cares. Las excavaciones efectuadas recientemente para construir los cimientos de dos bloques nos han permitido efectuar su estudio.

Desde el punto de vista litológico se caracteriza, a diferencia del Puente Cares, por el predominio de las cuarcitas sobre las calizas. Por otro lado, los parámetros granulométricos y morfométricos son superiores incluso a los otros niveles e indicativos de un comportamiento torrencial muy violento y enérgico, incapaz de seleccionar los materiales y de acusado accionamiento. En el histograma granulométrico se observa la mala clasificación de los eleventos con una distribución bimodal muy marcada, un máximo en 4-6 cm (cantos pequeños) y otro en 24-40 cm (bloques). Los valores de la mediana (11, 6 cm) y del centilo (108 cm) son muy altos y evidencian que las aguas eran capaces

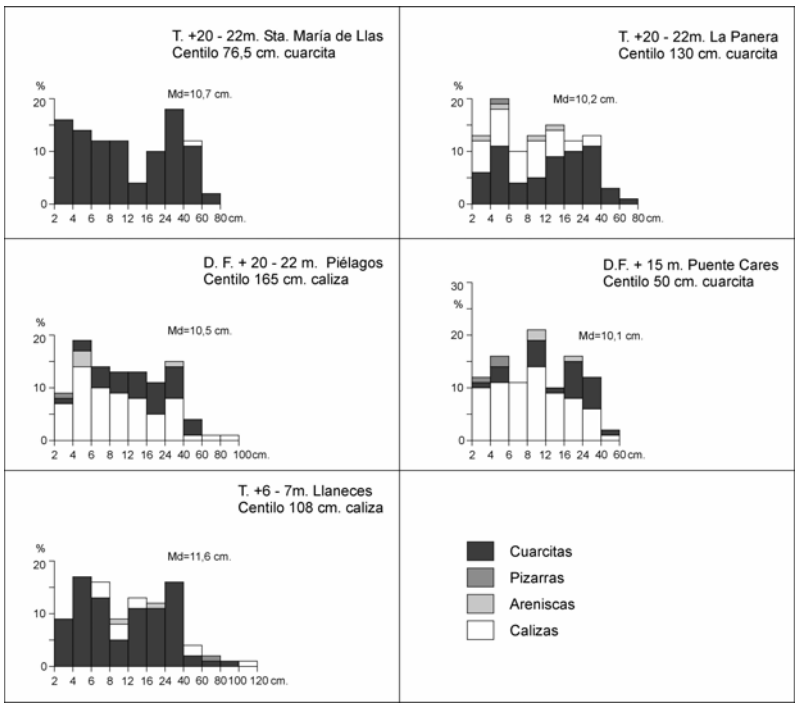



Figura 4: Histogramas granulométricos.

*Grain-size histograms.*

de arrastrar partículas de tamaño superior a 100 cm. En lo que respecta a la morfometría, el desgaste de los cantos es muy intenso con una mediana de 335 y un 20% de los cantos con un desgaste superior a 500; el aplanamiento es muy bajo (1,69) y la disimetría muy elevada (588).

Nivel de terraza fluvial + 5 m

Se trata de una única terraza con forma estrecha y alargada que se ubica en la margen derecha del río Cares (área meridional del sistema de terrazas), en las inmediaciones de Valdelabarca. No hay ningún corte y sólo se observan algunos cantos aislados de caliza y cuarcita esparcidos por su superficie.

**Cronología de las terrazas**

La datación de las terrazas fluviales es muy difícil de realizar, debido a la ausencia de indicios paleontológicos y la falta de industrias líticas. Por esta razón, hemos tenido que recurrir como tentativa a establecer correlaciones con depósitos y niveles de terraza de otros ríos asturianos. En este sentido debemos señalar que si bien los estudios han sido escasos, no obstante, se han precisado diversos niveles de terraza en los ríos Eo (9 niveles), Nalón (7), Porcía (4) y Sella (3); sobresaliendo los trabajos de Asensio y Nonn (1964), Flor *et al*. (1993) y Jiménez (1999).

Por lo que respecta a la edad de los niveles de terraza, Asensio y Lombardero (1987) asignan la terraza + 70 m del Eo al Günz-Mindel, mientras que Gómez Miranda (1983) señala que el nivel +45 m del río Porcía correspondería al interglaciar Mindel-Riss, el nivel + 25 m fosilizado por derrubios de ladera al interglaciar Riss-Würm y el nivel + 12 m al würmiense.

Teniendo en cuenta que la terraza + 90 m se halla muy desmantelada y casi reducida a un mero retazo, su edad correspondería al Pleistoceno Inferior. Si se correlaciona el nivel + 60 m con la terraza + 70 m del Eo, dicho nivel podría asignarse al Pleistoceno Medio. Los niveles + 42-50, + 20-22 y + 14-17 m podrían atribuirse por analogía con las terrazas del Porcía, al Pleistoceno Medio el primero y los restantes a los inicios del Pleistoceno Superior (interglaciar Riss-Würm), toda vez que los dos últimos niveles se hallan con frecuencia fosilizados por derrubios de origen periglaciar. En efecto, es frecuente encontrar en el alto y medio Cares depósitos fluviales colgados a + 20-22 m fosilizados por derrubios periglaciares, como

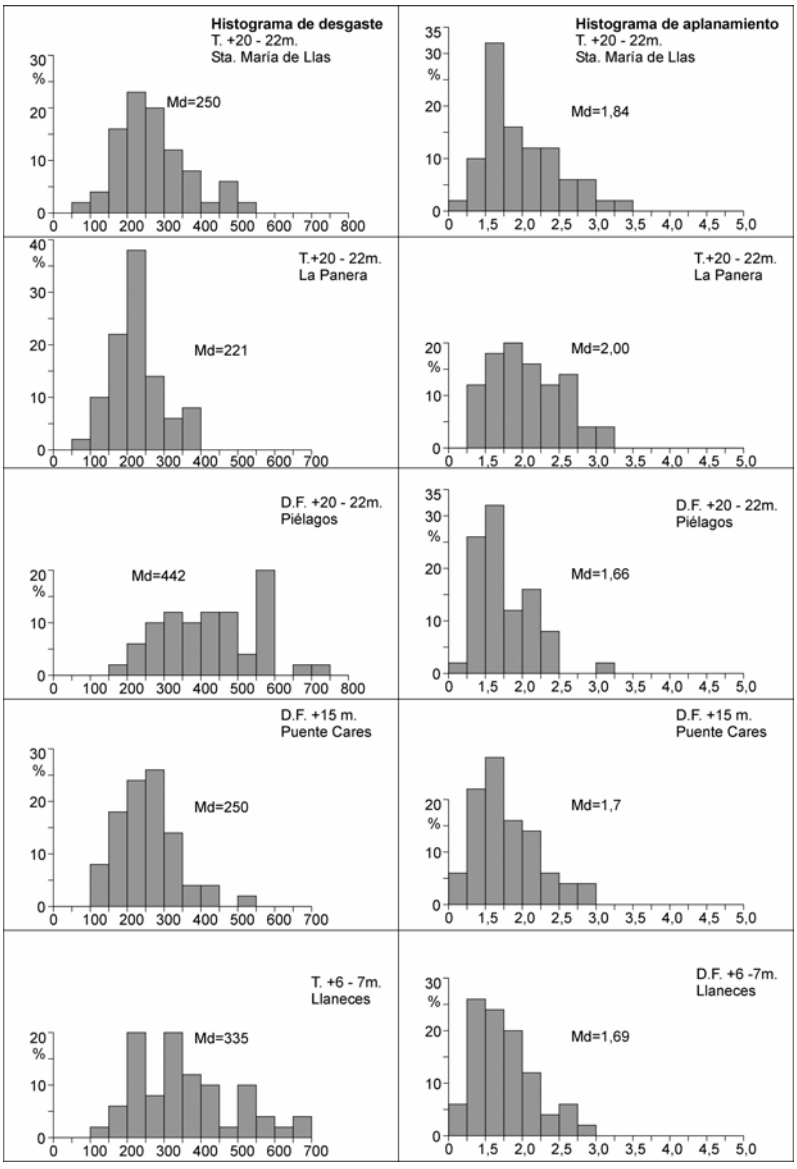



Figura 5: Histogramas morfométricos: desgaste y aplanamiento.

*Morfometric histograms: roundness and flattening.*

acontece en Miñances o El Bártalo. Por último, los niveles + 12, + 8-10, + 6-7 y + 5 m son asignados al último período glaciar (Würm).

**Conclusiones**

Se han identificado 9 niveles de terrazas fluviales depositadas por el río Cares y sus afluentes el Casaño y el Ribeles en Arenas de Cabrales, proponiéndose la siguiente interpretación cronológica: el nivel + 90 m correspondería al Pleistoceno Inferior; las terrazas + 60 y + 42-50 m se originarían en el Pleistoceno Medio; en tanto que los niveles + 20-22 m y + 14-17 se adscriben a comienzos del Pleistoceno Superior. Por último, los niveles + 12 m, + 8-10 m, + 6-7 m y + 5m son considerados del Würmiense.

Por otro lado, los análisis granulométricos y morfométricos de la fracción gruesa efectuados en las terrazas fluviales revelan que la escorrentía de estos ríos era muy enérgica, con alta capacidad de arrastre y escasa selección de los materiales, propia de un comportamiento torrencial. Los parámetros estadísticos se acrecientan en este sentido en las terrazas bajas (Llaneces), por lo que parece inferirse que tales condiciones hidrodinámicas se intensifican en la transición del Pleistoceno Superior al Holoceno.

**Referencias bibliográficas**

Agudo, C., Meaza, G., Poblete, M.A., Serrano, E. y Ugarte, F. M. (1988). Aportación al conocimiento geomorfológico de los depósitos aluviales de fondo de valle. El meandro del río Deba (Sta. Marina-Bergara, Guipúzcoa). *Lurralde*, 11, 85-92.

Asensio, I. y Nonn, H. (1964). Materiales sedimentarios de terrazas fluviales I. Los depósitos de terraza del río Eo y de las márgenes de su ría. *Estudios Geográficos*, 96, 319-341.

Asensio, I. y Nonn, H. (1964). Materiales sedimentarios de terrazas fluviales II. Sedimentos de terrazas y aluviones actuales de los ríos Masma y Oro (Provincia de Lugo). *Estudios Geográficos*, 96, 341-366.

Asensio, I. y Lombardero, J. Mª. (1987). Contribución al estudio de terrazas fluviales en el valle del Eo (Lugo). *Cuaderno do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 11, 31-36.

Cailleux, A. y Tricart, J. (1963). *Initiation a l'étude des sables et des galets*. C.D.U. Paris.

Gómez Miranda, M.J. (1983). *Geomorfología del occidente asturiano*. Tesis Doctoral (inédita). U.C.M.

Herrero, M. (1988). Método de trabajo para la formación y diseño de mapas geomorfológicos. *Anales de Geografía de la Univ. Complutense*, 13, 31-68.

Jiménez-Sánchez, M. (1999). Geomorfología fluvial en la cabecera del río Nalón (Cordillera Cantábrica, Noroeste de España). *Trabajos de Geología*, 21, Univ. Oviedo, 189-200.

Peón Peláez, A. y Flor, G. (1993). La red fluvial asturiana: características y origen. *Comunicaciones a la XV Reunión de Xeoloxía e Minería do N. O. Peninsular*, 32-35. Laboratorio Xeolóxico de Laxe. Sada, La Coruña.

Tricart, J. (1972). *Cartographie géomorphologique*. Mem. et Doc. Paris.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# INVESTIGACIÓN GEOFÍSICA DE LOS PALEOVALLES PLEISTOCENOS DEL NE DE CATALUÑA. EL EJEMPLO DE LA RIERA DE TOSSA (COSTA BRAVA MERIDIONAL)

## Geophysical Investigation of Pleistocene Paleovalleys: a Case Study in Riera de Tossa, Southern Costa Brava, NE Catalonia

R. Linares, L. Pallí; C. Geis, X. Almanza y C. Roqué

Área de Geodinámica Externa. Universitat de Girona. 17071 Girona.

lluis.palli@udg.es; fax: 972 41 81 50

**Resumen**

La geometría del paleovalle pleistoceno de la Riera de Tossa (Costa Brava, Cataluña) ha sido estudiada mediante los métodos de prospección geofísica de tipo eléctrico (SEV) y sísmico por refracción. Los resultados obtenidos revelan la existencia de un cambio brusco de pendiente del thalweg, que permite individualizar dos tramos en los cuales los procesos erosivos actuaron con desigual intensidad. En base a los datos geológicos y geomorfológicos disponibles, se opina que esta ruptura de pendiente es debida al control litológico impuesto por una alineación de materiales resistentes, los cuales limitaron el alcance de la erosión remontante del curso fluviotorrencial durante el Pleistoceno Superior.

**Palabras clave:** valles pleistocenos, prospección geofísica, Costa Brava, España.

**Abstract**

The geometry of Riera de Tossa (Costa Brava, Catalonia) Pleistocene paleovalley has been studied by two geophysical prospecting methods: vertical electric sounding (VES-DC) and seismic refraction. The results show the existence of a sudden slope change of the thalweg that permits to differentiate two sections where erosion processes operated in unequal intensity. Based on geological and geomorphological available data, it can be inferred that this slope rupture is caused by the litological control imposed by the alineation of resistant materials, which limited the headward erosion extend of the creek during the Upper Pleistocene.

**Key words:** Pleistocene valleys, geophysical prospecting, Costa Brava, Spain.

### Introducción

Las fluctuaciones eustáticas que han tenido lugar a lo largo del Cuaternario han influido en gran medida en la evolución de los sistemas fluviales de la península Ibérica. Durante el último periodo glaciar en la costa española el nivel del mar se situó entre los -100 y -120 m por debajo de su nivel actual hacia los 18 ka BP (Zazo y Goy, 2000; Zazo *et al*., 2001). El consiguiente reajuste del perfil de equilibrio de los ríos motivado por la caída de sus niveles de base, produjo una fuerte incisión en sus cursos bajos, donde se excavaron valles profundos. En la costa del nordeste de Cataluña, la erosión llegó a barrer completamente los depósitos fluviotorrenciales previos, de manera que la red fluvial se encajó en los materiales precuaternarios. En este sentido, los datos actuales señalan que los depósitos detríticos que rellenan los paleovalles de los cursos fluviales principales de la Costa Brava son posteriores a los 20 ka (Mas *et al*., 1999), y que la mayoría de las unidades morfosedimentarias visibles en superficie están ligadas a la progradación de los sistemas fluviodeltaicos iniciada hacia el 6.500 $^{14}$C BP con la estabilización del nivel del mar a partir del máximo transgresivo flandriense.

El conocimiento de la geometría de los paleovalles resulta especialmente importante en los sistemas fluviotorrenciales costeros de la Costa Brava, en cuya parte baja, coincidiendo con las playas, se ubican núcleos de población de crecimiento rápido, impulsado por el auge del sector turístico. A las repercusiones sobre la gestión de los recursos hídricos, analizadas en su día por el MOP (1969), se suman ahora otras de carácter geotécnico y minero, derivadas de la creciente actividad constructiva que se desarrolla sobre las llanuras fluviodeltaicas.

## Situación geográfica y geológica

El litoral de la provincia de Girona, también conocido como Costa Brava, se extiende desde la frontera con Francia en los Pirineos, hasta la desembocadura del río Tordera, en cuyo curso bajo se sitúa el límite con la provincia de Barcelona. Su longitud total es de 221 km, 57 de los cuales corresponden a playas y el resto a zonas rocosas. El tramo rocoso es en general escarpado, muy accidentado y recortado. Los tramos de costa baja, de formas más suaves y con grandes playas, son escasos, y se desarrollan sólo en las llanuras aluviales que conforman los sistemas fluviales Muga-Fluvià, Ter-Daró y Tordera. En base a las características geológicas y geomorfológicas, la Costa Brava se subdivide en tres sectores: el septentrional, que corresponde a la terminación oriental de los Pirineos; el central, que comprende los golfos de Roses y de Pals; y el meridional, enclavado en los macizos litorales de la Cadena Costera Catalana. Tanto el sector septentrional como el meridional, en los que afloran rocas ígneas y metamórficas del Paleozoico, presentan fuertes acantilados, recortados por numerosas calas generalmente de pequeñas dimensiones. El sector central, desarrollado en las depresiones del Alt y Baix Empordà, ambas rellenas de sedimentos del Terciario y Cuaternario, muestra un modelado más suave, caracterizado por la presencia de playas largas de poca amplitud, limitadas por un sistema de cordones de dunas litorales que las separa de una zona de marismas. En medio de este sector central, se encuentra el macizo del Montgrí, que presenta una costa escarpada y poco recortada, esculpida en calizas del Mesozoico.

La Riera de Tossa se sitúa en el sector meridional de la Costa Brava (Fig. 1). Su cuenca ocupa una superficie de 38,58 $km^2$ y la longitud del canal principal alcanza los 12 km. En ella afloran, mayoritariamente, rocas plutónicas ácidas paleozoicas (granitos y granodioritas) atravesadas por numerosos diques hipoabisales de composición diversa. Los granitoides, especialmente las litofacies de grano grueso, se encuentran fuertemente alterados, dando lugar a mantos de arenitas de hasta una veintena de metros de espesor. En la zona norte de la cuenca existen pequeños afloramientos dispersos de rocas de metamorfismo de contacto. Los depósitos fluviotorrenciales del Cuaternario se distribuyen fundamentalmente a lo largo del cauce de la Riera, y adquieren un mayor desarrollo y espesor cerca de la desembocadura, coincidiendo con la zona urbana de Tossa. En su mayor parte están formados por arenas derivadas de los perfiles de alteración de los granitoides y gravas procedentes de las litologías más resistentes (rocas metamórficas, granitos de grano fino y pórfidos ácidos). La estructura tectónica de la zona viene determinada por la presencia de fallas orientadas según las direcciones NO-SE, NE-SO y ENE-OSO. Esta estructura es un factor condicionante de la disposición de la red de drenaje y de la orientación de los valles principales, fundamentalmente por la mayor erosionabilidad de las alteritas que se han desarrollado a favor de las fracturas.

## Metodología

Se han seguido los procedimientos metodológicos habituales en prospección geofísica. Inicialmente, ha sido analizada el conjunto de la información disponible de la zona, tanto a nivel de datos del subsuelo como de datos geológicos y geomorfológicos de superficie. Posteriormente, en base a esta información preliminar y a los objetivos marcados, se han seleccionado los métodos y técnicas geofísicas más adecuadas.

La investigación geofísica se ha llevado a cabo mediante el método eléctrico convencional y sísmico por refracción. En el primer caso se ha utilizado la técnica del sondeo eléctrico vertical (SEV), con dispositivos simétricos tetraelectródicos del tipo Schlumberger y equipos de medición en corriente continua de la casa GEOTRON. Para la prospección sísmica por refracción se ha utilizado el sismógrafo SmartSeis de 12 canales de la casa GEOMETRICS y disparador manual mediante golpeo. En este caso se han utilizado implantaciones continuas de 55 m de dispositivo, con 5 puntos de disparos por línea sísmica.

Las mediciones geofísicas han sido tratadas cualitativamente e interpretadas cuantitativamente mediante la ayuda de los programas RESIST, GREMIX y SIPx. Lógicamente de entre las diversas soluciones compatibles con los datos desde un punto de vista físico o matemático, se ha priorizado la viabilidad geológica de la solución del modelo por encima del menor error numérico del proceso. En ambos métodos de prospección, para la correlación entre datos geofísicos y litológicos se han llevado a cabo mediciones paramétricas de contraste.

En conjunto, para la investigación del subsuelo de la zona se ha dispuesto de la información geofísica proporcionada por 28 sondeos eléctricos verticales y por 275 m totales de líneas sísmicas distribuidas en 3 perfiles. Además de esta información se han analizado datos de 16 sondeos mecánicos de reconocimiento.

Por último, los datos obtenidos han sido tratados mediante los programas de interpolación 3D Analyst de ESRI (Environmental Systems Research Institute, INC) con la opción Spline Tension (recomendada por la misma firma para profundidades del nivel freático o superficies topográficas) que adecúa la superficie de mínima curvatura entre los puntos de muestreo.

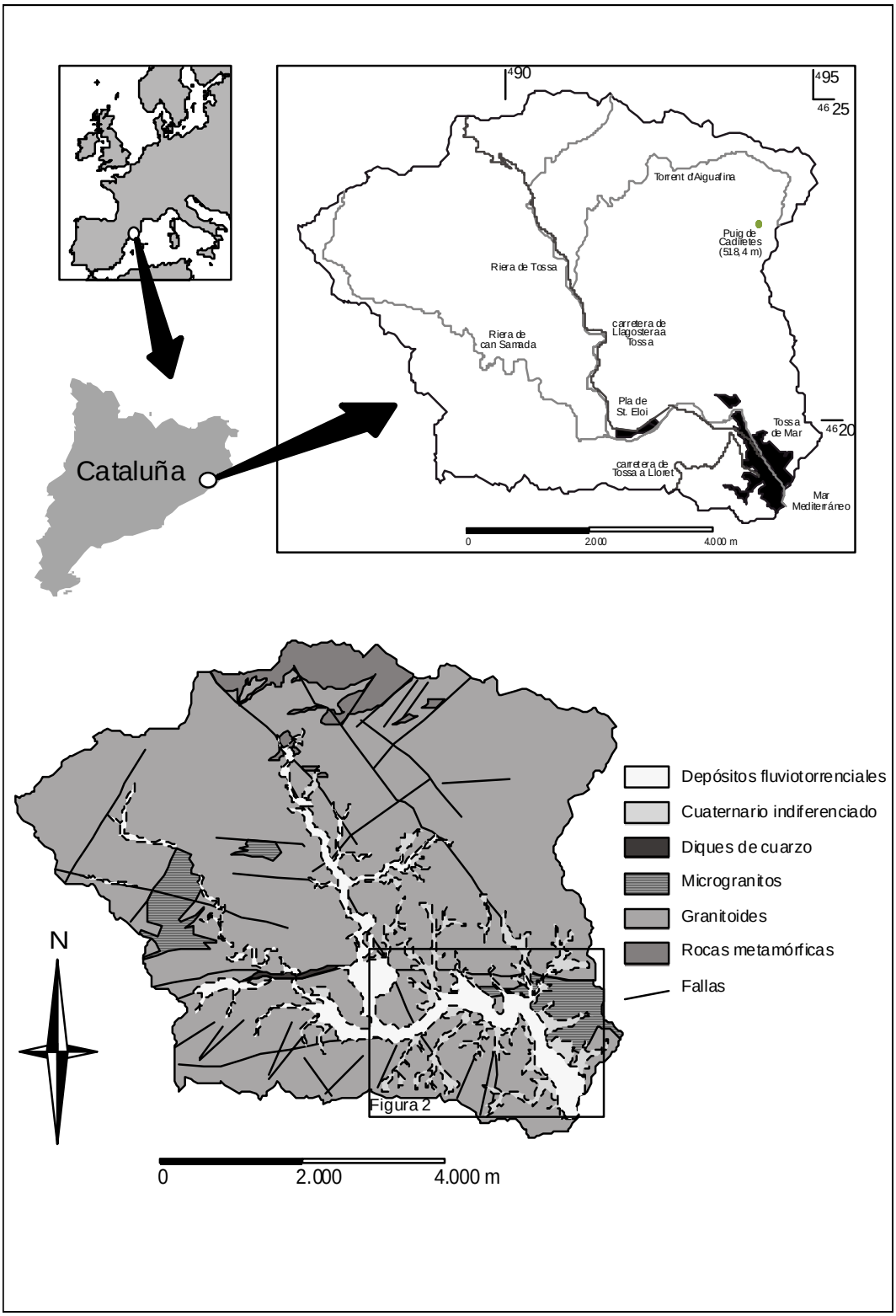



Figura 1. Marco geográfico y geológico de la zona de estudio.

*Geographical and geological situation of the study area.*

## Resultados y discusión

La información obtenida permite diferenciar dos dominios principales en el paleovalle de la Riera de Tossa limitados por una brusca ruptura de pendiente del perfil longitudinal (Fig. 2).

El primero de los dominios tiene una longitud total de 3.250 m y comprende desde la confluencia del torrente de can Samada hasta el parque de bomberos. En él, el substrato precuaternario se detecta con facilidad mediante el método sísmico. Éste se caracteriza por presentar velocidades de propagación de las ondas compresivas entre 3.136 y 3.636 m/s. Estas velocidades elevadas contrastan con las que caracterizan las formaciones cuaternarias, que como máximo alcanzan valores de 1.867 m/s.

El rasgo más sobresaliente de la geometría en profundidad del paleovalle en este sector es la suavidad y uniformidad que presenta, tanto longitudinalmente como transversalmente. Así, el perfil longitudinal presenta una pendiente suave y constante de 0,5º. En todo el trazado del eje del paleovalle los sedimentos cuaternarios alcanzan un espesor máximo que varía entre 8 m y 10 m. Por lo que a las secciones transversales se refiere, se identifican 3 superficies planas limitadas por cambios suaves de pendiente. La incisión de los canales fluviales en estas superficies es muy poco acusada.

El segundo dominio del paleovalle tiene una longitud de 1.000 m y comprende desde el parque de bomberos hasta la desembocadura de la Riera. En este sector la investigación del substrato mediante el método sísmico se ve complicada por las malas relaciones señal-ruido que se obtienen, motivadas por la mayor profundidad del substrato y la proximidad al núcleo urbano. Por ello, el método eléctrico mediante la técnica del SEV ha sido el más utilizado. Los valores resistivos obtenidos se sitúan en el intervalo 30 y 140 ohm-m para los depósitos cuaternarios y entre 43 y 420 ohm-m para los del substrato. En general, para una determinada vertical, el substrato se reconoce por presentar los valores mayores de resistividad.

En este sector el perfil longitudinal del paleovalle presenta una pendiente cercana a los 1,5º. Cerca de la desembocadura el espesor de los sedimentos cuaternarios supera los 30 m en el eje del canal. Su sección transversal tiene forma de V y muestra un fuerte encajamiento en el substrato granítico, con una inclinación en las vertientes de hasta 10º.

Los datos de superficie revelan la existencia de un cambio litológico brusco coincidiendo con el cambio de pendiente del paleovalle. Aguas debajo del mismo afloran granodioritas arenizadas hasta profundidades superiores a 20 m, lo que las hace fácilmente erosionables y explica el encajamiento del canal. La ruptura de pendiente coincide con una alineación de rocas escasamente alteradas y muy resistentes, concretamente una masa de microgranitos asociada a leucogranitos de grano fino.

La presencia de estos materiales más resistentes impidió la progresión de la erosión remontante del curso fluviotorrencial motivada por la caída de su nivel de base como mínimo durante el último nivel del mar bajo.

## Conclusiones

La prospección geofísica, mediante los métodos eléctricos (SEV) y sísmico por refracción, permite conocer la geometría de los paleovalles pleistocenos de la Costa Brava meridional.

El conocimiento de la forma del substrato a través secciones geofísicas permite identificar rasgos o elementos morfológicos que frecuentemente pasan desapercibidos mediante las correlaciones de sondeos mecánicos de reconocimiento, debido al mayor espaciado entre puntos de registro.

De entre los factores que condicionan estos buenos resultados, caben destacarse el buen contraste, tanto resistivo como sónico, que caracteriza el contacto entre los depósitos cuaternarios y los materiales del substrato.

Por último, destacar que el tratamiento conjunto e integrado de los datos geofísicos, geológicos y geomorfológicos ha permitido reconocer el importante papel que desempeñan los contrastes litológicos en la geometría de estos paleovalles.

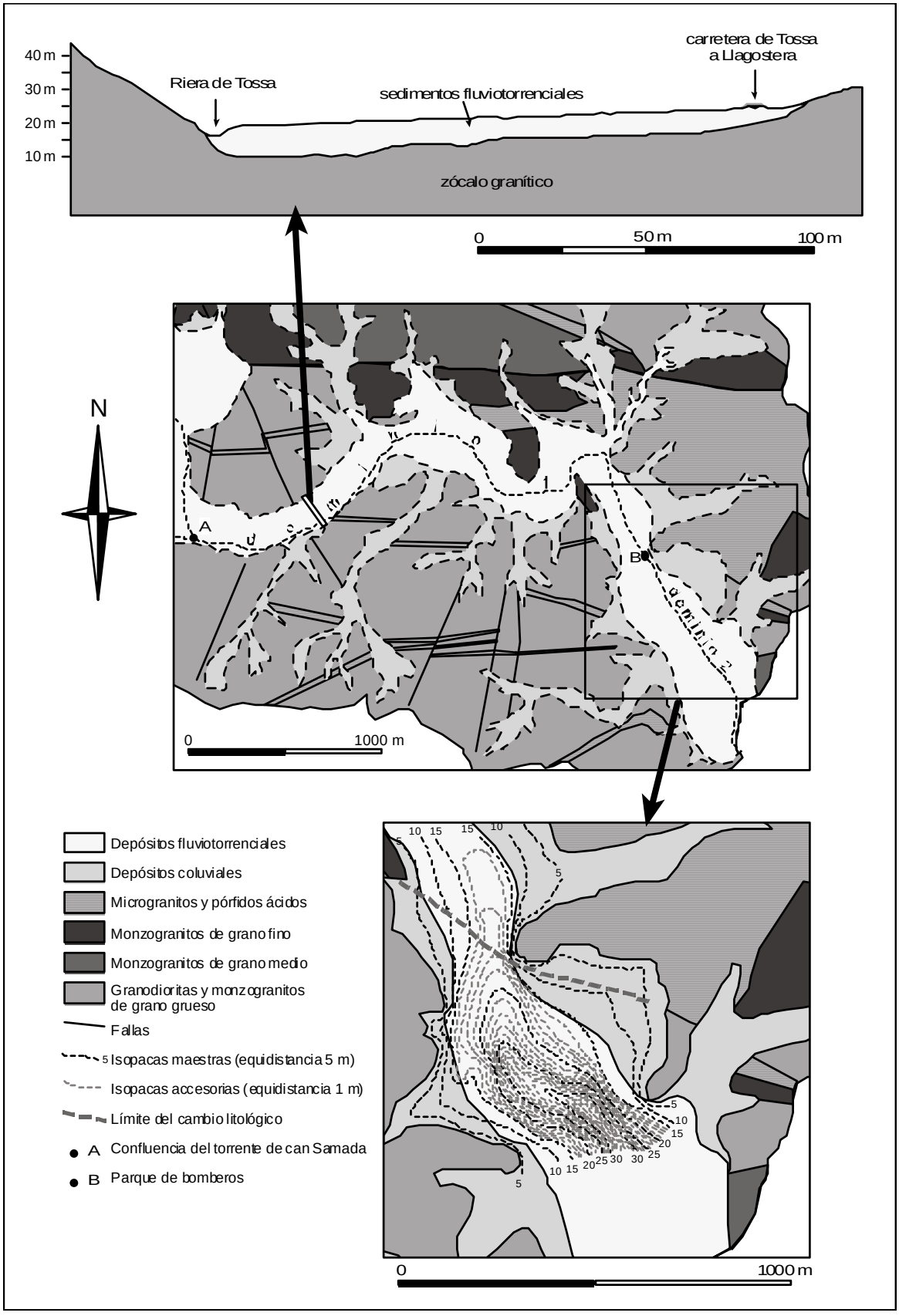



Figura 2. Geometría del paleovalle de la Riera de Tossa.

*Paleovalley geometry of the Riera de Tossa.*

## Referencias

Mas, J., Bach, J., Linares, R., Montaner, J., Trilla, J. y Pallí, L. (1999). Aportación a la cronología del Cuaternario de la depresión del Baix Empordà (Girona). En: L. Pallí y C. Roqué, eds. *Avances en el estudio del Cuaternario español*, 107-112. Girona.

MOP (1969). Estudio de los recursos hidráulicos totales del Pirineo Oriental. N-1, Abastecimiento de agua para la Costa Brava y Alto Maresme. *Anejos de Hidrología Subterránea*.

Pallí, L y Roqué, C. (1991). *Mapa Geológico de Tossa de Mar (1:12.500).* Unitat de Geologia de l'Estudi General de Girona. Universidad Autónoma de Barcelona.

Zazo, C. y Goy, J.L. (2000). Cambios eustáticos y climáticos durante el Cuaternario. Una síntesis sobre su registro en los litorales del sur y sureste peninsular, islas Canarias y Baleares (España). En: J.R. de Andrés y F.J. Gracia, eds. *Geomorfología Litoral. Procesos activos. SEG, Monografía nº 7*, 187-206. Madrid.

Zazo, C., Maestro, A., Días del Río, V., Goy, J.L. y Somoza, L. (2001). Geomorfología litoral y de la plataforma continental. En: A. Gómez-Ortíz y A. Pérez-González, eds. *Evolución reciente de la Geomorfología española* (1980-2000), 97-138. SEG-SGEP (UB).

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# PERFILES LONGITUDINALES DE LOS BARRANCOS DEL SECTOR NORTE DE LA ISLA DE GRAN CANARIA: MORFOLOGIA Y TASAS DE INCISIÓN FLUVIAL y ELEVACIÓN

## Longitudinal profiles of the northern sector of Gran Canaria Island: morphology and rates of fluvial incision and uplift

(1) I. Menéndez, (2) M. Martín Betancur y (3) P.G. Silva

(1) Departamento de Física. Facultad de Ciencias del Mar. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Campus Universitario Tafira Baja. 35017 Las Palmas de Gran Canaria.

(2) Departamento de Cartografía y Expresión Gráfica en Ingeniería. Edificio Ingenierías. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Campus Universitario Tafira Baja. 35017 Las Palmas de Gran Canaria.

(3) Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. Escuela Politécnica Superior de Ávila. c/ Santo Tomás s/n. 05003 Ávila.

imenendez@dfis.ulpgc.es; fax: 928 45 17 24

**Resumen**

Se propone una caracterización de las tasas de elevación e incisión de la parte N de la Isla de Gran Canaria mediante el estudio de los perfiles de thalweg y el cálculo de las tasas de incisión, estas últimas, a partir de la edad del material más reciente incidido y la profundidad del barranco en esa zona. De los datos obtenidos de los perfiles de thalweg se deduce que las tasas de elevación aumentan de O a E, a lo largo del contorno litoral de la Isla, lo cual supondría una elevación diferencial del cuadrante NE respecto al NO. Las mayores pluviometrías en el sector N-NE de la isla podrían haber facilitado esta tendencia. La elevación diferencial del sector NO y NE se corrobora con los datos obtenidos de los barrancos largos y muy largos, que muestran un incremento de O a E de las tasas de incisión.

**Palabras clave:** tasas de elevación-erosión, perfiles longitudinales, Gran Canaria, islas canarias.

**Abstract**

An elevation and incision characterization of the part North of Gran Canaria Island is proposed by studying the profiles of thalweg. The calculation of the incision rates is also proposed from the age of the more recently incised material and the depth of the ravine in this zone. From the obtained profiles is deduced that the elevation rates increase from W to E, along the isle coastal, which would supposed a differential elevation of the NE quadrant with regard to NW. The highest precipitations of the sector N-NE of the island might have made easier this tendency. The differential uplift is also corroborated with the longer ravines, which show an increment, from W to E, on their incision rate.

**Key words:** uplift-erosion rates, longitudinal profiles, ravines, Gran Canaria, Canary Islands.

### Introducción

Las diferencias morfológicas de los perfiles longitudinales de los cursos fluviales se pueden interpretar como el resultado del balance entre las tasas de incisión fluvial y las de elevación cortical (ya sea tectónica y/o isostática). De tal modo, en el modelo desarrollado por Hovius (2000):

(A) los perfiles regulares y cóncavos representan el equilibrio, durante un período largo de tiempo, entre las tasas de elevación (uplift) y de incisión ($u \approx i$), pero que en cualquier caso, las tasas de incisión superan a las de elevación. Estos perfiles se encuentran representados por los desarrollados en las Cordilleras Centrales de Taiwan.

(B) Perfiles cóncavo-convexos con presencia de escalones de erosión remontante en los tramos medios de los perfiles, que indican una preponderancia a largo plazo de las tasas erosivas sobre las de elevación ($u < i$), como por ejemplo los desarrollados en los Alpes Meridionales de Nueva Zelanda.

(C) Perfiles de geometría convexa debido a un exceso de la tasa de elevación sobre la de incisión (u>>i), como los desarrollados en la zona occidental de los Himalayas en Kirgistan.

Por otro lado, la construcción de las islas oceánicas aporta un sobrepeso a la corteza oceánica, provocando su flexuración. Este hecho se constata en la actualidad mediante sísmica de reflexión y refracción. Así, los datos de reflexión obtenidos se las Islas Canarias (Watts *et al*., 1997; Watts, 2000) muestran que, debido al peso del material volcánico que configuran las islas, la corteza oceánica se ha hundido unos 2-3 km. La pérdida de material por erosión, supone un alivio de carga, que se traduce en un ascenso isostático de la Isla (Hovius, 2000).

Se propone, en el presente trabajo, una caracterización de las tasas de elevación e incisión de la parte N de la Isla de Gran Canaria.

**Localización**

La isla de Gran Canaria, con una morfología circular de 1.532 km$^2$ y una variación en altura de 1.949 m, genera una red de drenaje radial, de barrancos, que junto a los procesos gravitacionales y litorales (en la costa) imponen el predominio erosivo del relieve. El origen volcánico de la isla ha ido superponiendo relieves de volcán en escudo (14,5-14,1 Ma), de caldera de explosión (14,1-13 Ma), de estratovolcán (4,6-2,9 Ma) y coladas fisurales y conos volcánicos (2,9 Ma-reciente; Pérez-Torrado, 2000) conformando, junto a los procesos de modelado, el relieve actual de la Isla. Por otro lado, el volcanismo ha pasado, desde la última erupción (Hondo de Fagagesto, 2.210 años; Mangas *et al*., 2002), a constituir un factor estático del relieve, como así fue a su vez en los 2 ciclos registrados de inactividad volcánica a lo largo su historia geológica.

Las máximas alturas se localizan en la parte central de la isla (Pico de las Nieves). Un 56% de la superficie insular desarrolla pendientes de 30-90%, quedando en tan sólo el 21 % de la superficie pendientes de 0-15% (Cartografía Potencial del Medio Natural de Gran Canaria, 1995).

La Isla está bajo la influencia de los alisios, de componente N-NE, que marcan la diferencia entre la zona N, templada y húmeda, y la S, cálida y seca. A su vez, hay una gradación climática en altitud, de costa (seca) a medianías y cumbre (húmeda, Marzol, 1988).

**Material y Métodos**

A partir de la cartografía digital de la Isla de Gran Canaria, escala 1:5.000 (GRAFCAN, 1996) se han diferenciado las 48 cuencas hidrográficas del sector Norte (Fig. 1) y, obtenido los perfiles de thalweg. Para generar el perfil de divisoria, y mediante el programa TauDEM (Terrain Analysis Using Digital Elevation Model, Tarboton, 2002) se construyó una capa, que recubrió todas las cuencas y subcuencas, tomándose como

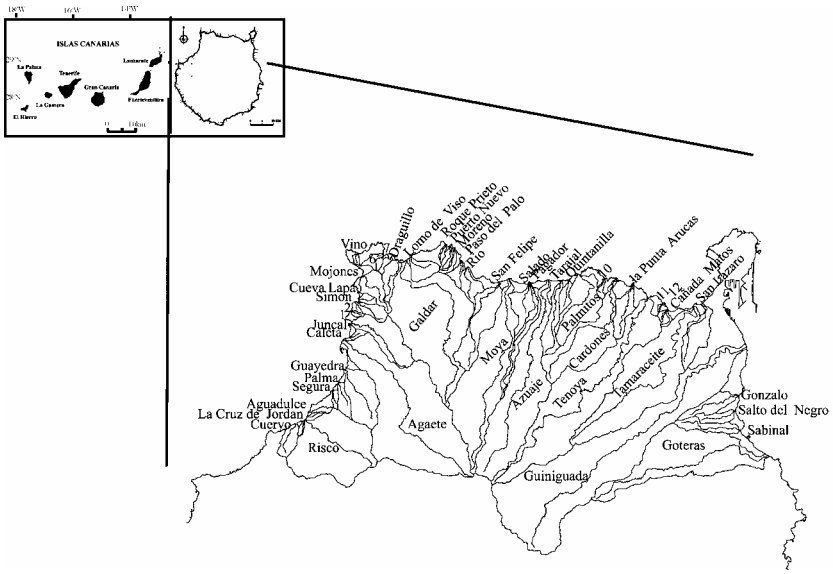



Figura 1. Barrancos del sector N de la isla de Gran Canaria. Cuenca trazado grueso; thalweg trazado fino.

*Ravines from N sector of Gran Canaria island. Basin border in fat line; thalweg in light line.*

referencia las líneas de divisoria de las cuencas y subcuencas. Con la proyección en vertical de la línea de thalweg en esta capa, se generó el perfil de divisoria. Las ventajas de este perfil de divisoria son la obtención de: una longitud equivalente para el thalweg y la divisoria de la cuenca, una divisoria promedio de las 2 definidas (en su representación bidimensional) en cada cuenca, y el registro de la entrada de los tributarios de las subcuencas, representados por los descensos repetidos de la línea de divisoria, a la salida de las subcuencas.

**Resultados y Discusión**

Se ha analizado la geometría de 48 barrancos de la mitad Norte de la Isla volcánica de Gran Canaria. De los 48 tan sólo 10 de ellos superan los 10 km de longitud total, marcando el máximo el Barranco de Guiniguada, situado en el E de la Isla. Otros 13 presentan longitudes comprendidas entre 4-8 km y 17 presentan longitudes de muy corto recorrido entre 1-3 km. Por último, se han encontrado 7 barrancos de longitud inferior a 1km. Cada uno de estos grupos de barrancos nos ofrece diferente información sobre el balance entre los procesos erosivos y de elevación (presumiblemente isostática) que han configurado la isla durante su formación.

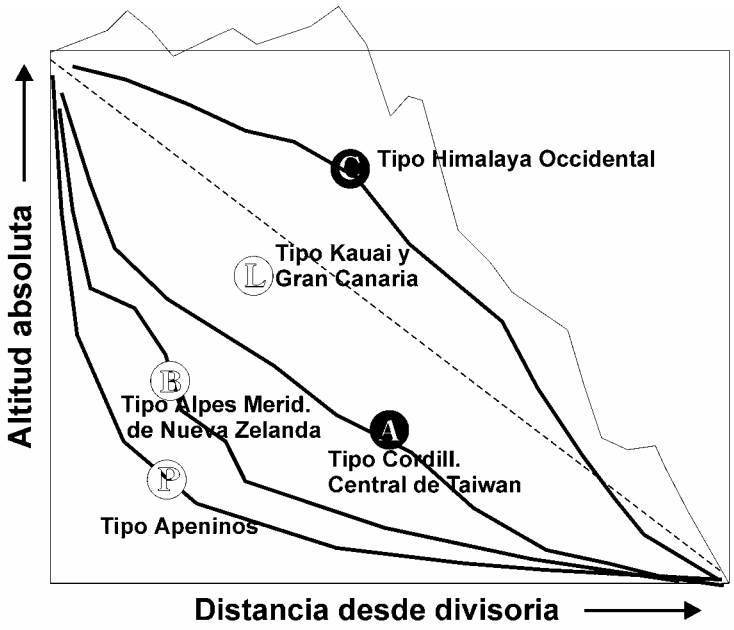



Figura 2. Modelo de perfiles de thalweg definidos por Hovius (modificado de Hovius, 2000) añadiendo un nuevo tipo (P) e incluyendo el perfil (L) característico para el sector N de la isla de Gran Canaria.

*Thalweg profiles model defined by Hovius (modified from Hovius, 2000) adding a new profile type (P) and other one characteristic of the N sector of Gran Canaria Island.*

En el sector N de Gran Canaria se advierte el desarrollo de un tipo de perfil longitudinal intermedio entre los A y C descritos por Hovius (2000). Son unos perfiles de una concavidad más suave que en A y que tienden a acercarse a la geometría de la teórica línea recta que uniera los puntos de mayor y menor cota del perfil longitudinales, que hemos denominado perfil de tipo L (Fig. 2). Son perfiles cuya geometría se aproximaría más a una regresión lineal que a una exponencial o logarítmica. En éstos, la manifiesta "linealidad" de los perfiles refleja la existencia de un balance muy equilibrado entre tasas de erosión y elevación ($u \approx \approx i$).

A partir del Barranco de Gáldar (haciendo un recorrido de O a E), pero ya netamente desde los de San Felipe y Moya (de 8 y 15 km de longitud, respectivamente) existe una tendencia a la linearización de los perfiles siendo comunes los de tipo L, e incluso buenos ejemplos de tipo C entre los barrancos de menor entidad (4-5 km). No obstante entre los de mayor recorrido (Tenoya, Tamaraceite y Guiniguada >20 km) los perfiles de tipo A se mantienen. Tan sólo en el Barranco más suroriental analizado (Goteras >15 km) un perfil de tipo L es característico.

La intercalación de barrancos de diferentes tipos podría también ser reflejo de la existencia de sectores costeros más levantados (perfiles tipos C) o hundidos (perfiles B) respecto al levantamiento generalizado (perfiles A).

Los barrancos de menor recorrido (1-3 km) muestran mayoritariamente perfiles de tipo L y C, con un importante escalón en la zona de desembocadura, que por otra parte también son muy comunes en los de 4-6 km. Este escalón, podría representar un proceso de elevación muy reciente y/o el efecto erosivo sobre los cauces de la isla que marcó la "elevación relativa" relacionada con el importante descenso del nivel del mar durante el último

período glacial (casi 120 m en 18 ka BP). No obstante, es de destacar que este tipo de escalones son típicos de procesos de respuesta isostática flexural en márgenes continentales pasivos como es el caso del margen Atlántico africano donde no es raro que incluso muchos ríos desemboquen actualmente "en cascada" (Summerfield, 1991).

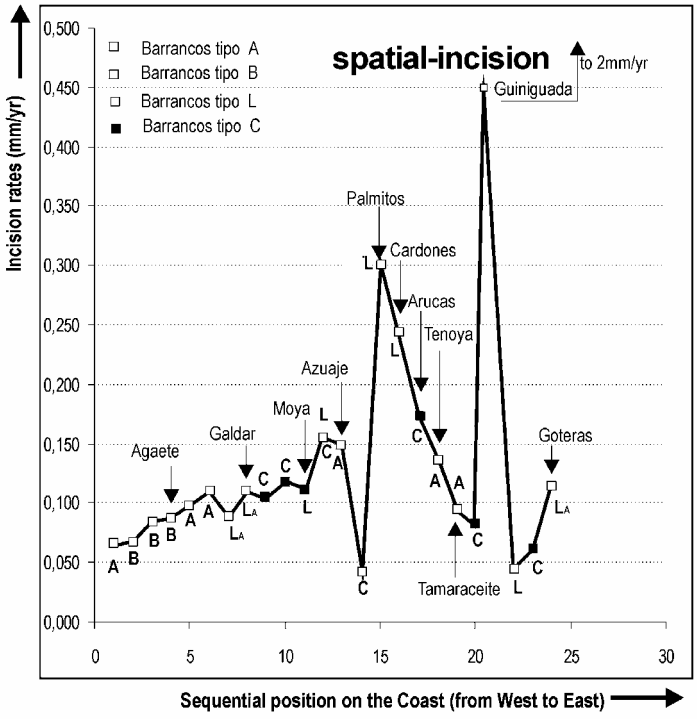



Figura 3. Tasa de incisión de los barrancos mayores de 3 km del sector N de la isla de Gran Canaria. Los valores máximos corresponden a los barrancos largos y muy largos, aumentando de O a E.

*Incision rates of the ravines longer than 3 km from the N sector of Gran Canaria Island. The highest values belong to the longer and very longer ravines, increasing these values from W to E.*

Conociendo el material más moderno que erosiona el barranco en su divisoria y su altura con respecto al thalweg, es posible calcular las tasas de incisión de los barrancos (Tabla 1). Los valores obtenidos oscilan entre 0,2 y 0,02 mm $a^{-1}$. En aquellos barrancos en los que ha discurrido alguna colada reciente por su cauce (Agaete, Moya y Azuaje), también se han calculado las tasas de incisión para este material, obteniéndose valores mucho más altos (rondan los 20 mm $a^{-1}$). Este aumento de la tasa de incisión a partir de un material muy reciente es conocido como el efecto "*the pull of present*". En cualquier tipo de contexto, las tasas de incisión y/o elevación inducidas varían innegablemente con el tiempo y difícilmente se mantienen constantes, ya sea por variaciones en la tasas de elevación, en el nivel del mar, en las condiciones pluviométricas, etc. Consideramos, en cualquier caso, con reservas los valores obtenidos con estas coladas de fondo de cauce, ya que se observan encajamientos próximos a 17 m para los últimos 2.000-3.000 años, que van escalonándose aguas arriba de los cauces, y por tanto podrían considerarse efectos locales.

Las tasas de incisión obtenidas respecto a los materiales intersectados en las divisorias no muestran una diferencia apreciable entre los distintos tipos de perfiles. Sin embargo, los valores mayores corresponden con los barrancos largos y muy largos, que salvo el de Agaete (B) y Moya (L), el resto son de tipo A. Además estos barrancos largos y muy largos marcan un aumento su tasa de incisión de O a E (0,09-0,11-0,12-0,15-0,14-0,20 mm $a^{-1}$, Tabla 1, Fig. 3), excepto el barranco de Tamaraceite, con un valor excepcionalmente bajo para este sector (0,053 mm $a^{-1}$). Es probable que la altura de este barranco se haya visto afectada por la falla que lo atraviesa longitudinalmente, con un salto de falla medido de unos 17 m (Pérez-Torrado *et al.*, 2002). Sin embargo, los barrancos cortos no registran un aumento entre las tasas de elevación de la Zona O, respecto a las zonas N y E, e incluso, las coladas recientes para el barranco de Agaete (O) obtienen valores de incisión muy similares a los obtenidos para los barrancos del N (Moya y Aguaje).

Se dispone de las cotas y la edad un nivel de pillow-lavas que aflora en el sector N de la isla (75-140 m y 4,3 M.a., Pérez-Torrado *et al.*, 2002). Las tasas de elevación isostática tomando este material serían menores de 0,02 mm $a^{-1}$ (teniendo en cuenta que, el nivel del mar hace 4 Ma estaba por encima del nivel actual; Haq *et al.*, 1987). Estos valores de elevación, presumiblemente isostática, presentan el mismo orden de magnitud que las tasas de incisión, con lo que vendría a corroborarse las relaciones de proporcionalidad entre las tasas de elevación y las de incisión que se producen en respuesta. De manera preliminar podemos asociar valores altos de incisión con valores altos de elevación, pudiéndose interpretar en clave de "*rebote isostático denudaciona*" la

| *Barrancos (de O a E)* | *Longi-tud (km)* | *Tipo longi-tud* | *Tipo geo-metría* | *Cota máx. (m)* | *Material más moderno intersectado (en divisoria)* | *Edad material (ka)* | *Altura incisión (m)* | *Tasas de incisión (m ka$^{-1}$)* |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1. Cuervo | 2,7 | corto | A | 638 | Depósitos de deslizam. | 3.200 ± 300[1] | 211 | 0,066 ± 0,006 |
| 2. Risco | 7,0 | corto | B | 1.200 | Depósitos de deslizam. | 3.200 ± 300[1] | 217 | 0,068 ± 0,006 |
| 3. Guayedra | 4,6 | corto | B | 1.239 | Basaltos nefeliníticos | 1.800 ± 1100[1] | 272 | 0,510 ± 0,006 |
| 4. Agaete | 11,5 | largo | B | 1.689 | Basaltos nefeliníticos y Colada de Fagagesto* | 1.800 ± 1100[1] 2,21 ± 0,06[2] | 158 10 | 0,088 ± 0,034 4,53 ± 0,13 |
| 5. Juncal | 6,5 | corto | A | 595 | Basaltos nefeliníticos | 1.800 ± 1100[1] | 78 | 0,043 ± 0,016 |
| 6. Mojones | 4,4 | corto | A | 415 | Basaltos nefeliníticos | 1.800 ± 1100[1] | 88 | 0,049 ± 0,019 |
| 7. Draguillo | 3,9 | corto | A-L | 307 | Basaltos nefeliníticos | 1.800 ± 1100[1] | 71 | 0,039 ± 0,015 |
| 8. Galdar | 17,4 | largo | A-L | 1.111 | Basaltos nefeliníticos | 1.800 ± 1100[1] | 198 | 0,110 ± 0,042 |
| 9. Rio | 3,0 | corto | L-C | 320 | Basaltos nefeliníticos | 1.800 ± 1100[1] | 84 | 0,047 ± 0,018 |
| 10. SanFelipe | 8,7 | corto | L-C | 817 | Basaltos nefeliníticos | 1.800 ± 1100[1] | 213 | 0,118 ± 0,045 |
| 11. Moya | 17,4 | largo | L | 1.685 | Basaltos nefeliníticos Colada N Mont. Negro* | 1.800 ± 1100[1] 2,83 ± 0,06[2] | 201 10 | 0,012 ± 0,004 3,36 ± 0,10 |
| 12. Pagador | 10,9 | largo | L-C | 840 | Basaltos nefeliníticos | 1.800 ± 1100[1] | 124 | 0,069 ± 0,026 |
| 13. Azuaje | 19,6 | muy largo | A Puro | 1.587 | Basaltos nefeliníticos y Colada E Mont. Negro* | 1.800 ± 1100[1] 2,97 ± 0,07[2] | 270 10 | 0,15 ± 0,06 3,37 ± 0,08 |
| 14. Tarajal | 6,7 | corto | L | 591 | Basaltos nefeliníticos | 1.800 ± 1100[1] | 88 | 0,049 ± 0,019 |
| 15. Palmitos | 6,8 | corto | L | 398 | Colada Volcán Arucas | 300[4] | 90 | 0,03 |
| 16. Cardones | 12,3 | largo | L | 710 | ColadaVolcán Cardones | 500[3] | 122 | 0,02 |
| 17. Pta.Arucas | 4,5 | corto | C | 215 | Colada Volcán Arucas | 500 ka BP[3] | 87 | 0,02 |
| 18. Tenoya | 26,7 | muy largo | A | 1.606 | Basaltos nefeliníticos | 1.800 ±1100[1] | 245 | 0,136 ± 0,052 |
| 19. Tamaraceite | 19,5 | muy largo | A | 825 | Basaltos nefeliníticos | 1.800 ± 1100[1] | 170 | 0,053 ± 0,004 |
| 20. San Lazaro | 5,5 | corto | C | 213 | Formac. Detr. LasPalmas | 3,2 ± 0,3 Ma[5] | 51 | 0,054 ± 0,035 |
| 21. Guiniguada | 28,1 | muy largo | A | 1.796 | Coladas Volcanes Bandama | 15.000a [6] | 30 | 0,2 |
| 22. Gonzalo | 4,6 | corto | L | 280 | Formac. Detr. Las Palmas | 3,2 ± 0,3 Ma[5] | 141 | 0,044 ± 0,004 |
| 23. Sabinal | 5,3 | corto | L-C | 334 | Formac. Detr. Las Palmas | 3,2 ± 0,3 Ma[5] | 112 | 0,035 ± 0,003 |
| 24. Goteras | 16,9 | largo | A-L | 940 | Basaltos nefeliníticos | 1.800 ± 1100[1] | 207 | 0,115 ± 0,044 |

[1] ITGE, 1990a; [2] Mangas *et al.*, 2002; [3] Leitz y Schmincke, (1975); ITGE, 1990b; [4] Leitz y Schmincke, (1975); ITGE, 1990c; [5]Hansen, 1993; * estas son coladas que discurren por el fondo del barranco.

Tabla 1. Descripción y tasas de elevación de los barrancos mayores de 3 km.
*Description and uplift rates of the ravines longer than 3 km.*

distribución espacial de las tasas de incisión a lo largo del contorno de la isla. Para la correcta ecuación entre tasas de incisión e isostasia denudacional, los futuros trabajos han de tener en cuenta la contribución de los deslizamientos tanto a macro como a mesoescala en la construcción de este tipo de islas volcánicas.

En definitiva, la isla muestra una evolución, respecto a sus perfiles de thalweg, en la que: 1) Se define un nuevo perfil (L), característico de la isla de Gran Canaria, de una concavidad más suave que en A y que tiende a acercarse a la geometría de la teórica línea recta. Este indicaría una proporcionalidad entre tasas de incisión y elevación tal y como sugieren los datos expuestos. 2) Las tasas de incisión aumentan de O a E a lo largo del contorno litoral de la Isla, haciéndose netamente más importantes a partir del Barranco de San Felipe. Esto parece indicar que el Cuadrante NE de la Isla ha experimentado una elevación diferencial respecto al NO. Las contrastadas condiciones de pluviometría entre el sector O y N-NE de la isla podrían haber facilitado esta tendencia. Esta afirmación se corrobora con los datos obtenidos de tasas de incisión de los barrancos largos y muy largos, aunque no con las tasas de los cortos, ni de las coladas de fondo de barranco, que por lo general van a estar condicionadas por factores de tipo local, relacionados con escalones de erosión diferencial y/o erosión remontante, que inducen la generación de niveles de base intracuencas y falsean los patrones morfológicos. Además, hay que tener en cuenta el posible efecto isostático producido por la flexura de la litosfera inducida por la vecina isla de Tenerife (Watss *et al*., 2000) que induciría en Gran Canaria a un basculamiento diferencial de

SO a NE. Por ello, es necesario ampliar el estudio a toda la isla y continuar con investigaciones futuras que aporten más luz a esta cuestión.

**Agradecimientos**

Al Dr. F.J. Pérez-Torrado por sus comentarios y aportaciones. Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el proyecto PI2002/148 del Gobierno Autónomo de Canarias.

**Referencias**

*Cartografía Potencial del Medio Natural de Gran Canaria* (1995). Cabildo Insular de Gran Canaria, Universidad de Valencia y Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (mapas y memoria).

Gobierno de Canarias (1996). Cartografía *digital oficial de Gran Canaria. Escala 1:5000*. Empresa Cartográfica de Gran Canaria, S.A. Las Palmas de Gran Canaria (GRAFCAN).

Hansen, A. (1993). *Bandama: Paisaje y evolución de Bandama*. Cabildo Insular de Gran Canaria. Las Palmas de Gran Canaria.

Haq, B.U., Handernbol, J. y Wail, P.R. (1987). The chronology of fluctuating sea level since the Triasic. *Science*, 235, 1156-1167.

Hovius, N. (2000). Macroscale process systems of mountain belt erosion. En: M.A. Summerfield, ed. *Geomorphology and Global Tectonics*, 77-105. John Wiley & Sons. West Sussex. England.

ITGE (1990a). *Mapa Geológico de España. 1:25.000. Hoja de Agaete*. Madrid.

ITGE (1990b). *Mapa Geológico de España. 1:25.000. Hoja de Teror*. Madrid.

ITGE (1990c). *Mapa Geológico de España. 1:25.000. Hoja de Arucas*. Madrid.

ITGE (1990d). *Mapa Geológico de España. 1:25.000. Hoja de Las Palmas de Gran Canaria*. Madrid.

Leitz, J. y Schmincke, H.U. (1975). Miocene-Pliocene sea-level changes and volcanic phases on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K/Ar-ages. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol*., 18, 213- 239.

Marzol, V. (1988). La lluvia, un recurso natural para Canarias. *Servicio de Publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias*, nº 130 (investigación 32).

Mangas, J., Pérez-Torrado, J.F., Gimeno, D., Hansen, A., Paterne, M. y Guillou, H. (2002). Caracterización de los materiales volcánicos asociados a las erupciones holocenas de la Caldera de Pinos de Gáldar y edificios volcánicos adyacentes (Gran Canaria). *Geogaceta*, 32, 49-52.

Pérez-Torrado, J.F. (2000). Historia geológica de Gran Canaria. I Jornadas Canarias de Geología. En: *Libro de resumen de las conferencias y guías de las excursiones*, 9-19. Biblioteca Simón Benítez Padilla. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.

Pérez-Torrado, J.F., Santana, F., Rodríguez-Santana, A, Melián, A.M., Lomostchitz, A., Gimeno, D., Cabrera, M.C. y Báez, M.C. (2002). Reconstrucción paleogeográfica de los depósitos volcanosedimentarios Pliocenos en el litoral NE de Gran Canaria (Islas Canarias) mediante métodos topográficos. *Geogaceta*, 43-46.

Terrain Analysis Using Digital Elevation Models (TauDEM) (2002). D. Tarboton, Utah State University. Free software. http://www.gnu.org/copyleft/gpl.html.

Summerfield, M.A. (1991). Subaereal denudation of passive margins - regional elevation versus local relief models. *Earth and Planetary Science Letters*, 102, 460-469.

Watts, A.B., Peirce, C., Collier, J., Dalwood, R., Canales, J.P. y Henstock, T.J. (2000). A seismic study of crustal structure in the vicinity of Tenerife, Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 431 - 447.

Watts, A.B. (2000). The grow and decay of oceanic islands. En: M.A. Summerfield, ed. *Geomorphology and Global Tectonics*, 338-360. John Wiley & Sons. West Sussex. England.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# DINÁMICA ALUVIAL Y RIESGOS NATURALES POR INUNDACIONES EN REGIONES TROPICALES: CONOS DE DESBORDAMIENTO EN REPÚBLICA DOMINICANA

## Alluvial processes and natural flood risks in tropical regions: crevasse splays in Dominican Republic

J. R. Martínez Batlle

Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Sevilla.

josemartinez@us.es; fax: 95 455 13 51

**Resumen**

En República Dominicana, el río Yaque del Sur es el segundo en longitud, con unos 236 km, cuarto en caudal, con unos 40 $m^3/s$ y tercero en área de cuenca (4.972 $km^2$). Se analiza la dinámica aluvial y el riesgo natural por inundaciones provocadas por el río Yaque del Sur y su afluente, el arroyo El Puerto, en las proximidades de Tamayo y Vicente Noble, SO de República Dominicana, sobre un área de estudio de 24 $km^2$. Metodológicamente se estudia el territorio mediante celdas de 250×250 m. El emplazamiento inadecuado de las poblaciones, así como la escasa efectividad de la planificación ante emergencias de las administraciones local y nacional, aparecen como los principales factores que amplifican la vulnerabilidad del área de afectada por el cono de desbordamiento. El régimen pluvial del caudal se adapta al clima tropical de estacionalidad contrastada, así como a la disposición transversal de la terraza +8 m (Holoceno) que actúa como obstáculo al actual flujo de la corriente, constituyendo los factores naturales que amplifican la peligrosidad por inundaciones.

**Palabras clave:** cono de desbordamiento, riesgo natural, vulnerabilidad, dominio tropical, Yaque del Sur, República Dominicana.

**Abstract**

In Dominican Republic, Yaque del Sur river is the second in length, with 236 km, fourth in flow, with 40 $m^3/s$ and third in basin surface (4972 $km^2$). This communication analyses the alluvial dynamics and natural risk due to floods provoked by Yaque del Sur river and its tributary arroyo El Puerto, in the vicinities of Tamayo and Vicente Noble, SW of Dominican Republic, over a 24 $km^2$ area. Methodologically the territory is studied through cells of 250×250 m. The inadequate location of cities, added to a scarce effectiveness of local and national planning for emergency, are the main factors that increase vulnerability of the area affected by the crevasse splay. The pluvial regime discharge is adapted to tropical contrasted season climate, added to a transverse disposition of the +8 m fluvial terrace that acts as an obstacle to the actual flow of current, constitute the natural factors that increase the floods danger.

**Keywords:** crevasse splay, natural risk, vulnerability, Tropical Zone, Yaque del Sur, Dominican Republic.

### Antecedentes y objetivo

La región tropical es una de las que con mayor frecuencia experimenta desastres naturales habitualmente ligados a una alta exposición a fenómenos naturales extremos. Esta circunstancia está en paralelo con la frecuente e inadecuada emplazamiento de los asentamientos humanos. Ello se traduce en un riesgo, no solamente por lo "violento" de los fenómenos tropicales, sino también por la alta vulnerabilidad que induce la deficiente ordenación del territorio. Los riesgos por inundaciones son los que más vidas se cobran, toda vez que se asocian en muchas ocasiones con huracanes, que traen consigo simultáneamente vientos sostenidos e intensidades de precipitación extremas. Estas condiciones fueron ampliamente tratadas por Gallais (1994) a la hora de caracterizar las componentes geográficas y ambientales del dominio tropical.

El entorno del Lago Enriquillo ha sido poco estudiado desde la perspectiva del medio físico y su evolución durante el Cuaternario. Cucurullo (1949) apuntó algunos datos sobre la peculiaridad de los procesos geomorfológicos que ocurrían en lo que él denominó "Hoya de Enriquillo". De la Fuente (1975) recopila la información hidrológica de la Hoya y del río Yaque del Sur. El medio físico, en relación con los aspectos biogeográficos y geomorfológicos, ha sido estudiado más recientemente por Cámara (1997). Por su parte Mann (1984) realizó la diferenciación de niveles de Holoceno Medio referidos a arrecifes coralinos.

El presente trabajo tiene por objetivo identificar y delimitar las morfologías de conos de desbordamien-

to y terrazas aluviales del Holoceno del río Yaque del Sur, así como de su afluente por la margen izquierda, el arroyo El Puerto, mediante la cuantificación de la vulnerabilidad, la peligrosidad y el riesgo natural al que están sometidos los núcleos de población de Vicente Noble y Tamayo en República Dominicana.

**Material y método**

Se ha empleado la hoja topográfica 5971-II de la serie E733, escala 1:50.000 del Instituto Cartográfico Militar, Marina de Guerra de la República Dominicana. Uno de los materiales más relevantes ha sido el par estereoscópico de las fotos del Proyecto MARENA (1983-1984), escala aproximada 1:33.000, de dicho Instituto. Además se han empleado escenas del área LandSat de las décadas 80 y 90, así como una escena SPOT de 1997. Otras fuentes, pero de menor escala, son los mapas topográfico y geológico escala 1:250.000 del SO de la República Dominicana (hoja de Barahona), así como el mapa topográfico escala 1:500.000 del mismo sector.

El método general consistió en la observación de campo, recogida de datos morfosedimentarios, captura y análisis de fotografías terrestres actuales, fotointerpretación del par estereoscópico de 1984, interpretación visual y digital de las imágenes LandSat, elaboración de transectos de vegetación y geomorfológicos escala 1:5.000, así como el análisis de fuentes estadísticas climáticas y demográficas del entorno.

La técnica instrumental específica utilizada para el análisis espacial consiste en la preparación de un conjunto de mapas base para determinar, por una parte, el grado de peligrosidad ante fenómenos extremos, y por otra el grado de vulnerabilidad de los emplazamientos humanos. Este primer análisis ha permitido determinar que las inundaciones son los fenómenos que mayor peligrosidad representan en el área de estudio, en relación con otros como los incendios forestales, los sismos, etc. Para simplificar el análisis se han empleado celdas de tamaño 250×250 m, cuyo resultado ha sido un conjunto de mapas base como son: altimetría, pendientes, dirección de flujos, geomorfológico, infraestructuras, uso y cobertura del suelo, núcleos urbanos, entre otros.

Posteriormente, utilizando la información obtenida en estos mapas base, se genera un mapa de peligrosidad natural por inundaciones (avenidas y encharcamiento). Para ello se asignaron valores de peligrosidad a los elementos del mapa geomorfológico, relacionándolos y acotándolos con los mapas de altimetría, pendientes, flujos y el de uso y cobertura del suelo. Utilizando los mapas base también, y para los dos fenómenos de mayor peligrosidad, se genera el mapa de vulnerabilidad incorporando la susceptibilidad de la componente humana ante la ocurrencia de inundaciones. A partir de los mapas de vulnerabilidad y peligrosidad ya elaborados, mediante una multiplicación celda a celda de los valores contenidos en los mapas de peligrosidad y vulnerabilidad por inundaciones, se obtiene el mapa de riesgo por inundaciones.

El Paso Catuano, localizado en el Parque Nacional del Este (SE de República Dominicana, en Fig. 1), constituye un canal estrecho entre la isla Saona y la costa meridional del extenso sistema de terrazas coralinas embutidas, desarrollado entre +3 y +50 m sobre el nivel del mar actual, y que se apoya sobre el piedemonte de la Cordillera Oriental. Díaz del Olmo y Cámara (1993) han aportado datos referentes a la cronología de dichas terrazas (U/Th), a partir de muestras recogidas en las proximidades de Bayahibe, las cuales arrojan una edad superior a 250.000 años BP para la terraza a +50 m, 240.000 años BP para la terraza a +27 m y 5.000 años BP sobre una superficie emergida a 0.5 m de *grès* (*beach rock*)de playa (Fig. 2).

**Contexto geomorfológico: La “Hoya de Enriquillo” y área de estudio**

La Hoya de Enriquillo: caracterización geológica y morfoestructural

La Hoya de Enriquillo es una depresión de 30×80 km aproximadamente situada en la región intertropical entre los paralelos 18º15'N y 18º30'N y los meridianos 71º50'O y 71º10'O, en el SO de República Dominicana. La mayor parte se deprime hasta 44 m por debajo del nivel del mar en las proximidades del Lago Enriquillo, confiriéndole un carácter particular a todo, tanto a nivel bioclimático como geomorfológico.

Geológicamente esta Hoya conforma un grabben entre las Sierras de Neyba y Bahoruco, al N y al S respectivamente. En esta cuenca sedimentaria, los materiales paleógenos (calizas y margas) y neógenos (molasas continentales y marinas) afloran por el borde N en el contacto con la Sierra de Neyba, mientras que por el límite Sur en el contacto con la Sierra de Bahoruco, dominan los materiales neógenos compuestos por evaporitas, margas, molasas y escasas calizas. Existen materiales que atestiguan la ocurrencia de episodios de vulcanismo pliocuaternario, aunque estos últimos afloramientos son escasos en el área. La Hoya está orlada por un sistema de fallas inversas y normales, de dirección dominante ONO-ESE y NO-SE controlando la disposición general de los macizos de Neyba y Bahoruco, y el desarrollo de depresiones satélite como la Laguna del Limón y Enmedio (Fig. 1). Un sistema conjugado de fallas normales acompaña al sistema general, en dirección SO-NE, de corto reflejo sobre la superficie, pero que favorece el drenaje hacia la depresión desde los grandes macizos.

Morfoestructuralmente, la Hoya de Enriquillo es una depresión del tipo *rift continental* resuelta en un grabben, activa desde el Oligoceno hasta la actualidad. Durante el Holoceno Inferior-Medio, la Hoya era una

prolongación hacia el O de la actual Bahía de Neyba. Hacia el N, S y O, la depresión está orlada por morfologías de acumulación tipo glacis-cono, abanicos aluviales, y por construcciones carbonatadas presentes en secuencias de terrazas coralinas y travertinos.

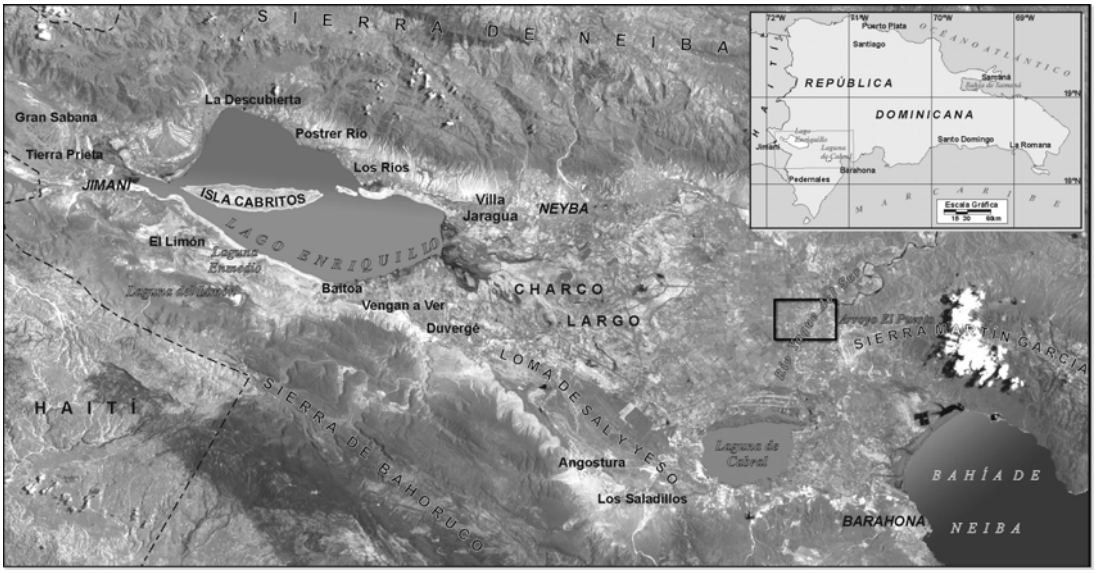



Figura 1. Composición inicialmente en color de los canales 7, 5 y 4 de imagen LandSat 7 ETM+. *Rift continental* del Lago Enriquillo y Laguna de Cabral, mostrando trazo continuo el área de estudio. En cartela superior derecha, se muestra el encuadre de la composición en el contexto de República Dominicana (elaboración propia, 2003).

*Composite of bands 7, 5 and 4 of LandSat 7, ETM+ sensor. Continental rift of Enriquillo Lake and Cabral Lagoon, showing in continuous line the study area. Overview in upper left corner, shows the frame of the composite in the Dominican Republic con*text*. Hipsografía del área estudiada (elaboración propia a partir de ICM, 1989).*

## Río Yaque del Sur y las localidades de Vicente Noble y Tamayo: unidades morfológicas y formaciones aluviales

El río Yaque del Sur es el más importante de todos los que desemboca al Mar Caribe. Es el segundo en longitud, con unos 236 km, cuarto en caudal, con unos 40 $m^3/s$, y tercero en área de cuenca (4.972 $km^2$). La cota máxima alcanzada por una de sus cabeceras es de 2.970 msnm, en el Pico del Yaque de la Cordillera Central. Tiene tres tramos claramente diferenciados (de la Fuente, 1975): alto, desde cabecera hasta la localidad de Villarpando (desde 2.970 a 330 msnm); medio, desde Villarpando hasta la localidad de Tamayo (330 a 20 msnm); bajo, desde Tamayo hasta desembocadura (20 a 0 msnm). El máximo valor que alcanza la red en la cuenca es 5. Su régimen es pluvial adaptado al clima tropical de estacionalidad contrastada. Sus crecidas ocurren durante o inmediatamente después de las intensas precipitaciones que acompañan a fenómenos como huracanes, tormentas tropicales y ondas tropicales (de la Fuente, 1975), coincidiendo mayoritariamente entre octubre y noviembre. Sin embargo, este régimen pluvial está altamente regulado aguas arriba, entre el curso medio del río y el superior. En este sentido, dos importantes embalses almacenan los recursos hídricos del Yaque del Sur: Sabana Yegua, con una capacidad de 493 millones de $m^3$, y Sabaneta, con 77 millones de $m^3$.

Desde el punto de vista morfotopográfico, el área de estudio elegida, de 6×4 km (UTM Datum WGS84: $X_{min}$=265.000, $X_{max}$=271.000; y $Y_{min}$=2.033.000, $Y_{max}$=2.037.000), ubicada al NE del grabben y al SE de la Sierra de Neyba (Fig. 1), destaca por su horizontalidad, su altitud de 26.42 msnm, y queda bajo la influencia directa e indirecta del río Yaque del Sur (Fig. 2). Dos núcleos de población se asientan sobre la llanura de inundación del Yaque en su confluencia con el arroyo El Puerto: Vicente Noble y Tamayo.

El río Yaque del Sur es el principal eje estructurante del área, atravesándola de NE a SO (Fig. 3). El propio río, sus derivaciones y las estructuras de defensa que se han construido sobre su curso son temas de

interés de este trabajo. El área se enclava en el piedemonte de las Sierras Martín García y Neyba. Se trata de cordilleras de plegamiento alpino, principalmente compuestas de calizas y margas.

El área estudiada es compleja, dado que se trata de una cuenca sedimentaria de grandes dimensiones, fracturada por un conjunto de fallas inversas y normales recientes. También ha recibido la influencia reciente de transgresiones del Lago Enriquillo. Coincide en este sector el problema de la captura del río Yaque del Sur por el arroyo Guanarate, el cual le desvió desde su antiguo cauce sito en el actual río Tábara. Los depósitos posflandrienses, por tanto, son aluviales y lacustres, apoyados sobre materiales deltaicos previos a este episodio.

Dos relieves destacan por encima de esta llanura al E y SE respectivamente. Son los denominados Cerros de Arroyo Grande y Loma de la Piedra Prieta. El primero es un bloque de margas levantado por la falla inversa que limita al río Yaque por el S antes de su entrada en la Hoya. El otro son calcarenitas y margas levantadas por el extremo SO del sinclinorio de la Sierra de Martín García.

Las morfologías y formaciones aluviales del río Yaque del Sur y el arroyo El Puerto, donde los elementos característicos son grandes conos de desbordamiento, especialmente aquél sobre el que se apoya la ciudad de Tamayo (Fig. 3). La génesis de este cono está favorecida por la presencia de un sistema de terrazas Holocenas a +8m, una de las cuales se dispone transversalmente al flujo sobre la llanura de inundación durante episodios de crecida, dificultando así la libre circulación de las aguas. Otros elementos de interés, de cara al riesgo natural, son los cauces abandonados del Yaque y las barras de meandro (*point bars*). Durante fenómenos extremos, como huracanes, ondas tropicales estacionarias y vaguadas, en que llegan a registrarse precipitaciones que sobrepasan los 400 mm en 24 horas, la crecida del agua rebasa los diques naturales y artificiales del río, lo que sumado a un manejo inapropiado de los sistemas de embalse situados aguas arriba, provocan episodios de inundación catastróficos en Tamayo. Este fenómeno se repite en las márgenes del río aguas abajo de Tamayo, pero con menor intensidad. Otro hecho que amplifica el riesgo es que un brazo del río deriva hacia el Lago Enriquillo temporalmente, suponiendo pérdidas humanas y materiales no sólo en Tamayo, sino también en las comunidades y cultivos al O de esa ciudad. Al mismo tiempo, el nivel de la lámina de agua del Lago aumenta con estos episodios. Estos efectos también ocurren, aunque con menor intensidad, sobre la Laguna de Cabral.

Algunas manchas de bosque-refugio denso de *Anonna sp*. y *Achrostichium sp.* deben destacarse en los cauces de los conos de desbordamiento debido al efecto pantalla que realizan en los episodios de crecida. En cuanto a la caracterización termopluviométrica, este sector es el más árido de la República Dominicana, y al mismo tiempo el más cálido, esto último favorecido por situarse el conjunto a cotas por debajo del nivel del mar.

La estación termopluviométrica más próxima se sitúa en Tamayo, que en una serie de 40 años (1961-2001) ha registrado una temperatura media anual de 27ºC, y una precipitación de 443 mm. Por otra parte, los valores de ETP y ETR son de los más altos del país, siendo el primero de 1.695 mm/año. Esto indica que existe déficit hídrico durante todo el año.

**Resultados**

La peligrosidad por inundaciones provocadas por el río Yaque del Sur condiciona el riesgo más destacado del área de estudio. Los mayores valores de peligrosidad ocurren en las márgenes y cauces abandonados. Los menores valores de peligrosidad se sitúan en torno al sustrato, por estar a más de 20 m sobre el nivel de base local, y en segundo lugar las terrazas pleistocenas por encontrarse elevadas. Por último, la llanura de inundación distal presenta valores intermedios, por encontrarse relativamente alejada del cauce.

En cuanto a la vulnerabilidad ante inundaciones, los habitantes de Tamayo y Vicente Noble y los de pequeños núcleos periféricos y colindantes son los más expuestos.

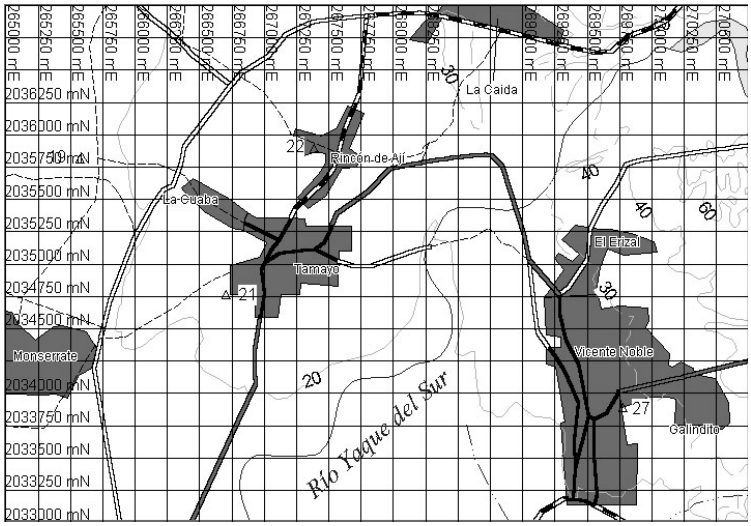



Figura 2. Hipsografía del área estudiada (elaboración propia a partir de ICM, 1989).

*Topographic map of study area.*

La temporada ciclónica, (1 de junio al 30 de noviembre) es el período de mayor tensión. Vicente Noble y Tamayo están sometidos a inundaciones, pero es este último el que más los experimenta, al estar más próximo al río y encontrarse emplazado casi en su totalidad sobre un cono de desbordamiento.

Finalmente, el mapa de riesgo por inundaciones permite conocer la problemática con mayor detalle (Fig. 4). Este tipo de riesgo es más alto, lógicamente, en Vicente Noble, Tamayo, La Caída, Monserrate y núcleos colindantes a estas, pero no es homogéneo en todas las poblaciones, ni tampoco lo es la densidad de valores máximos de riesgo. El riesgo es mayor en Tamayo, por varias razones: encontrarse sobre un cono de desbordamiento con zona apical muy grande sobre la que se asienta una gran parte de la población; estar sometida a las avenidas del Yaque del Sur, que es más extremo; carecer de infraestructuras que mitiguen y deriven el caudal de avenidas; la existencia de una terraza situada aguas arriba de Tamayo y dispuesta transversal-mente a la circulación actual del caudal. Vicente Noble y su periferia están protegidos del Yaque por el bloque de margas levantado que se sitúa al N, pero también se somete a las inundaciones del arroyo del Puerto, el cual es menos extremo que el Yaque. Pero dado que una parte de la ciudad se emplaza sobre un cono de desbordamiento, esto aumenta mucho su vulnerabilidad. Los bloques de margas y calcarenita presentan los valores más bajos de riesgo, al no acoger poblaciones y no estar sometidos a las inundaciones.

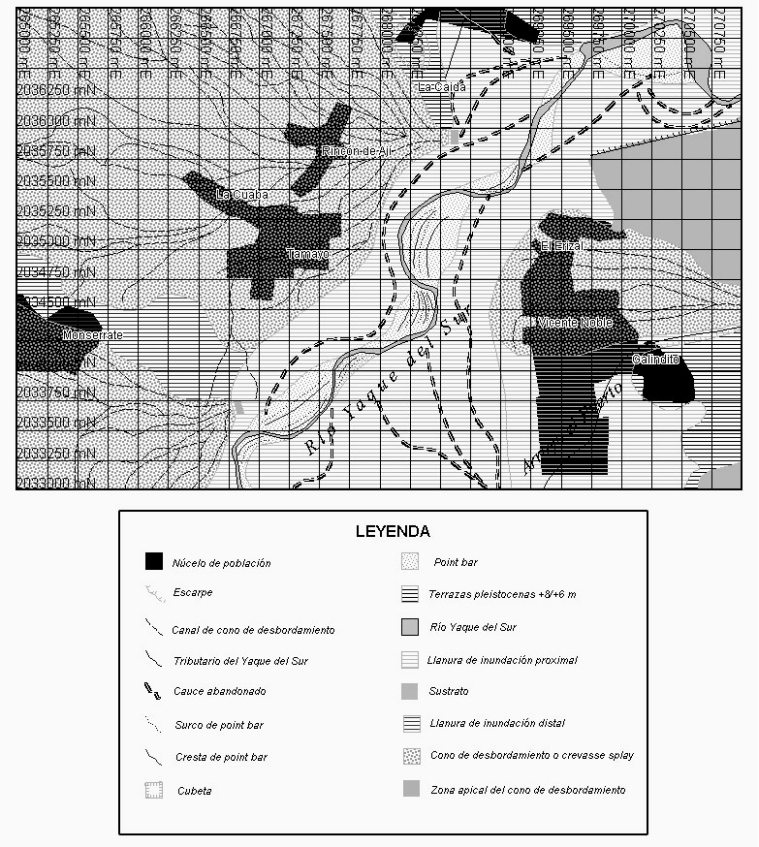



Figura 3. Mapa geomorfológico del área de estudio. Dominan los procesos fluviales, controlados por el río Yaque del Sur y su afluente el arroyo de El Puerto (elaboración propia, 2003).

*Geomorphological map of the study area. Fluvial processes dominate in the area, controlled basically by Yaque del Sur river and its tributary, arroyo El Puerto.*

## Conclusiones

Los análisis geomorfológicos utilizados para la determinación de las morfologías y formaciones aluviales del Holoceno es imprescindible para evaluar el riesgo por inundaciones sobre las poblaciones emplazadas en este tipo de lugares. Asimismo, el análisis de imágenes de satélite de resolución mayor o igual a 30 m es una técnica complementaria que permite inferir, a partir de la vegetación, morfologías que con la fotointerpretación pueden pasar desapercibidas, o simplemente corroborar lo interpretado en el par.

El método de simplificación del área de estudio mediante celdas de 250×250 m, resulta conveniente para igual a 24 km$^2$. Sin embargo, para un análisis detallado de una ciudad, por ejemplo, Tamayo o Vicente Noble, sería necesario reducir el tamaño de la celda a dimensiones inferiores a 30×30 m, a fin de obtener una caracterización más detallada del riesgo por barrios, incluso por manzanas.

El área de estudio presenta alto riesgo por inundaciones, especialmente la localidad de Tamayo y algunos de los núcleos que la rodean, como son La Caída y Monserrate. La capacidad de esta localidad para hacer frente a situaciones de emergencia es muy escasa, por lo que es necesario que la administración, tanto la local como la nacional, asuman este problema como de alta prioridad, planificando más efectivamente la respuesta ante estas situaciones de emergencia y construyendo las infraestructuras necesarias para amortiguar los

efectos de las inundaciones. El 22-IX-1998, un número aun no determinado de moradores de esta localidad, perdieron la vida durante la crecida que sucedió al paso del huracán Georges, en que se registraron precipitaciones de más de 400 mm en 24 horas. Valores absolutos como éste son habituales con episodios meteorológicos extremos, lo que sumado a una administración impropia de los embalses en el río aguas arriba, podría amplificar la peligrosidad y, por tanto, el riesgo por inundaciones al que está sometido Tamayo. El mayor riesgo de esta localidad es provocado por: encontrarse sobre un cono de desbordamiento con zona apical muy grande sobre la que se asienta gran parte del núcleo; estar sometida a las avenidas del Yaque del Sur, que es más extremo en el área de estudio; carecer de infraestructuras mitiguen y deriven el caudal de avenidas; la existencia de una terraza situada aguas arriba de Tamayo y dispuesta transversalmente a la circulación actual del caudal.

**Agradecimientos**

1) Estudio Ecodinámico del Parque Nacional Lago Enriquillo: Bases Para el diseño de un Plan de Uso y Gestión. Proyecto Conjunto de Investigación. AECI (2000-2003); 2) Grupo de Investigación Cuaternario y Geomorfología. RNM 273. (PAI); 3) Humedales Tropicales y Subtropicales: pasado, presente y futuro. Coloquio Internacional de Humedales. Fundación Biodiversidad (2002-2003); y 4) Sistema Ecodinámico para la Evaluación y Gestión del Medio Natural Tropical: Transferencia de Resultados de Investigación Aplicada a la Conservación de los Recursos Naturales. Proyecto de Ayuda a la Investigación Internacional. Oficina de Transferencia de Resultados de Investigación de la Universidad de Sevilla (OTRI-US) (2002-2004).

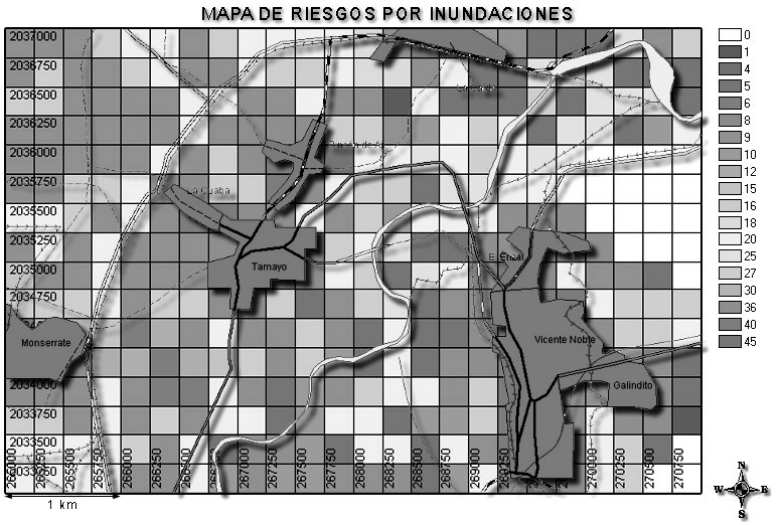



Figura 4. Mapa de riesgo por inundaciones en cuadrícula simplificada mediante celdas 250×250m (elaboración propia, 2003).

*Flood risk map represented in cells of 250x250m size.*

**Referencias**

Cámara Artigas, R. (1997). *Paisajes naturales tropicales y cambios ambientales en República Dominicana: ecodinámica insular de bosques, sabanas y litorales.* Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Sevilla. Sevilla.

Cucurullo, O. (1949). La Hoya de Enriquillo. En: D. Pagán Perdomo (1993). *Obras escogidas*. Sociedad Dominicana de Geografía, Vol. XX. Santo Domingo.

De las Casas, Bartolomé (1522). Apologética Historia. En: M. Rueda (1988): *Oviedo Las Casas, crónicas escogidas*. Ediciones de la Fundación Corripio. Santo Domingo.

De la Fuente, S. (1975). *Geografía Dominicana*. Ed. Colegial Quisqueyana. Santo Domingo.

De Pedraza Gilsanz, J. (1996). *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones*. Rueda. Madrid.

Dirección General de Minería; Instituto Geográfico Universitario. Bundensanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (1991). *Mapa Geológico de la República Dominicana escala 1:250.000*. BGR. Hannover.

Gallais, J. (1994). *Les tropiques, terres de risques et de violence*. A. Colin. Paris.

Incháustegui, S., Gutiérrez, W., Rivas, V., Álvarez, V., Núñez de Ricart, N. y Bonelly de Calventi, I. (1977). Notas sobre la ecología del Lago Enriquillo en 1977. En: I. Bonelly de Calventi, ed. *Conservación y Ecodesarrollo*. Centro de Investigaciones de Biología Marina (CIBIMA). Universidad Autónoma de Santo Domingo. Santo Domingo.

Instituto Cartográfico Militar (1989). *Serie E733 de Mapas Topográficos; escala 1:50.000*. Inst. Cart. Militar. Sto Domingo.

Mann, P., Mc Laughlin, P.P. y Cooper, C. (1991). Geology of the Azua and Enriquillo basins, Dominican Republic: (2) Structure and tectonics. En: *Geologic and Tectonic Development of the North America Caribbean Plate Boundary in Hispaniola*. *The Geological Society of America Bulletin, Special Paper*, 262, 367-389.

Mann, P., Taylor, F.W., Burke, K. y Kulstad, R (1984). Subaerially exposed Holocene coral reef, Enriquillo Valley, Dominican Republic. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1084-1092.

Proyecto Marena (1983-1984). *Fotos aéreas de la República Dominicana*. Instituto Cartográfico Militar. Santo Domingo.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# UNA APROXIMACIÓN A LA DISTRIBUCIÓN DE DUNAS Y MANTOS EÓLICOS DE TIERRA DE PINARES (SURESTE DE LA CUENCA DEL DUERO)

## An approximation to Tierra de Pinares eolian sand-sheets and dunes distribution (Southeast of Duero Basin)

(1) M. Bernat Rebollal, (2) A. Pérez-González y (1) A. Iglesias López

(1) Instituto Geológico y Minero de España. C/Ríos Rosas 23. 28003 Madrid.
(2) Universidad Complutense de Madrid. Avda Complutense s/n. 28040 Madrid.

m.bernat@igme.es

**Resumen**

Se presenta la distribución espacial de los mantos eólicos y campos de dunas del sureste de la cuenca del Duero y un análisis de sus características geomorfológicas más significativas. Destaca el predominio de las formas dunares parabólicas simples y compuestas, formándose estas últimas principalmente por unión de varias formas simples. El predominio de estas formas sugiere unas condiciones de formación del sistema eólico con cubierta vegetal presente aunque bastante abierta. Se pone de manifiesto que el sistema eólico se hace más húmedo en su parte oriental debido a la proximidad o afloramiento del nivel freático en superficie, apareciendo numerosas áreas interdunares húmedas con láminas de agua temporales y permanentes. Finalmente, en la parte más oriental del sistema, existen procesos eólicos actuales con formación de ripples eólicos y blowouts, así como caras de avalancha esporádicamente activas.

**Palabras clave:** Cuenca del Duero, mantos eólicos, campos de dunas, parabólicas y *blowouts*, áreas húmedas interdunares.

**Abstract**

This paper shows spatial distribution and principal geomorphologycal characteristics of eolian sand-sheets and dunefields in southeast of Duero basin. Simple and compound parabolic dunes predominate, last ones formed by merging of simple dunes. Predominance of parabolic forms suggests that eolian system was originated under open vegetation cover conditions. Eastern zone of the eolian system is wetter because of shallow water table and wet interdune areas appears with temporary or permanent water. Finally, in eastern zone of the system, eolian processes exist at the present with eolian ripples and blowout formation, active sporadically slipfaces are present too.

**Key ords:** Duero Basin, eolian sand-sheets, dunefields, parabolic and blowouts, wet interdune areas.

### Introducción

El objeto del estudio es presentar la distribución espacial de los mantos eólicos y campos de dunas de Tierra de Pinares. Se analiza la posición geomorfológica, los tipos de dunas, la naturaleza de las áreas interdunares, así como la relación espacial entre los distintos cuerpos dunares y el resto de elementos morfogenéticos de su entorno más próximo. Por otra parte, este trabajo se enmarca en la Tesis Doctoral que está realizando el primero de los firmantes sobre los depósitos eólicos de la cuenca del Duero.

### Metodología

En primer lugar se ha realizado una aproximación a la zona de estudio mediante una revisión de la bibliografía existente y la realización de un mapa geomorfológico síntesis a partir de los mapas geomorfológicos de la serie Magna a escala 1:50.000 del IGME y cartografías de elaboración propia. Mediante el uso de mosaicos de fotografías aéreas (Vuelo Americano, año 1956) se han trazado los límites de los campos de dunas y a continuación se ha procedido a realizar una cartografía geomorfológica detallada de las áreas más significativas. Finalmente, se ha realizado un trabajo de campo que ha consistido en la comprobación de la cartografía realizada en fotografía aérea, la toma de datos morfométricos de las formas dunares y la visita de afloramientos.

**Antecedentes**

Las dunas y arenas eólicas de la cuenca del Duero forman el complejo eólico más importante de la España interior, ocupando centenares de $km^2$, desde los sectores centrales de la Cuenca hasta casi el pie del Sistema Central y alcanzando su máxima extensión en Tierra de Pinares. A estos arenales conocidos desde mediados del siglo XIX (Casiano del Prado, 1854; Cortázar, 1881) se les atribuía un origen fluvial, pero es Hernández-Pacheco (1923) quién asigna inequívocamente al viento su formación. Años más tarde, Bravard (1965), reconoce también la capacidad de deflación y transporte por el viento de las arenas.

A partir de los años 70, se inician trabajos y cartografías geológicas o geomorfológicas sobre estos depósitos (Aleixandre *et al.*, 1971; Casas y Leguey, 1971; Casas *et al*., 1972), pero son los trabajos edáficos y sedimentológicos de Alcalá del Olmo (1972 y 1974) los que aportan las mayores precisiones texturales y mineralógicas. Las cartografías geomorfológicas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (del Olmo y Gutiérrez Elorza, 1979; Portero *et al*., 1979-81; Olivé y Gutiérrez-Elorza, 1982) también han establecido mejor los límites y posición geomorfológica de las dunas y mantos eólicos en la cuenca del Duero. Finalmente, destacan los trabajos de Temiño *et al.* (1997), Díez Herrero y Bateman (1998) y García Hidalgo *et al*. (2002) por sus interpretaciones sedimentológicas y dataciones de la parte más oriental del sistema eólico.

**Localización de la zona de estudio**

Los depósitos eólicos del suroeste de la cuenca del Duero se encuentran fundamentalmente en la comarca natural de Tierra de Pinares, a lo largo de las provincias de Ávila, Segovia y Valladolid. La expresión cartográfica del conjunto de los depósitos eólicos tiene morfología triangular con el lado mayor alargado en la dirección NE-SO, quedando limitados hacia el oeste con el río Zapardiel, mientras que por el Norte se encuentran a lo largo de la llanura aluvial del río Duero hasta su confluencia con el río Duratón en Peñafiel, trazando este último el límite oriental de los depósitos. Estos arenales se encuentran recubriendo tanto las zonas de campiña como los altos páramos del interior de la cuenca.

**El sistema eólico**

Las arenas que forman el sistema eólico están compuestas, en general, por un 62,5 % de cuarzo, un 35 % de feldespatos y un 2,5 % de fragmentos de rocas y micas (Alcalá del Olmo, 1972-74; Casas *et al.*, 1972) y se han venido interpretando como producto de la removilización eólica, debida a vientos procedentes del SO y del O, de las terrazas cuaternarias y arcosas miocenas (Pérez González, 1982). Las únicas dataciones realizadas en la parte más oriental del sistema eólico (Temiño *et al*., 1997; Díez Herrero y Bateman, 98) indican una edad del Pleistoceno Superior a Holoceno (12-7 ka B.P.).

El sistema eólico de Tierra de Pinares está caracterizado por dos medios morfosedimentarios principales, los mantos eólicos y los campos de dunas.

**Mantos eólicos**

Como se observa en el mapa geomorfológico de síntesis (Fig. 1), los mantos eólicos o “sand sheets” son los depósitos más abundantes en la Tierra de Pinares. Se trata de acumulaciones de arena con superficies planas o ligeramente onduladas y que recubren las irregularidades del terreno o substrato con espesores que oscilan entre los pocos centímetros hasta los 4-5 m. En ellos pueden aparecer de forma aislada cuerpos dunares con morfología poco significativa y cubetas de deflación (“*blowouts*”) de tamaño variable. Las fluctuaciones del nivel freático próximo a la superficie favorece la formación de zonas con encharcamientos temporales o permanentes en el seno de algunas cubetas de deflación principalmente en los arenales más orientales.

En la parte septentrional, los mantos eólicos aparecen asociados a las llanuras de inundación y terrazas bajas de los ríos Eresma, Duero y Pisuerga, tratándose en general de depósitos de poco espesor (0,5-2,0 m). Su posición geomorfológica indicaría un origen relativamente reciente (Holoceno) y sus áreas fuente más probables serían los depósitos fluviales, sin descartarse en la parte más occidental áreas fuentes más lejanas (Facies Tierra de Campos y Serie detrítica eo-oligocena).

El análisis geomorfológico detallado de los arenales que recubren los páramos ha permitido apreciar una serie de hechos significativos que confirman a los depósitos detríticos de las campiñas como el área fuente de estas acumulaciones eólicas.

- En la parte occidental de los páramos, las arenas eólicas se encuentran recubriendo las cuestas llegando incluso a formar dunas trepadoras de morfología parabólica y transversa que señalan vientos constructores del oeste y suroeste.

- Los campos de dunas más importantes se encuentran próximos a los bordes occidentales de los páramos, en continuidad de los arenales que ascienden recubriendo las cuestas. Estos campos de dunas presentan cuerpos dunares de diversas morfologías que siempre señalan vientos constructores procedentes del oeste y suroeste.
- Los arenales más orientales situados sobre el páramo se encuentran próximos a grandes valles abiertos hacia el oeste como es el caso del valle del río Henar, en cuyos márgenes aparecen manchas de arenas eólicas.
- Los espesores de los mantos eólicos disminuyen progresivamente de oeste a este, oscilando entre los 1-2 m hasta los 0,2-0,3 m en los depósitos más orientales.
- La naturaleza de las arenas eólicas de los páramos es silícea, al igual que en las zonas de la campiña, sin que apenas existan componentes carbonáticos que sugieran un área fuente local (calizas miocenas).

Los principales mantos eólicos de la cuenca se encuentran en el núcleo de la Tierra de Pinares, apareciendo como extensas superficies arenosas atravesadas por los ríos Eresma, Pirón y Cega y limitados al N por el páramo de Cuéllar, mientras que su borde S lo constituye el macizo de Nieva. Estos arenales son los que tienen mayores potencias medias (3-4 m) y es donde se van a desarrollar los campos de dunas más espectaculares de la cuenca.

**Campos de dunas**

A continuación se resumen las características más significativas de los principales campos de dunas del sureste de la cuenca del Duero.

1.- *Campo de dunas del páramo y cuestas de la Parrilla*

Contiene numerosas dunas parabólicas (simples y compuestas) y en menor medida transversas de cresta sinuosa. Las dunas parabólicas simples son del tipo semicircular o *hemicyclic* (McKee, 1979; Pye, 1993) en su mayoría asimétricas con mayor desarrollo del brazo situado al N o NO de la depresión interna. También se observan sobre las cuestas dunas remontantes con morfologías transversa-sinuosa y dunas parabólicas. Además, existe una sobreimposición entre cuerpos dunares en el centro y NE del campo con abundantes obliteraciones y reducción del espacio interdunar.

2.- *Campo de dunas del Páramo de Montemayor de Pinilla (al SE del anterior)*

Se trata de un campo de dunas con predominio de dunas parabólicas alargadas (*elongate parabolic*) de Pye (1993) con brazos paralelos o subparalelos y alguna duna longitudinal degradada. Se observa cierta asimetría en dunas con mayor desarrollo del brazo situado al N o NO de la depresión interna.

3.- *Campo de dunas al N de Arévalo*

Hay numerosas dunas parabólicas compuestas alargadas y simples del tipo semicircular. Las crestas de las dunas se encuentran muy degradadas y aplanadas por la erosión, llegando a aflorar el horizonte Bt del suelo en las crestas situadas en tierras de cultivo.

4.- *Campo de dunas de Mudrián*

Se trata de un campo de dunas con dos concentraciones de dunas, la primera de ellas más abierta (dunas dispersas) a unos 2,5 km al O-NO de Mudrián y la segunda al S-SO de esta población. En las áreas interdunares cerradas por los cuerpos dunares, se llegan a desarrollar áreas de deflación con encharcamientos temporales y formación de navas. Predominan las dunas parabólicas y transversas con crestas sinuosas, aunque también existe algún barján muy degradado en el borde externo del campo de dunas.

5.- *Campo de dunas de Sanchonuño-Hontalvilla-Lastras de Cuéllar*

Este campo de dunas está dividido por el río Cega en dos partes de extensión similar. Contiene una gran cantidad y variedad de formas en su mayoría relictas pero también esporádicamente activas, destacando en este sentido los procesos de deflación-acumulación con formación de *blowouts* en los arenales deforestados. Los cuerpos mayores son dunas parabólicas semicirculares. Existen dunas parabólicas y transversas que contienen en sus flancos de barlovento formas de distinta morfología (crestas parabólicas y transversas), configurando en su conjunto dunas complejas. Un caso especial de estas últimas son las rampas parabólicas complejas (García-Hidalgo *et al*., 2002), muy abundantes en la parte más septentrional del campo de dunas, que consisten en cuerpos parabólicos con frentes más o menos lobulados, sin depresión interna y con el flanco a barlovento formado por sucesivas crestas

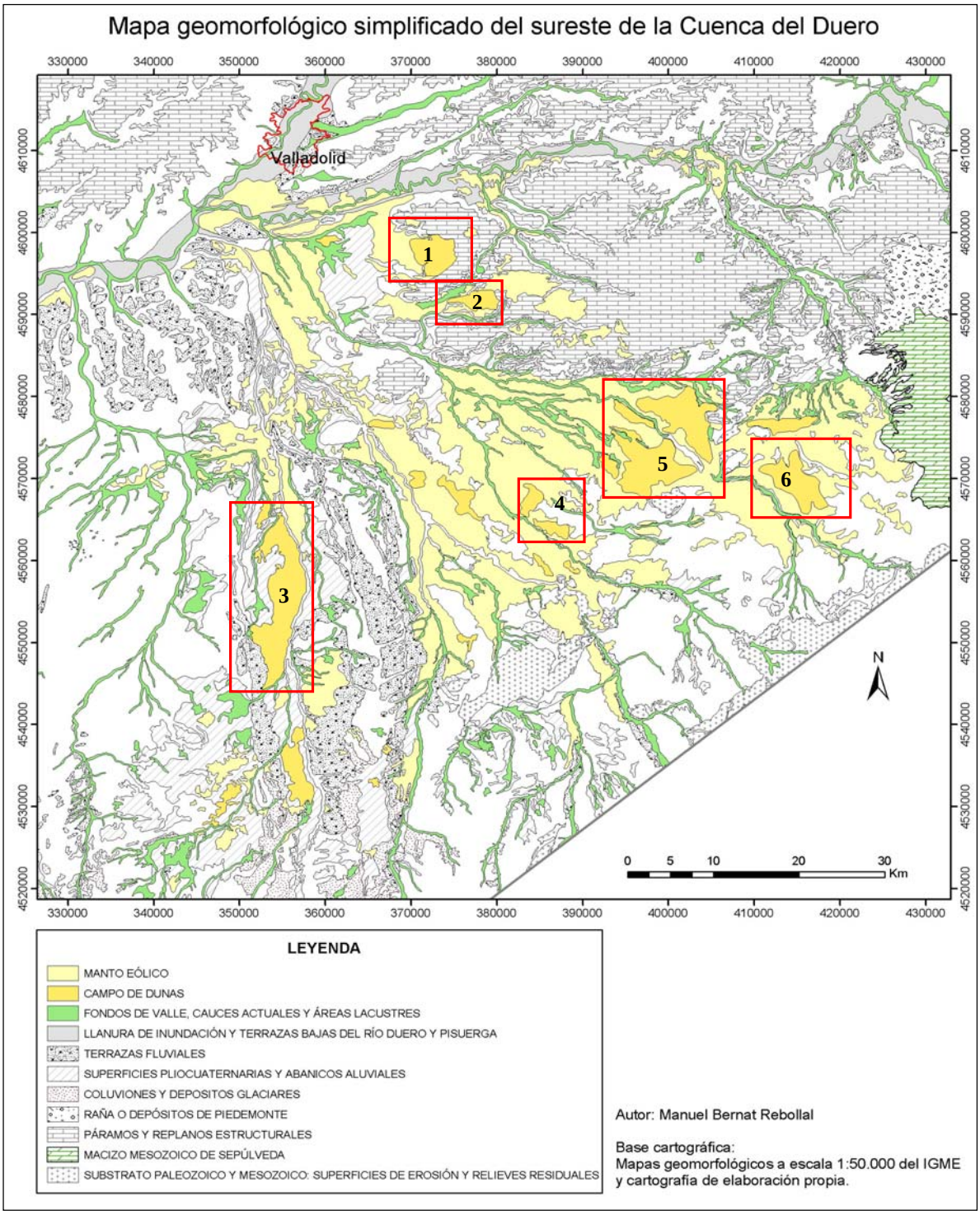



Fig. 1: Mapa geomorfológico del sureste de la cuenca del Duero. Campos de dunas: 1- Páramo y cuestas de la Parrilla; 2- Páramo de Montemayor de Pinilla; 3- Norte de Arévalo; 4- Mudrián; 5- Sanchonuño-Hontalvilla-Lastras de Cuéllar; 6- Cantalejo.

*Geomorphologic map of the southeastern Duero Basin. Dune fields: 1-paramo and cuestas of la Parrilla; 2-paramo of Montemayor de Pinilla; 3- N of Arévalo; 4- Mudrián; 5- Sanchonuño-Hontalvilla-Lastras de Cuellar; 6- Cantalejo.*

de dunas parabólicas y transversas. En el borde O y SO del campo dunar, existen barjanes de pequeñas dimensiones. Además, se observan numerosos contactos y solapamientos entre los distintos cuerpos dunares que producen cierres de los espacios interdunares, su transformación en depresiones lineales e incluso su desaparición.

6.- *Campo de dunas de Cantalejo*

Es un campo de dunas poco extenso y alargado en la dirección E-O, pero que contiene acumulaciones importantes de arena. Predominan las dunas tranversas de crestas sinuosas con caras de avalancha activas y depresiones erosivas (*blowouts*) recientes, formados sobre cuerpos dunares y arenales (áreas interdunares secas y mantos eólicos adyacentes al campo de dunas). En la zona más oriental, existen zonas interdunares más o menos cerradas con áreas o surcos de deflación que tienen encharcamientos temporales o permanentes en las que se forman navas y lagunas como la de Navalayegua.

**Discusión y conclusiones**

La diferencia de tamaño entre los cuerpos dunares sobre los páramos y los situados sobre las áreas de campiña es notable, siendo estos últimos mayores y sucediendo lo mismo con las potencias medias de los mantos eólicos. Una de las causas de esta diferencia sería el menor aporte de arena sobre los páramos, ocasionado por la mayor dificultad del viento en su transporte al tener que salvar un desnivel topográfico con fuertes pendientes y aumentar la velocidad umbral necesaria para movilizar los granos de arena; y aunque también es cierto que la velocidad y rafagosidad del viento se incrementan con la altitud, esto podría favorecer los procesos destructivos de las formas dunares frente a los constructivos.

En estos campos de dunas predominan las formas parabólicas, tanto simples como compuestas, las cuales suelen mostrar cierta asimetría con mayor desarrollo (en la mayoría de los casos) del brazo o los brazos situados al N o NO de la depresión central; esto se relaciona con diferencias en el aporte de sedimento debido a variaciones locales de las áreas fuente y/o a modificaciones en la dirección del viento constructor. Las morfologías de las dunas compuestas y complejas con “trazas de adhesión-superposición” indican que se formarían por fusión y amontonamiento de dunas simples. En el caso de las compuestas del tipo alargado, muy abundantes en la zona de Arévalo, lo harían por evolución de un único cuerpo que se estiraría en la dirección del viento dominante y cuyos brazos principales se bifurcarían, mediante profundos surcos de deflación, en varios brazos paralelos o subparalelos; en este sentido, todavía se aprecian brazos en un estado de separación incipiente al estar prácticamente divididos por surcos de deflación.

Las dunas de tipo longitudinal son escasas. Su disposición y relación con otras formas dunares sugiere que podrían ser producto de la degradación de formas parabólicas alargadas por avance y deflación del frente convexo, mientras que los brazos fijados por vegetación se transformarían en dunas longitudinales.

En general, las crestas de las dunas se encuentran muy aplanadas por la erosión, pero en la parte más oriental también existen crestas con la morfología original mejor conservada que suelen ir asociadas a caras de avalancha con pendientes próximas al equilibrio (22º-24º) y que podrían ser esporádicamente activas. En esta zona oriental también se aprecia la formación actual de ripples eólicos y depresiones de erosión sobre los arenales (mantos eólicos y áreas interdunares secas) y flancos de dunas con escasa cubierta vegetal.

Los campos de dunas desarrollados sobre los páramos y la parte occidental de la campiña carecen de áreas interdunares húmedas, sin embargo, estas áreas se incrementan paulatinamente hacia el E. Para esta zona mas oriental, García-Hidalgo *et al.* (2002) proponen la acumulación de los depósitos eólicos en un sistema eólico húmedo, controlado por la presencia y oscilación de un nivel freático próximo a la superficie que condicionaría los períodos de deflación y acumulación eólica, al tiempo que existiría un control de la morfología dunar por parte de las láminas de agua permanentes. Sin embargo, la red de drenaje actual y las áreas lacustres parecen adaptarse a las formas previamente establecidas, es decir, a las dunas, espacios interdunares y surcos o áreas de deflación.

El predominio de las formas parabólicas a lo largo de todo el sistema eólico sugiere unas condiciones de formación con vegetación presente aunque bastante abierta, tal y como sucede actualmente en zonas parcialmente vegetadas y de climas fríos (Livingstone y Warren, 1996) o incluso templado húmedas como la costa del noroeste peninsular (Flor, 1983 y 1992). Por otro lado, los vientos que intervinieron en la construcción dunar, serían principalmente los de componente O y SO, también predominantes hoy en día.

Finalmente, se aprecia una mayor actividad eólica actual en la parte más oriental del sistema, cuya intensidad podría variar anual o estacionalmente en respuesta a cambios en el régimen de vientos, la cubierta vegetal y el contenido en humedad del suelo.

## Referencias


Alcalá del Olmo, L. (1972). Estudio sedimentológico de los arenales de Cuéllar (Segovia). *Estudios Geológicos*, 28, 345-358.

Alcalá del Olmo, L. (1974). *Estudio Edáfico-sedimentológico de los Arenales de la Cuenca del Duero*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Complutense de Madrid.

Aleixandre, T., Benayas, J. y Guerra, A. (1971). Procesos de movilización del hierro en algunos suleos de la región central española. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 30, 1095-1111.

Bateman, M.D. y Diez Herrero, A. (1999). Thermoluminiscence dates and palaeoenvironmental information of the late quaternary sand deposits, Tierra de Pinares, Central Spain. *Catena*, 34, 277-291.

Bravard, Y. (1965). Notas morfológicas sobre la Tierra de Pinares Segoviana. *Estudios Geográficos*, 27, 107-142.

Casas, J.; Leguey, S. y Rodríguez, J. (1972). Mineralogía y sedimentología de los arenales que recubren el Terciario entre los ríos Pirón y Voltoya (Segovia). *Estudios Geológicos*, 28, 287-296.

Cortázar, D. (1891). Descripción física y geológica de la provincia de Segovia. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 17, 190-198.

Díez Herrero, A. y Bateman, M.D. (1998). Interpretación paleoambiental y datación mediante luminiscencia del manto arenoso de la Tierra de Pinares oriental (Segovia). *Geogaceta*, 24, 107-110.

Flor, G. (1983). El complejo de dunas eólicas de la playa de Frouxeira (Meiras-Valdoviño, La Coruña). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 6, 155-187.

Flor, G. (1992). Tipología, catalogación y tendencias de los procesos de erosión/sedimentación en los campos dunares de la costa de Galicia (NW de España). *Thalassas*, 10, 9-39.

García-Hidalgo, J. F., Temiño, J. y Segura, M. (2002). Holocene eolian sediments on the southern border of the Duero basin (Spain): Origin and development of an eolian system in a temperate zone. *Journal of Sedimentary Research*, 72, 30-39.

Hernández-Pacheco, F. (1923a). Sobre médanos en Segovia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 23, 217.

Hernández-Pacheco, F. (1923b). Las arenas voladoras de la provincia de Segovia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 23, 211-216.

Livingstone, I. y Warren, A. (1996). *Aeolian geomorphology: An Introduction*. Longman.

McKee, E. D. (1979). Introduction to a study of global sand seas. En: E.D. McKee, ed. *A global Study of Sand Seas. US Geological Survey Prof. Pap.* 1052.

Olivé, A. y Gutiérrez Elorza, M. (1982). *Mapa Geomorfológico (escala 1:50.000). Arévalo (Nº 455*. I.T.G.E. (MAGNA).

Olmo, P. del y Gutiérrez Elorza, M. (1979). *Mapa Geomorfológico (escala 1:50.000). Valladolid (Nº 372/16-15)*. I.T.G.E. (MAGNA).

Pérez González, A. (1982). El Cuaternario de la región central de la cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos. *Actas de la 1ª Reunión sobre la Geología del Duero*, 717-740. I.G.M.E. Salamanca 1979.

Portero García, J. M., Carreras Suárez, F., Olivé, A. y Gutiérrez Elorza, M. (1979). *Mapa Geomorfológico (escala 1:50.000). Olmedo (Nº 428/16-17)*. I.T.G.E. (MAGNA).

Portero García, J. M. y Gutiérrez Elorza, M. (1981). *Mapa Geomorfológico (escala 1:50.000). Portillo (Nº 400/16-16)*. I.T.G.E. (MAGNA).

Pye, K. (1993). Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment*., 16, 23-44.

Temiño, J., García-Hidalgo, J. F. y Segura, M. (1997). Caracterización y evolución geológica del sistema dunas-humedales de Cantalejo (Segovia). *Estudios Geológicos*, 53, 135-143.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# FASES DEL SISTEMA PALUSTRE HOLOCENO DEL MANTO EÓLICO LITORAL DE ABALARIO-DOÑANA (MELAD). EL CASO DE LA LAGUNA DE ANA

**Wetlands holocene evolution of littoral of Abalario-Doñana sandsheet. Ana´s pool example**

(1) C. Borja Barrera, (1) F. Díaz del Olmo, (1) R. Cámara Artigas y (2) F. Borja Barrera

(1) Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla s/n. 41004 Sevilla.

(2) Área de Geografía Física. Departamento de Historia II. Universidad de Huelva. Campus del Carmen. Avda. Fuerzas Armadas s/n. 21007 Huelva.

cesarborja@us.es; fax 954 55 69 88

**Resumen**

Partiendo del análisis del funcionamiento actual de uno de los humedales integrantes del Manto Eólico Litoral de Abalario-Doñana (laguna de Ana), se caracterizan los principales parámetros que determinan su funcionamiento (modelado, formaciones superficiales, dinámica hídrica superficial y subsuperficial y vegetación). Se constatan fases de evolución y se discute una cronología Pleistoceno Superior (fase de dunas parabólicas), Holoceno Inferior-Medio (fase palustre) y Holoceno Superior-actual (fase palustre actual).

**Palabras clave**: sistema palustre, Holoceno, manto eólico litoral, Abalario-Doñana, laguna de Ana.

**Abstract**

The study of modern hydrological functioning in Ana pool, part of the large Abalario-Doñana Littoral Aeolian Sandsheet wetland complex, allows the analysis of four main parameters: forms, superficial deposits and both hydrological (superficial and underneath surface) and vegetational dynamics. Three different episodes have been identified and their chronology discussed. The sequence proposed here is a first episodes during Pleistocene-Holocene (parabolic dunes phase), Lower-Mid Holocene (second paludal phase) and Late Holocene (modern paludal phase).

**Key words**: wetland system, Holocene, littoral aeolian sandsheet, Abalario-Doñana wetland complex, Ana pool.

## Introducción

Los humedales litorales constituyen uno de los medios naturales más complejos dentro los ecosistemas acuáticos. Su condición de área de contacto entre los ámbitos terrestre y acuático se ve aumentada en este caso por ubicarse además, en una zona de transición entre los medios continental y marino. En este caso, mientras que para los humedales estrictamente costeros su génesis y evolución puede evidenciarse a partir de la estrecha relación que éstos mantienen con la fluctuación del nivel del mar y con los procesos continentales derivados de estos cambios, para los humedales litorales vinculados a mantos eólicos, como los analizados en este trabajo, el establecimiento de su génesis y su evolución constituye una cuestión poco esclarecida en todos sus extremos.

Desde la perspectiva de la evolución geomorfológica es necesario tener presente dos aspectos bien diferenciados en los sistemas palustres: por una parte, los *mantos eólicos litorales* o formaciones individualizadas de arenas eólicas que constituyen una cobertera sedimentaria dispuesta sobre un substrato al cual fosiliza (Borja y Díaz del Olmo, 1996), y, por otra, el *complejo palustre* o conjunto de lagunas vinculadas a un determinado sistema morfogenético, en este caso, al eólico, y a una misma unidad hidrogeológica de referencia (Borja y Borja, 2000). Además, hay que tener en consideración que estamos analizando un sistema natural donde el propio modelado de los mantos eólicos, condicionados principalmente por el tipo de dunas que desarrollan, determina de manera notable la presencia y el progreso de las geoformas depresionarias y de las formaciones superficiales imprescindibles para el desarrollo del conjunto de lagunas que componen el sistema palustre como tal.

El *Manto Eólico Litoral de Abalario-Doñana* (MELAD) se considera como un cuerpo de sedimentos que puede presentar modelados diversos, dependiendo de los distintos factores morfogenéticos que intervengan

en su configuración (factores eólicos: dunas y cubetas deflactadas; factores aluviales: arroyada, aluvionamientos, etc; y factores palustres: lagunas, encharcamientos, etc). Las investigaciones de los últimos años permiten identificar diferentes sectores en función de su dinámica actual (Borja, 1988, 1992a, 1992b y 1997; Borja y Díaz del Olmo, 1987, 1992, 1994a y 1996; Borja *et al*. 1999; Borja y Pérez-González, 2001; Gómez Ponce y Borja, 2001; Dabrio *et al*. 1996; Montes *et al*., 1998; Zazo *et al.*, 1999). Así se reconoce un sector del MELAD con rasgos fitoestables asociables a una cronología Pleistoceno Superior-Holoceno, el cual coincide con el área de El Abalario; además de un sector de carácter semiestable y otro de dunas activas (Holoceno Medio-Superior), los cuales tienen su mayor ámbito de expresión en el área de Doñana; estas dunas semiestables y activas quedarían vinculadas a las fases morfogenéticamente activas desde el punto de vista eólico coincidiendo, en términos generales, con los momentos post-flandrienses.

Al respecto de la génesis y evolución del complejo palustre parece necesario afinar en el establecimiento más detallado de la secuencia evolutiva del citado complejo palustre, de sus fases y sus cronologías relativas dentro del Holoceno, desde la perspectiva del análisis de las formaciones superficiales vinculadas a estos sistemas naturales, así como de su interpretación desde el enfoque ecodinámico.

## Área de estudio

El desarrollo del estudio se ha centrado sobre diversas lagunas del MELAD (Río Loro, Jiménez, Redonda de Jiménez, Norte de la Vaca, Charco del Toro, Hermanillos...), especialmente en la laguna de Ana (Borja, C., en preparación). El MELAD se localiza en el extremo suroccidental de la provincia de Huelva (SO de España), en el interfluvio de los ríos Guadalquivir y Tinto. Queda limitado en su flanco norte por el arroyo de la Rocina y al oeste por la Marisma y Vera de Doñana, mientras que su extremo NW coincide con el meridiano determinado por la población de Mazagón. En él se reconocen cinco unidades. La más antigua de todas corresponde al *Bajo Manto Eólico* (BME) en el que el modelado dunar asociado a vientos de dirección ONO hoy día es prácticamente irreconocible, salvo la presencia de algunas dunas parabólicas. Por encima de éste y separados por un frente dunar se sitúa el *Alto Manto Eólico* (AME) en el que se reconocen morfologías de paleodunas de tres tipos principales: parabólicas, transversales y mixtas asociadas a vientos dominantes del SO. El AME se divide en dos subunidades, el AME *Húmedo* y el AME *Seco*, radicando la principal diferencia entre ambos en la existencia en el primero de ellos de la mayor parte del complejo palustre. Completan la serie el *Manto Eólico de Dunas Semiestables* en el que se reconocen dunas parabólicas originadas por vientos con una componente OSO que mantienen en la actualidad una cierta actividad y, por último, el *Manto Eólico de Dunas Activas*, de tipo transversal debidas a la acción de un viento de componente SO, entre las cuales se disponen los conocidos *corrales de Doñana.* Concretamente la laguna de Ana se ubica en extremo NO del Alto Manto Eólico Húmedo próximo a la intersección del Carril de Abalario con la carretera de Bodegones (Fig. 1).

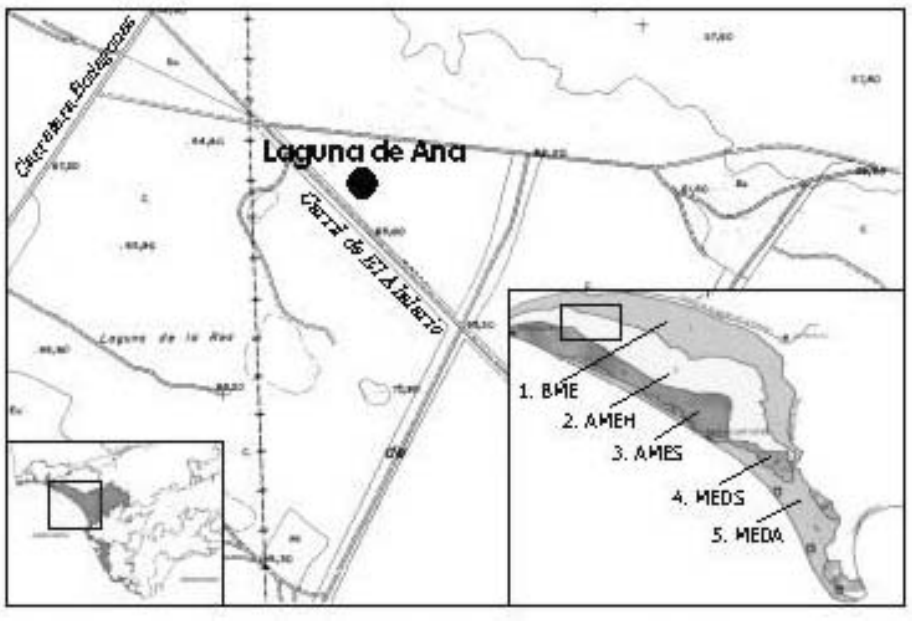



Fig. 1. Localización de la laguna de Ana en el contexto del MELAD.

*Fig. Location of Ana pool in the context of MELAD.*

**Metodología**

Se han seguido los procedimientos metodológicos habituales en prospección geofísica. Inicialmente, ha sido analizada el conjunto de la información disponible de la zona, tanto a nivel de datos del subsuelo como de datos geológicos y geomorfológicos de superficie. Posteriormente, en base a esta información preliminar y a los objetivos marcados, se han seleccionado los métodos y técnicas geofísicas más adecuadas.

La investigación geofísica se ha llevado a cabo mediante el método eléctrico convencional y sísmico por refracción. En el primer caso se ha utilizado la técnica del sondeo eléctrico vertical (SEV), con dispositivos simétricos tetraelectródicos del tipo Schlumberger y equipos de medición en corriente continua de la casa GEOTRON. Para la prospección sísmica por refracción se ha utilizado el sismógrafo SmartSeis de 12 canales de la casa GEOMETRICS y disparador manual mediante golpeo. En este caso se han utilizado implantaciones continuas de 55 m de dispositivo, con 5 puntos de disparos por línea sísmica.

Las mediciones geofísicas han sido tratadas cualitativamente e interpretadas cuantitativamente mediante la ayuda de los programas RESIST, GREMIX y SIPx. Lógicamente de entre las diversas soluciones compatibles con los datos desde un punto de vista físico o matemático, se ha priorizado la viabilidad geológica de la solución del modelo por encima del menor error numérico del proceso. En ambos métodos de prospección, para la correlación entre datos geofísicos y litológicos se han llevado a cabo mediciones paramétricas de contraste.

En conjunto, para la investigación del subsuelo de la zona se ha dispuesto de la información geofísica proporcionada por 28 sondeos eléctricos verticales y por 275 m totales de líneas sísmicas distribuidas en 3 perfiles. Además de esta información se han analizado datos de 16 sondeos mecánicos de reconocimiento.

Por último, los datos obtenidos han sido tratados mediante los programas de interpolación 3D Analyst de ESRI (Environmental Systems Research Institute, INC) con la opción Spline Tension (recomendada por la misma firma para profundidades del nivel freático o superficies topográficas) que adecúa la superficie de mínima curvatura entre los puntos de muestreo.

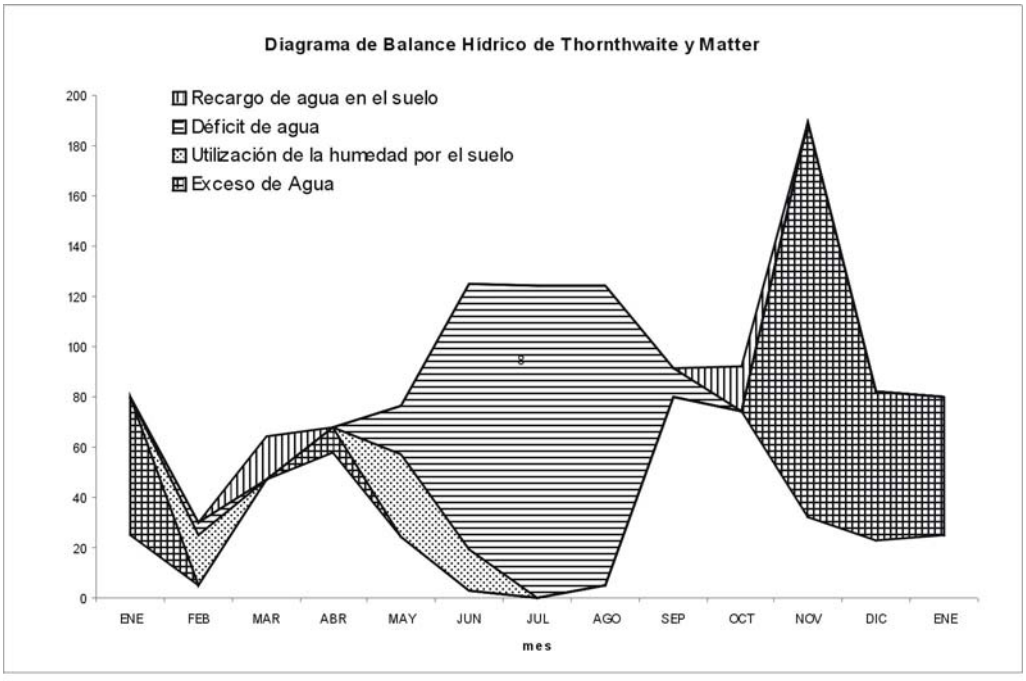



Fig. 2. Balance hídrico de Thornwaite y Matter de la estación meteorológica de Almonte-Mimbrales para el período 2001-2002.

*Thornwaite-Matter's hydrical balance of meteorological observatory of Almonte-Mimbrales for 2001-2002.*

## Material y método

Desde el punto de vista metodológico se han caracterizado cuatro variables básicas en el funcionamiento del humedal: modelado, formaciones superficiales y edafo-sedimentarias, formaciones vegetales y dinámica hidrológica superficial y subsuperficial, a través de un exhaustivo seguimiento en campo de cada una de ellas, desarrollado en 42 sesiones repartidas desde junio de 2.001 hasta la actualidad, en las que se han realizado lo siguiente: a) se abrieron siete catas manuales para caracterizar las formaciones superficiales desde la cuenca de la laguna hasta su contacto con la periferia dunar; b) se levantaron varios perfiles transversales y una cartografía esquemática sobre la morfotopografía de la laguna; c) se ha hecho un seguimiento continuado de la lámina agua en superficie de la cubeta durante las fases de aguas altas, así como de la columna de agua en la formación superficial para el llenado y vaciado, habiéndose analizado, igualmente, el balance hídrico propio del área de estudio; d) se ha inventariado la vegetación propia de la cubeta lagunar y de la zona de contacto.

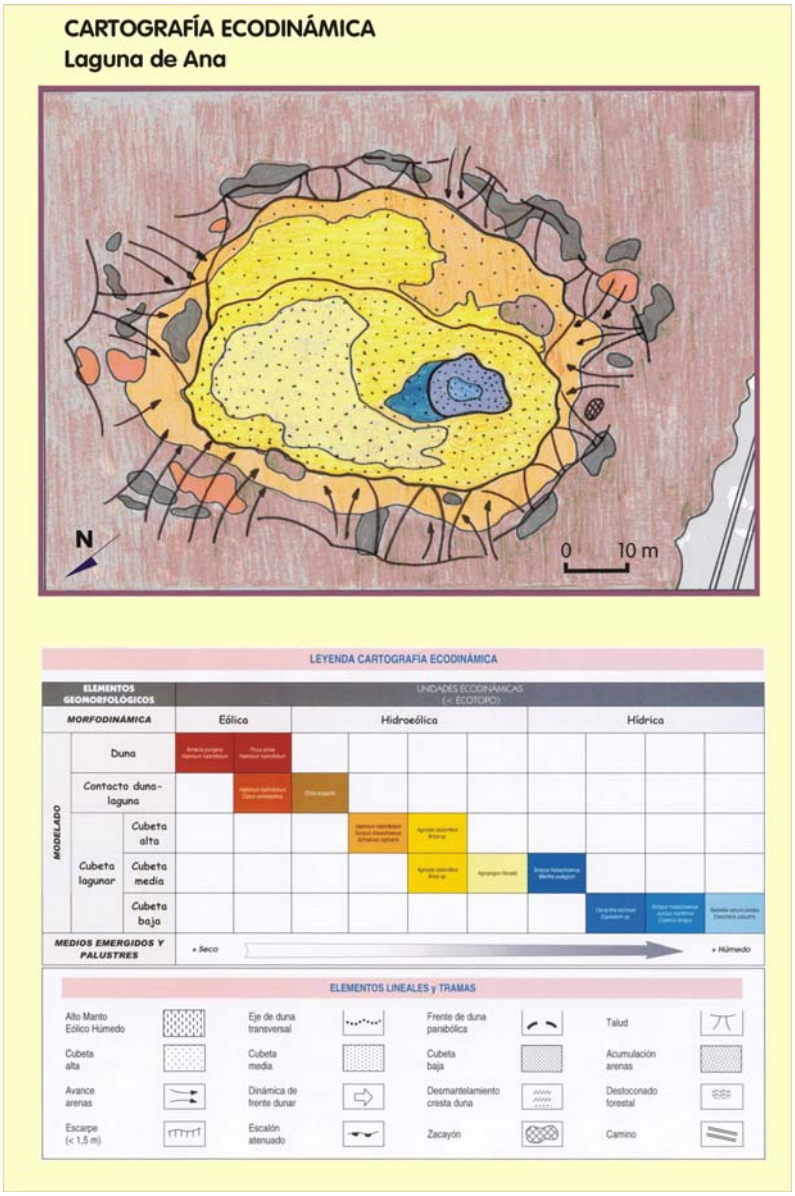
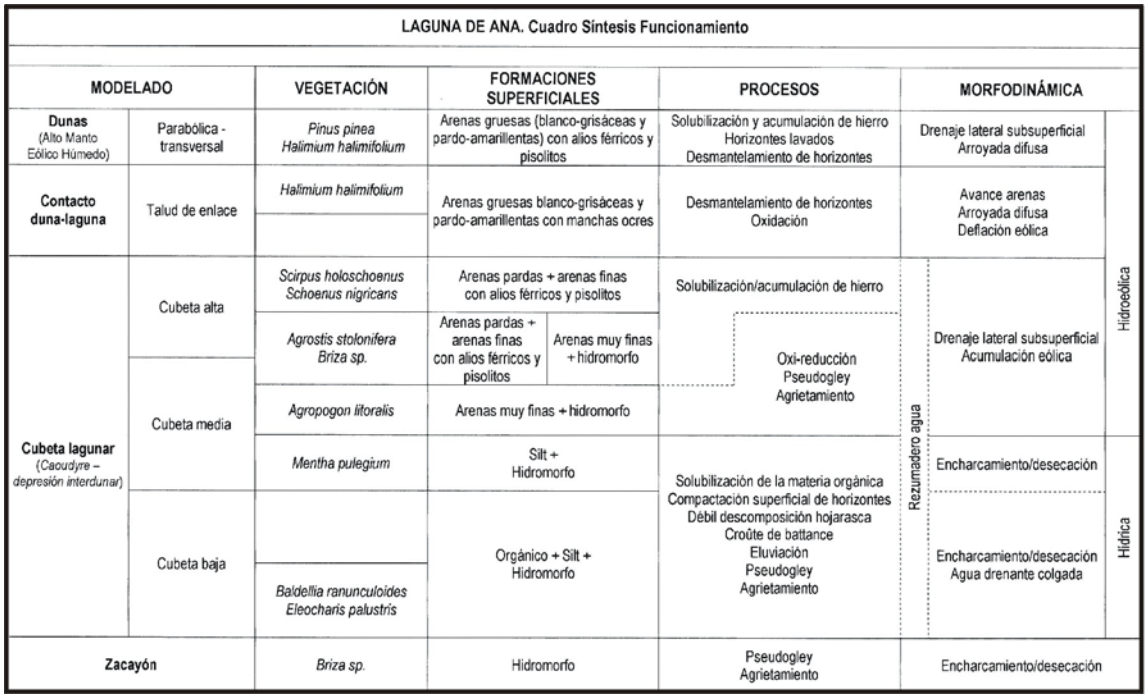



Figura 3. Cartografía ecodinámica de la laguna de Ana. Las distintas unidades establecidas quedan referidas en la leyenda a ámbitos morfotopográficos y mofodinámicos específicos.

*Ecodinamical cartography of Ana pool. Different units established are referred in the legend to morpho-topographic and morphodynamic specific contexts.*

## Resultados

Los resultados obtenidos a partir de la interrelación de los diversos indicadores analizados en campo se muestran, en primer lugar, en una *cartografía ecodinámica* de detalle en la que se establecen unidades diferenciadas según su funcionamiento (Fig. 3). En segundo lugar, se presenta la Fig. 4, en la que se ponen en relación el modelado, la vegetación, las formaciones superficiales, los procesos y el funcionamiento hidrológico del humedal. Del análisis de la figura se desprende que el sistema morfodinámico dominante en el humedal es de tipo hídrico para la cubeta baja y una parte de la cubeta media, con presencia de niveles de agua drenante así como de una alternancia entre los episodios de encharcamiento y desecación que posibilitan el desarrollo de procesos de eluviación, de pseudogley, de solubilización de la materia orgánica, etc. Mientras que, por su parte, para la cubeta media y alta, el talud de enlace y la duna, la morfodinámica predominante es la del tipo hidroeólico, evidenciada por la existencia de procesos drenaje lateral subsuperficial, deflación eólica y arroyada difusa que generan un desmantelamiento de horizontes, una solubilización y acumulación del hierro (pisolitos) y procesos de oxi-reducción y de pseudogley. Finalmente, el seguimiento de más de un año y medio de la lámina de agua en superficie y de la columna de agua en las formaciones superficiales, ponen de manifiesto una estrecha vinculación entre los ciclos de llenado y vaciado del humedal y el ritmo climático actual.



**LAGUNA DE ANA. Cuadro Síntesis Funcionamiento**

| MODELADO | | VEGETACIÓN | FORMACIONES SUPERFICIALES | | PROCESOS | MORFODINÁMICA | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Dunas** (Alto Manto Eólico Húmedo) | Parabólica - transversal | *Pinus pinea* *Halimium halimifolium* | Arenas gruesas (blanco-grisáceas y pardo-amarillentas) con alios férricos y pisolitos | | Solubilización y acumulación de hierro<br>Horizontes lavados<br>Desmantelamiento de horizontes | Drenaje lateral subsuperficial<br>Arroyada difusa | | Hidroeólica |
| **Contacto duna-laguna** | Talud de enlace | *Halimium halimifolium* | Arenas gruesas blanco-grisáceas y pardo-amarillentas con manchas ocres | | Desmantelamiento de horizontes<br>Oxidación | Avance arenas<br>Arroyada difusa<br>Deflación eólica | | |
| **Cubeta lagunar** (*Caoudyre – depresión interdunar*) | Cubeta alta | *Scirpus holoschoenus* *Schoenus nigricans* | Arenas pardas + arenas finas con alios férricos y pisolitos | | Solubilización/acumulación de hierro | Rezumadero agua | Drenaje lateral subsuperficial<br>Acumulación eólica | Hidroeólica |
| | | *Agrostis stolonifera* *Briza sp.* | Arenas pardas + arenas finas con alios férricos y pisolitos | Arenas muy finas + hidromorfo | Oxi-reducción<br>Pseudogley<br>Agrietamiento | | | |
| | Cubeta media | *Agropogon litoralis* | Arenas muy finas + hidromorfo | | | | | |
| | | *Mentha pulegium* | Silt + Hidromorfo | | Solubilización de la materia orgánica<br>Compactación superficial de horizontes<br>Débil descomposición hojarasca<br>Croûte de battance<br>Eluviación<br>Pseudogley<br>Agrietamiento | | Encharcamiento/desecación | Hídrica |
| | Cubeta baja | | Orgánico + Silt + Hidromorfo | | | | Encharcamiento/desecación<br>Agua drenante colgada | |
| | | *Baldellia ranunculoides* *Eleocharis palustris* | | | | | | |
| **Zacayón** | | *Briza sp.* | Hidromorfo | | Pseudogley<br>Agrietamiento | Encharcamiento/desecación | | |

Figura 4. Cuadro síntesis del funcionamiento actual de la laguna de Ana.

*Synthesis diagram of actual dynamic of Ana pool.*

## Discusión y conclusiones

A la vista de los datos obtenidos y según la información bioclimática, puede decirse que la morfodinámica actual de la laguna de Ana se corresponde con las condiciones ambientales reinantes hoy día en este sector del litoral onubense. No obstante, existen elementos en su configuración que denotan la existencia de diversas fases de evolución: cubeta funcional actual encajada en una "paleocubeta", modelado disimétrico en el caso de la cubeta alta, formaciones superficiales desconectadas y colgadas respecto de la cubeta funcional, etc.

Puede plantearse un origen del sistema palustre siempre posterior al momento de configuración del manto eólico sobre el que se asienta (AMEH). Pero la fijación cronológica del conjunto de mantos en el que se incluye el AMEH constituye igualmente una cuestión actualmente en discusión. Según los trabajos de Borja (1992) y Borja y Díaz del Olmo (1994 y 1996), el AMEH abarca desde 15.000 años BP hasta 11.000 años BP

según se desprende de las dataciones realizadas con $C^{14}$ sobre los niveles orgánicos intercalados en el frente litoral del MELAD (acantilado de El Asperillo), así como de las correlaciones cronológicas establecidas con los yacimientos arqueológicos presentes en el área de estudio. Estas cronologías son semejantes a las establecidas por Dabrio *et al.* (1996) y Zazo *et al.* (1999) tanto en fechas, como en rumbos de vientos, etc.

Por todo ello, el AMEH se asigna a una cronología Pleistoceno superior-Holoceno inferior por lo que en este tránsito es donde se ubicaría una primera fase del complejo palustre, con un predominio de la morfogénesis eólica caracterizada por la acción de vientos predominantes del SW, que generan una morfología dunar de tipo parabólica y transversal. Esta fase eólica da paso a otra de carácter húmeda en la que se situaría la génesis del complejo palustre, que por correlación con la secuencia paleoclimática holocena, coincidiría aproximadamente con el final del período Atlántico (7.500-4.500 años BP). A este momento corresponde un sistema de formaciones superficiales caracterizados por horizontes gley a muro y niveles de pisolitos a techo, que en la actualidad están colgados respecto a la laguna actual, y que en el momento de su configuración necesitarían de la existencia de niveles freáticos altos y de condiciones ambientales húmedas. Por último, a partir de este momento se inaugura una nueva fase en la cual se adquieren las condiciones del complejo palustre actual, manteniéndose hasta la actualidad. Se caracteriza dicha fase por la existencia de formaciones superficiales de tipo hidromorfo y un funcionamiento hídrico del humedal estrechamente vinculado al régimen termopluviométrico vigente.

## Agradecimientos

Proyecto MADRE II: REN 2001-1293-C02/HID (Ministerio de Ciencia y Tecnología). IGCP-437: Coastal Environnmental Change During Sea Level Highstands.

## Referencias

Borja, C. (en preparación). *Lagunas litorales formación y evolución. Estudio geomorfológico y ecodinámico de los humedales del manto eólico litoral de Abalario-Doñana (Huelva).* Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla.

Borja, F. (1988). *Humedales, complejos húmedos y geosistemas lagunares. Estudio de las lagunas de El Abalario (Huelva).* Proyecto de Investigación de Doctorado (inédito). Universidad de Sevilla.

Borja, F. (1992a). Geosistemas lagunares en el litoral de Huelva: los complejos húmedos de El Abalario (entorno de Doñana). *Huelva en su Historia*, 4, 63-103.

Borja, F. (1992b). *Cuaternario Reciente, Holoceno y Períodos Históricos del SW de Andalucía. Paleogeografía de medios litorales y fluvio-litorales de los últimos 30.000 años.* Tesis Doctoral (inédito). Universidad de Sevilla.

Borja, F. (1997). Dunas litorales de Huelva (SW de España). Tipología y secuencia Pleistoceno superior-Holoceno. En: J. Rodríguez Vidal, ed. *Cuaternario Ibérico*, 84-97. AEQUA. Huelva.

Borja, F. y Borja, C. (2000). *Aproximación a la clasificación genética de los humedales de Andalucía. Dirección General de Planificación*. Consejería de Medio Ambiente (Junta de Andalucía). Sevilla. Informe inédito.

Borja, F. y Díaz del Olmo, F. (1987). Complejos húmedos en El Abalario (entorno de Doñana, Huelva). *Oxyura*, IV, 27-43.

Borja, F. y Díaz del Olmo, F. (1992). Eastern sector of the cliffs at Asperillo (Huelva coast, SW Spain). Formations and chronology. *MBSS INQUA Newsletter*, 14, 87-92.

Borja, F. y Díaz del Olmo, F. (1994). El acantilado de El Asperillo: Cuaternario reciente y fases históricas en el litoral de Huelva. *Geogaceta*, 15, 101-104.

Borja, F. y Díaz del Olmo, F. (1996). Manto eólico litoral (MEL) de El Abalario (Huelva, España): episodios morfogenéticos posteriores al 22.000 Bp. En: A. Pérez Alberti, P. Martini, W. Chesworth y A. Martínez Cortizas, eds. *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*, 375-390. Xunta de Galicia. Santiago de Compostela.

Borja, F. y Pérez-González, A. (2001). Formas y procesos eólicos. En: A. Gómez Ortiz y A. Pérez González, eds. *Evolución reciente de la Geomorfología española (1980-2000)*, 289-318. SEG-Servei de Gestió i Evolució del Paitsage (UB). Barcelona-Madrid.

Borja, F., Zazo, C., Dabrio, C., Díaz del Olmo, F., Goy, J.L. y Lario, J. (1999). Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of southern Spain. *The Holocene*, 9, 333-339.

Dabrio, C., Borja, F., Zazo, C., Boersma, J.R., Lario, J., Goy, J.L. y Polo, M.D. (1996). Dunas eólicas y fases asociadas pleistocenas y holocenas en el acantilado de El Asperillo. *Geogaceta*, 20 (5): 1089-1092.

Gómez Ponce, C. y Borja, F. (2001). Nuevos datos sobre la secuencia eólica del Holoceno reciente de la flecha litoral de Doñana. *V Reunião do Quaternário Ibérico*. Lisboa, 129-132 p.

Montes, C., Borja, F., Bravo, M.A. y Moreira, J.M., coords. (1998). *Reconocimiento Biofísico de Espacios Naturales Protegidos. Doñana: una Aproximación Ecosistémica*. Consejería de Medio Ambiente (Junta de Andalucía). Sevilla.

Zazo, C., Dabrio, C., Borja, F., Goy, J.L., Lezine, A.M., Lario, J., Polo, M.D., Hoyos, M. y Boersma, J.R. (1999). Pleistocene and Holcene aeolian facies along the Huelva coast (southern Spain): climatic and neotectonic implications. *Geologie in Minjbouw*, 77: 209-224.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# KARST TROPICAL DE COLINAS, TIPOLOGÍA Y EVOLUCIÓN EN EL PLIO-CUATERNARIO EN REPÚBLICA DOMINICANA

## Tropical hills' karst, types and Plio-Quaternary evolution in Dominican Republic

F. Díaz del Olmo y R. Cámara Artigas

Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Sevilla

delolmo@us.es; fax: 954 55 69 88 rcamara@us.es

**Resumen**

El mogote kárstico es una manifestación geomorfológica típica de la zona intertropical de la Tierra. El término "mogote" y sus derivados "mogote kárstico" o "karst de mogotes" está ampliamente extendido en la región Caribe y en América Central para identificar cerros o colinas de dimensiones de decenas de metros que, al localizarse entre depresiones ovadas-circulares-en estrella, se individualizan nítidamente en el paisaje, y confiere al ámbito geográfico donde se desarrolla un frecuente aspecto laberíntico. Regiones características son Chiapas y Yucatán en México, Los Órganos en Cuba, Puerto Rico y Cockpit en Jamaica. Conceptualmente, sin embargo, su implantación está poco elaborada. Los karst de mogotes se hallan representados en diferentes puntos de República Dominicana entre la localidad de Imbert en la costa septentrional a la de Sabana de la Mar al S de la bahía de Samaná, incluyendo la península del mismo nombre. Tomando como referencia el karst de Los Haitises, se identifica una tipología de kuppenkarst, kegelkarst y mogotes correspondientes a toda la evolución Plio-cuaternaria.

**Palabras clave:** karst, tropical, kegelkarst, kupenkarst, turmkarst, Haitises.

**Abstract**

Karstic "mogote" is a typical morphological manifestation of the Earth's intertropical zone. The term "mogote" an its derivations "kárstico mogote", or "karst of mogotes" is largely extended in Caribbean Region an in Central America to identify hills of an altitude that may reach tens of meters, and as they are localized between circular-elliptical-star like depressions, they may get clearly individualized in the landscape giving a "laberintic aspect" to it. Typical kárstico regions are: Chiapas and Yucatán in México, Los Órganos in Cuba, Puerto Rico and Cockpit in Jamaica. Conceptually, nevertheless, in scientific use the term is not extended. Karst of mogotes are represented in several places of the Dominican Republic, from Imbert in the north coast, to Sabana de la Mar, including Samana Peninsula. Using as a reference Los Haitises kart, it can be identified a typology of kuppenkarst, kegelkarst and karst of mogotes corresponding to the whole Plio-Quaternary evolution.

**Key words**: karst, tropical, kegelkarst, kupenkarst, turmkarst, Haitises.

### El karst de colinas como manifestación de la evolución en medio tropical

El mogote kárstico es una manifestación geomorfológica típica de la zona intertropical de la Tierra. El término "mogote" y sus derivados "mogote kárstico" o "karst de mogotes" está ampliamente extendido en la región Caribe (Grandes Antillas, México y Centroamérica) para identificar cerros o colinas de dimensiones de decenas de metros que, al localizarse entre depresiones ovadas-circulares-en estrella, se individualizan nítidamente en el paisaje, y confiere al ámbito geográfico donde se desarrolla un aspecto laberíntico (Nicod, 1972).

Regiones características son Chiapas y Yucatán en México (Heraud-Piña, 1996), Los Órganos en Cuba (Gèze, 1980), Puerto Rico (Monroe, 1976; Ivanovich, 1984) y Cockpit en Jamaica (Versey, 1972). Conceptualmente, sin embargo, su implantación está poco elaborada. Así, Nicod y Salomon (1990) plantearon el mogote, frente al kegelkarst, del que se mantiene muy cerca, presenta una forma irregular, a menudo disimétrica con vertientes convexas y menos altas. Estos mogotes aparecen sobre cualquier clase de caliza, a condición de que presente facies puras, con especial frecuencia en las de carácter arrecifal, y que su espesor, por encima del acuífero, sea moderado (algunas decenas de metros o más). Los factores que intervienen en la evolución son. Los factores que intervienen en la evolución son:

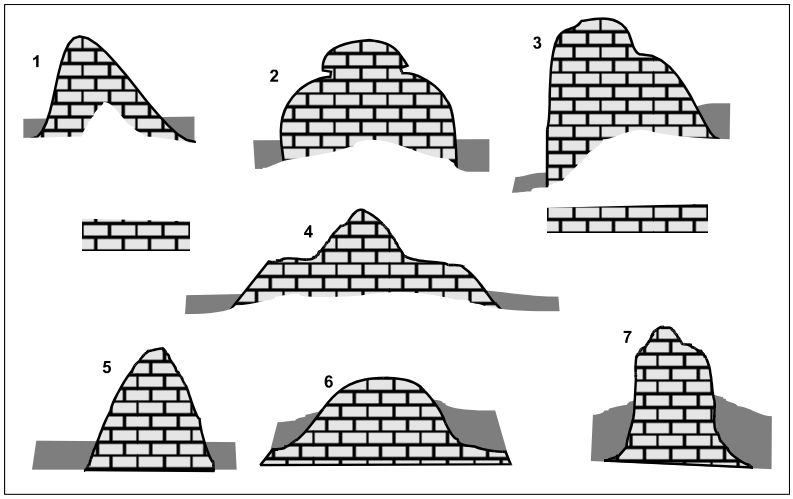



Figura 1 Tipos de perfiles de colinas kársticas: 1. Mogote; 2. Kegelkarst o mogote con "mamelón" y muesca de disolución; 3. Kegel-turmkarst; 4. Kegel con ruptura de vertiente en banqueta corrosiva; 5. Kegelkarst; 6. Kuppenkarst; 7. Turmkarst.

*Profile types of karstic hills: 1. Mogote; 2. Kegelkarst or mogote with "mamelón" and solution notch; 3. Kegel-turn-karst; 4. Kegel with slope rupture in corrosive bank; 5. Kegelkarst; 6. Kuppenkarst; 7. Turnkarst*

- la tectónica, a través de la fracturación que condiciona el dispositivo y organización de los mogotes.
- la litología con la porosidad, composición química y textura petrográfica, predominando en mucho de ellos, como se acaba de mencionar, su naturaleza arrecifal.
- el acuífero que, en función de su profundidad, favorecerá el desarrollo de un karst poligonal (capa freática profunda), o de llanuras de corrosión kársticas en las que a pie de los mogotes se desarrollan entalladuras (encôches) funcionales o fusshöhle, predominando el drenaje lateral y quedando bloqueado o taponado el horizontal, con lo que se produce el encharcamiento de las dolinas (capa freática poco profunda).
- y la acción de la criptocorrosión, muy activa en la zona intertropical con bosques ombrófilos que forma grandes cantidades de ácidos orgánicos bajo una lluvia que supera 2.000 mm.

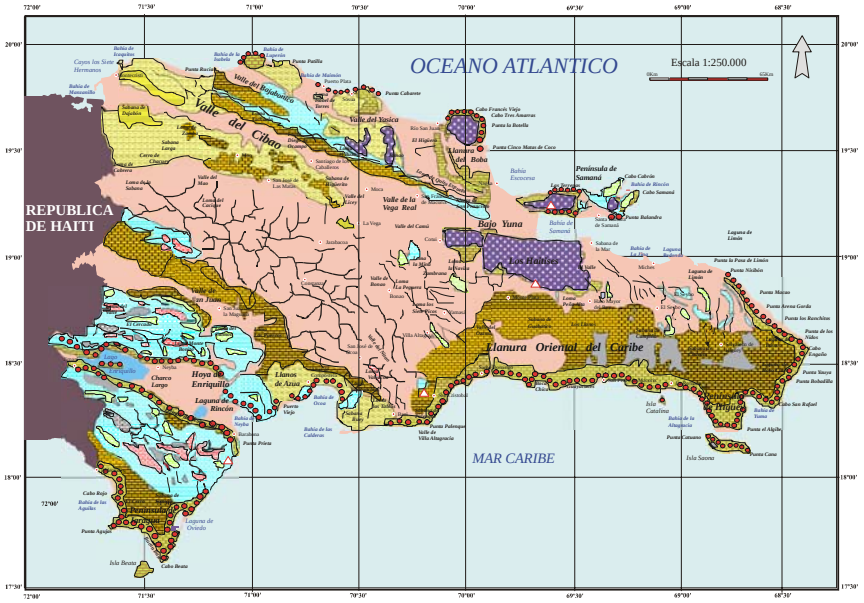



Figura 2. El karst en República Dominicana.

*The karst in Republica Dominicana.*

La tipología que pueden presentar estos karst de colinas es mogote, kegelkarst, turmkarst y kuppenkarst con sus diferentes modelos mixtos (Fig. 1).

**Los karst de mogotes de República Dominicana: los Haitises como ejemplo de karst de colinas tropical en el litoral**

Los karst de mogotes se hallan representados en diferentes puntos del país entre la localidad de Imbert, en la costa septentrional, a la de Sabana de la Mar, al S de la bahía de Samaná incluyendo la península del mismo nombre (Fig. 2). Sin embargo sus manifestaciones no son equivalentes, y desde el turmkarst al W de Puerto Plata hasta el kuppenkarst de Río San Juan, pasando por los kegelkarst de Jamao, Samaná y Los Haitises, su extensión, posición y respuestas morfológicas son diferentes, aunque todos ellos dentro de un régimen climático hiperhúmedo como denominador común. Un caso particular de esta morfología lo constituye el piedemonte carbonatado meridional del sistema Central en San Cristóbal, donde se pueden apreciar diferentes rasgos de disolución y karstificación dando morfologías de kuppenkarst.

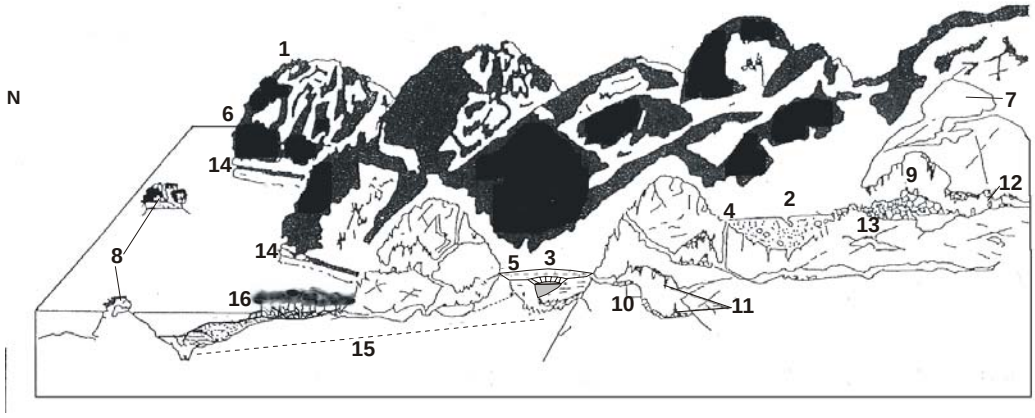



Figura 3. Esquema geomorfológico y elementos del karst tropical de colinas de Los Haitises: 1. Haitises o mogotes (colinas kársticas); 2. Depresiones: dolinas, uvalas, macrouvalas y poljes; 3. Jagüey (depresión kárstica inundada); 4. Furnia (sima, pozo); 5. Consumidero (pérdidas); 6. Farallón; 7. Mamelón; 8. Cayo; 9. Guácara (cavidad, cueva); 10. Gours; 11. Estalactitas y estalagmitas; 12. Columnas; 13. Caos de bloques; 14. Encoche (erosión marina +1 m.); 15. Manantial; 16. Manglar.

*Geomorphological scheme and elements of Los Haitises' karst of hills: 1. Haitises or mogotes (karstic hills); 2. Depressions: dolines, uvalas, macro-uvalas and poljes; 3. Jagüey (flooded karstic depression); 4. Furnia (pit); 5. Consumidero (loss); 6. Farallón (cliff); 7. Mamelón; 8. Cayo (key); 9. Guácara (cave); 10. Gours; 11. Stalactites and stalagmites; 12. Columns; 13. Blocks debris; 14. Notch (marine erosion +1m); 15. Spring; 16. Mangrove.*

1.- Haitises o Mogotes (colinas kársticas)
2.- Depresiones: dolinas, uvalas, macrouvalas y poljés
3.- Jagüey (depresión kárstica inundada)
4.- Furnia (sima, pozo)
5.- Consumidero (pérdidas)
6.- Farallón
7.- Mamelón
8.- Cayo
9.- Guácara (cavidad, cueva)
10.- Gours
11.- Estalactitas y estalagmitas
12.- Columnas
13.- Caos de bloques
14.- Encoche (erosión marina: +1 m)
15.- Manantial
16.- Manglar

Los Haitises se encuentran situado al E de La Española, limitando al N con la bahía de Samaná. Constituye un karst refugio sin poblar hasta mediados del siglo XX, a excepción de las comunidades indígenas en su sector litoral que ha sido poblado desde antiguo. La propia identificación del relieve con los habitantes de la isla ha desarrollado una terminología vernácula ligada a las distintas manifestaciones morfológicas y de funcionamiento del karst, como jagüey, furnia, con sumidero, cayo, guácara o el mismo nombre de haití (Fig. 3)

Se cree que hacia el siglo II d.C. llegan a las cavidades de éste litoral pueblos con cerámica ostionoide, y posteriormente por los pueblos de cerámica chicoide o taínos (Veloz, 1991). Desgraciadamente durante el siglo

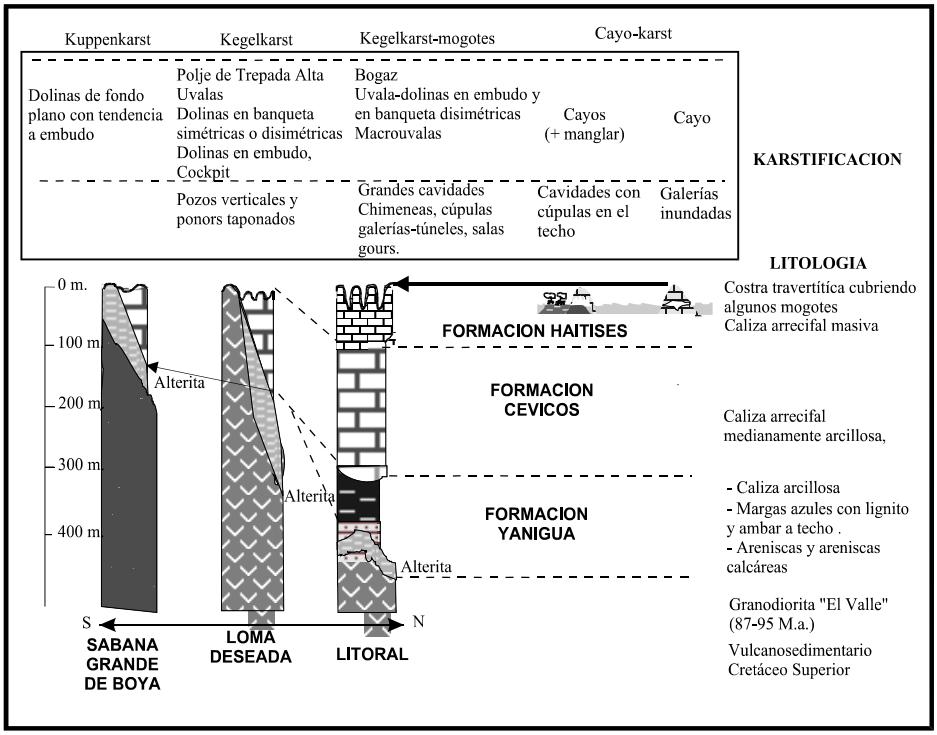



Figura 4. Columnas estratigráficas representativas de S a N del karst de Los Haitises.

*Representative stratigraphic columns from S to N in Los Haitises karst.*

XIX se expoliaron gran parte de los yacimientos, sin que se dejase testimonio escrito que pudiera ayudar a interpretar los restos arqueológicos, entre los que se encontraban además de cerámica varias osamentas humanas.

Tras esta ocupación inicial, el karst de Los Haitises permanece deshabitado hasta mediados del siglo XX, iniciándose entonces incursiones ilegales que afecta a sus formaciones vegetales, incrementándose a partir de la década de los 70 hasta alcanzar su máximo impacto en los años 80, reduciéndose su masa de bosque a un 20%. El desarrollo de un Plan de Manejo por parte de la Cooperación española (AECI) (Hernández de la Obra, 1991) entre 1989 a 1994 y el desarrollo de un programa de Uso Publico para Visitantes (Cámara, 1992) que puso

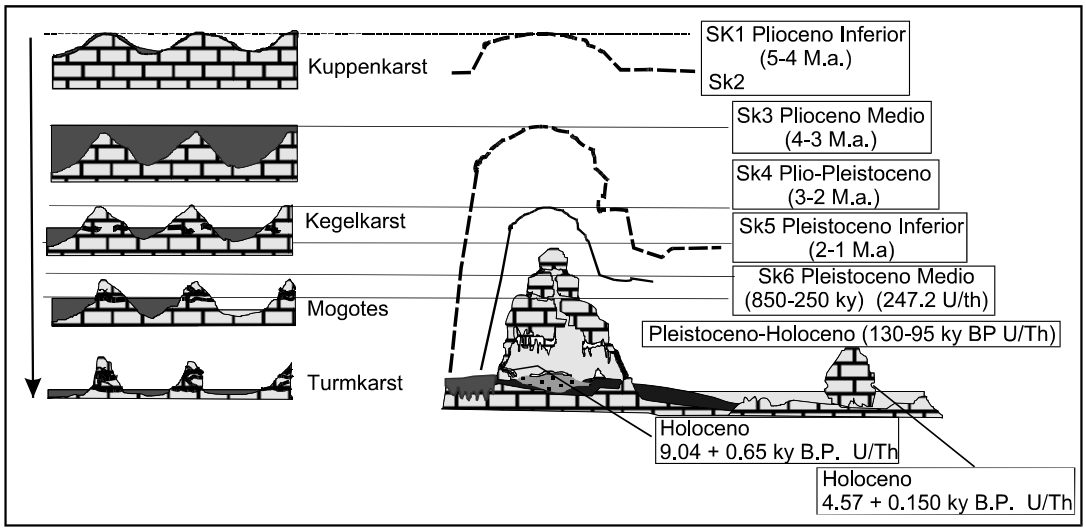



Figura 5. Síntesis evolutiva del karst tropical en colinas.

*Evolutive synthesis of tropical karst of hills.*

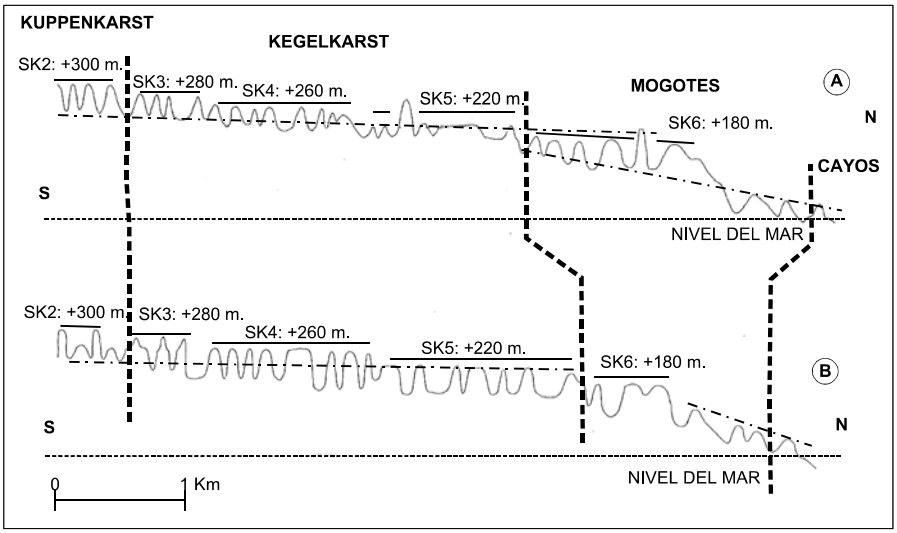



Figura 6. Transversales de dos sectores litorales: San Gabriel (A) y la Cuadrillera (B), de N (litoral) a S del karst de colinas de Los Haitises, con las superficies de corrosión identificadas. En trazos, la superficie general de karstificación.

*Transverse profiles of two sectors of littoral, San Gabriel (A) and La Cuadrillera (B), from N (littoral) to S in Los Haitises' karst of hills, with indication of corrosive surfaces. In discontinuous trace line, the general karstification surface.*

en valor las cavidades (Cámara, 1994) y el conjunto del karst de Los Haitises (Cámara, 1991).

La karstogénesis activa de Los Haitises está controlada por el desarrollo hidrokárstico del bloque basculado hacia el mar. Existe una relación estrecha entre los uvala-cenote y los conductos subhorizontales hacia las surgencias litorales, actividad que ha desarrollado la morfología de los mogotes disimétricos y abierto los principales corredores de bogaz y dolinas. Aguas arriba de los uvalas-cenotes, el desarrollo del karst está condicionado por la superficie de corrosión y los sistemas heredados endokársticos de kegel y kuppenkarst. La composición litológica y estratigráfica del geosistemás kárstico de Los Haitises está definido por las formaciones Haitises con caliza arrecifal masiva, Cevicos con caliza arrecifal medianamente arcillosa y algunos pisolitos (*Biloculina sp., Orbitolites sp., Orbitolites duplex, Heterosteginoides sp., Orbicella sp., Clypeaster concavus, Brissopsis antillarum, Bullaria sp., Orthaulax aguadillensis, Turritella sp., Natica sp., Ostrea sp., Pecten sp., Cardium sp., Protocardia sp., Pitaria sp*) y Yanigua con margas azules con lignito y ámbar a techo y de forma dispersa, areniscas y areniscas calcáreas, caliza arcillosa con restos de corales y gasterópodos. Éstas se hallan sobre la granodiorita "El Valle" (87-95 Ma) que aparece entre las colinas de karst con un modelado en inselberg (Loma Clara al S y Loma Deseada al E). (Fig. 4) (Brouwer, 1980; Bourdon, 1985; Dolan, 1991).

Bioclimáticamente presenta una temperatura media anual de 25,23ºC y una precipitación de 2.500-3.000 mm con 225 días de lluvia y un volumen mensual superior a los 150 mm. Esto supone un excedente hídrico anual de 450 mm, con una ETP de 1.400 mm que lo sitúa en un régimen tropical hiperhúmedo con bosque ombrófilo sobre depresiones y bosque mesófilo semideciduo sobre las colinas kásrticas. La vegetación litoral está constituida por manglares y bosques de ciénaga litorales (maniguas) (Cámara, 1997).

La evolución del karst tropical del mogotes (Fig. 5) se inicia con una fase de alteración generadora de un premodelado de kuppenkarst que, para el caso de Los Haitises, situamos en el Plioceno, las superficies corrosivas SK1 y SK2 del Inferior y la SK3 del Medio. A partir de los altos niveles corrosivos, se sucedenan nuevas fases que derivan en superficies de alteración con poljés que, una vez exhumadas, dejan colinas de kegelkarst. Un sistema endokárstico con preferente desarrollo vertical pasa a taponarse. Finalmente la fase de mogotes se completa con la formación de abundantes dolinas, sistemas de grandes cavidades y salas, galerías, túneles y salas con gours. Estas últimas fases tiene una cronología típica del Pleistoceno, como se comprueba al correlacionar sus componentes morfológicos con los depósitos correlativos del karst.

Así el tránsito Plio-Pleistoceno está definido por la SK4, dando paso a las SK5 del Pleistoceno Inferior y la SK6 del Pleistoceno Medio, que está correlacionada con dataciones realizadas en el Parque Nacional del Este al SE del país sobre terrazas coralinas. El tránsito Pleistoceno Medio-Pleistoceno Superior está datado con 130-95 ka BP (U/Th) sobre terrazas coralinas también el Parque Nacional del Este (Díaz del Olmo, 1993), y el

Holoceno con una datación sobre una colada de gours en Cueva de La Arena (litoral de Los Haitises) con 9,04 +/-0,65 ka BP (U/Th) y sobre cresta algar arrecifal en Parque Nacional del Este (4,57 +/- 0,150 ka BP (U/Th) (Díaz del Olmo, 1993) que marca la última transgresión y que ha dejado su señal en los encoches de los mogotes del litoral de Los Haitises (Fig. 6) (Barret, 1962; Harmon, 1983 y 1985; Cámara, 1997).

La karstogénesis activa de Los Haitises está controlada por el desarrollo hidrokárstico del bloque basculado hacia el mar. Una relación estrecha se establece entre los uvala-cenote y los conductos subhorizontales hacia las surgencias litorales. Esta actividad ha desarrollado la morfología de los mogotes disimétricos y abierto los principales corredores de bogaz y dolinas. Aguas arriba de los uvalas-cenotes el desarrollo del karst está condicionado por la superficie de corrosión y los sistemas heredados endokársticos de kegel y kuppenkarst.

## Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por: 1) Estudio Ecodinámico del Parque Nacional Lago Enriquillo: Bases Para el diseño de un Plan de Uso y Gestión integrado. Pryecto Conjunto de Investigación. AECI (2000-2003); 2) Inventario espeleológico del Parque Nacional Los Haitises. Programa de Investigación del Plan de Uso y Gestión de Los Haitises (1992); 3) Cartografía geomorfológica y recursos naturales del litoral del P.N. Los Haitises. Programa de Investigación del Plan de Uso y Gestión de Los Haitises (1993-94); 4) Grupo de Investigación Cuaternario y Geomorfología. RNM 273. (PAI).

## Referencias

Barret, W. (1962). Emerged and sumerged shorelines of the Dominican Republic. *Rev. Geology*, 30, 51-77.

Bourdon, L. (1985). *La Cordillère Orientale Dominicaine (Hispaniola, Grandes Antilles); un arc insulaire Crétacé polysetructure*. Tesis Doctoral. Université Pierre et Marie Curie. Paris.

Brouwer, S.B. (1980). Geología de la región ambarífera oriental de la República Dominicana. *9ª Conferencia Geológica del Caribe*. Santo Domingo 1980.

Cámara R., Hernández de la Obra, J. y Molina J. (1991). Ruta Litoral del Parque Nacional Los Haitises. *Guía de Interpretación, Programa de Uso Público. DNP-AECI*. Santo Domingo.

Cámara R. y Molina J.M. (1992). Sendero del Bosque Húmedo del Parque Nacional Los Haitises. *Guía de Interpretación. Programa de Uso Público. DNP-AECI*. Santo Domingo.

Cámara, R., Molina, J., Alvarez, G. y Rubio, J. (1994). Cavidades del Litoral del Parque Nacional Los Haitises. *Programa de Investigación. DNP-AECI*. Santo Domingo.

Cámara, R. (1997). *República Dominicana: Dinámica del Medio Físico en la región Caribe (Geografía Física, sabanas y litoral) Aportación al Conocimiento de la tropicalidad insular*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Sevilla.

Díaz del Olmo, F. y Cámara, R. (1993). Niveaux marins, chronologie isotopique U/Th et karstification en Republique Dominicaine. *Karstlogia*, 22, 52-54.

Dolan, J., Mann, P., Zoeten, R., Heubeck, C. y Shiroma, J. (1991). Sedimentologic, stratigraphic, and tectonic synthesis of Eocene-Miocene sedimentary basins, Hispaniola y Puerto Rico. En: P. Mann, G. Draper y J.F.Lewis, eds. *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola*. *Geological Society of America. Special Paper* 262, 10-28.

Ford, D.C. y Williams, P.W. (1989). *Karst geomorphology and hydrology*. Chapman and Hall. Londres.

Gèze, B. y Mangin, A. (1980). Le karst de Cuba. *Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 22, 157-166.

Harmon, R.S., Mitterer, R.M., Kriansakul, N., Land, L.S., Schwarcz, H.P., Garret, P., Larson, G.J., Vacher, H.L. y Rowe, M. (1983): U-series and amino-acid racemization geochronology of Bermuda: Implications for eustatic sea-level fluctuation over the past 250,000 years. *Paleogeography, Paleoclimat., Paleoecology*, 44, 41-70.

Harmon, R.S. (1985). *Late Pleistocene sea level history of Bermuda: a review*. Conferencia Plioceno y Geomorfología Litoral. Valencia.

Heraud-Piña, M.A. (1996*). Le karst du Yucatan, pays des Mayas*. Scieteren, PUB. Bordeaux.

Hernández de la Obra, J., Fajardo, A. y Cámara, R. (1991). Plan de Uso y Gestión del Parque Nacional Los Haitises y Áreas Periféricas. *DNP-AECI*. Santo Domingo.

Ivanovich, M. y Ireland, P.(1984). Measurement of Uranium series disequilibrium in the case-hardened Aymamon Limestone of Puerto Rico. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 28, 305-319.

Monroe, W.H. (1976). The karst Landforms of Puerto Rico. *Geological Survey Professional Paper* 69.

Nicod, J. (1972). Pays et paysages du calcaire. *Le Géographe*, 7. PUF. Paris.

Nicod, J. y Salomon, J.N. (1990). Les mogotes: des reliefs karstiques résiduels litho-structuraux et/ou hérités. Comparaison des karst tempérés et tropicaux. *Rev. Géomorphologie Dynamique*, 15-38.

Veloz, M. (1991). *Panorama histórico del Caribe Precolombino*. Santo Domingo.

Versey, H.R. (1972). Karst of Jamaica. En: *Karst, important karst regions of northern hemisphere*. Elsevier. Paris.

# EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DURANTE EL CUATERNARIO DE LA CUENCA DE MAZARRÓN (SE DE ESPAÑA)

**Geomorphologic evolution of the Mazarrón Basin (SE Spain) during the Quaternary**

(1) T. Bardají Azcárate, (2) J.L. Goy y Goy, (3) P.G. Silva Barroso y (4) C. Zazo Cardeña

(1) Departamento de Geología, Edificio Ciencias. Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares (Madrid).
(2) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca.
(3) Departamento de Geología, Universidad de Salamanca. Escuela Politécnica Sup. de Ávila. 05003 Ávila.
(4) Departamento de Geología, Museo Nal. CC. Naturales, CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

teresa.bardaji@uah.es; fax: 91-885 50 90

**Resumen**

La Cuenca de Mazarrón (Murcia, SE de España) se abre durante el Mioceno superior como consecuencia de la actividad de fallas de dirección N-S y carácter normal. Su posición frontal con respecto a la megaestructura tectónica del Arco de Águilas hace que sea muy sensible a los cambios experimentados en la dirección del eje de esfuerzos regional, de tendencia general N-S, por lo que su evolución desde el Tortoniense y en particular a lo largo del Cuaternario, presenta importantes variaciones paleogeográficas. Independientemente de la tectónica, que se considera el principal desencadenante de dichos cambios paleogeográficos, los cambios del nivel de base local han condicionado notablemente la disposición de las unidades morfosedimentarias. Estos cambios del nivel de base, están relacionados con los cambios del nivel del mar experimentados a lo largo del Pleistoceno, lo que se considera por lo tanto, el segundo factor condicionante de los importantes cambios paleogeográficos registrados en esta Cuenca. A partir de la distribución de depósitos y unidades morfosedimentarias (continentales y marinas) se han podido establecer cinco estadios evolutivos, siendo los tres más recientes de edades que van desde el Plio-Pleistoceno al Holoceno. Estos tres estadios evolutivos más recientes presentan a su vez tres fases deposicionales pleistocenas y una última fase diseccional holocena.

**Palabras clave:** evolución paleogeográfica, Mazarrón, drenaje, abanicos aluviales, cambios del nivel del mar; último interglaciar-glaciar

**Abstract**

The occurrence of N-S normal faults during late Miocene induces the opening of the Mazarrón Basin (SE Spain). The frontal location of this basin regarding to the structural framework of the Aguilas Arc, makes it quite sensitive to the successive rotation of the stress field inducing important palaeogeographic changes since then. Besides tectonics, another important factor in the recent evolution of this basin are the local base level changes, related to the pleistocene sea level changes. Five evolutive stages have been defined based on the distribution of deposits and morphosedimentary units since late Miocene, being three of them of ages ranging from Plio-Pleistocene to Holocene. These three most recent stages record three depositional phases and one dissectional phase, what conform the whole Quaternary paleogeographical evolution sketch.

**Key words:** palaeogeographic evolution, Mazarrón basin, drainage network, alluvial fans, sea-level changes, last interglacial-glacial.

## Introducción

La Cuenca de Mazarrón se localiza dentro del dominio estructural del Arco de Águilas, el cual constituye una de las estructuras tectónicas más llamativas del SE peninsular. Se genera como resultado de un proceso de indentación tectónica promovido por el acercamiento de las placas africana y euroasiática (Griveaud, 1989; Coppier *et al*., 1989). Sucesivas rotaciones del eje de esfuerzos (Ott d'Estevou y Montenat, 1985; Montenat *et al*., 1987; Silva *et al*., 1993) han condicionado el diferente comportamiento cinemático de las fracturas que definen dicha estructura, promoviendo la génesis y diferente evolución de las cuencas que se

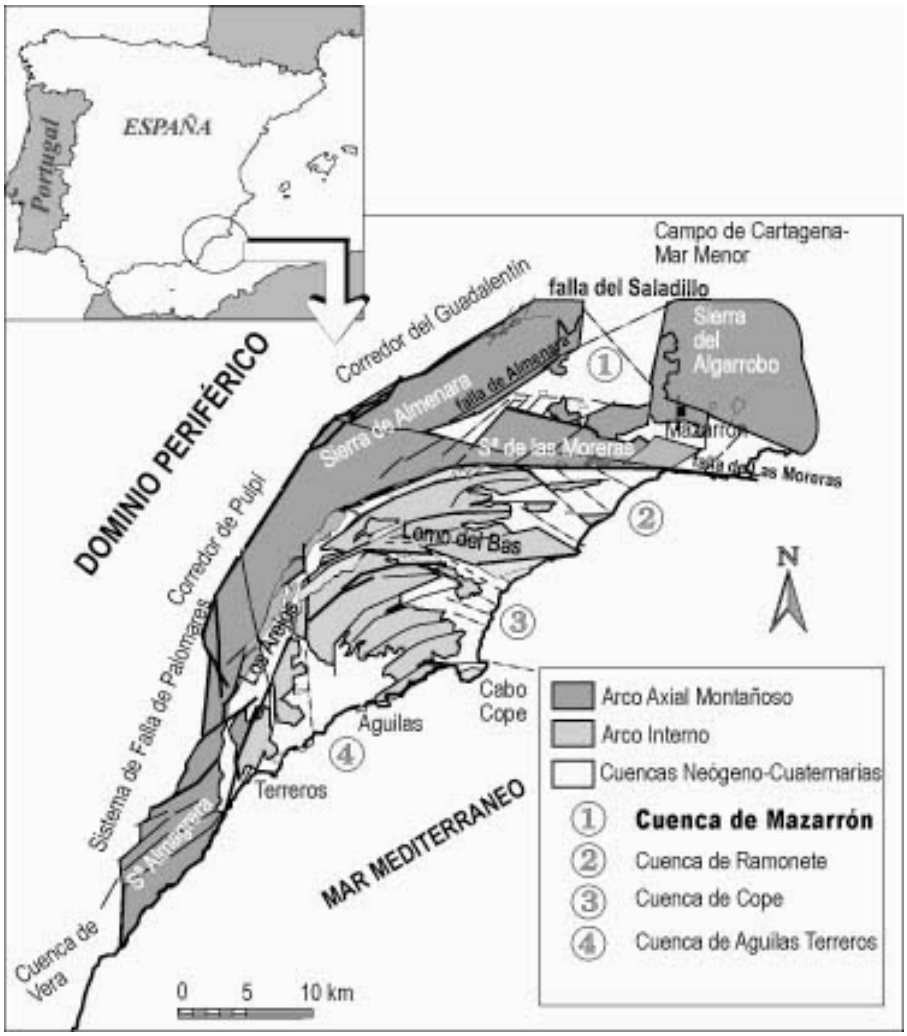



Figura 1. Marco Estructural del Arco de Águilas. Localización de la Cuenca de Mazarrón (Bardají, 1999).

*Strucutral framework of the Aguilas Arc. Location of the Mazarrón Basin (Bardají, 1999).*

localizan dentro de ella. Desde el punto de vista de la interrelación entre tectónica, sedimentación y geomorfología (Bardají, 1999; Bardají *et al*., 1999), se han definido tres dominios estructurales (Fig. 1):

· *Arco Montañoso Axial:* Constituye la zona axial montañosa alrededor de la cual se distribuyen las distintas cuencas sedimentarias.

· *Dominio Periférico:* El cual corresponde a todas aquellas cuencas situadas en la zona externa del Arco (Vera, Pulpí, Corredor del Guadalentín, Campo de Cartagena).

· *Arco Interno:* Correspondiente a todas las cuencas localizadas en el interior del Arco (Mazarrón, Ramonete, Cope, Águilas-Terreros). Estas cuencas alcanzan su patrón morfoestructural actual durante el Plioceno, aunque cada una de ellas presenta un comportamiento y características geodinámicas diferentes en función de su posición con respecto al movimiento de indentación mencionado así como de su localización dentro del Arco en sí.

La Cuenca de Mazarrón, ha sido por tanto definida (Bardají, 1999; Bardají *et al*., 1999) como una Cuenca Frontal, ya que su comportamiento y evolución más reciente vienen definidos como veremos más

adelante, por el funcionamiento de los sistemas de fallas de las Moreras y el Saladillo (Fig. 1), ambos de dirección, N90º-100ºE, que funcionan como desgarres destrales con una importante componente inversa condicionada por su orientación prácticamente perpendicular al eje de esfuerzos N-S. Este marco estructural unido a los cambios del nivel de base (cambios del nivel del mar) experimentados a lo largo del Pleistoceno Superior-Holoceno, han permitido definir una serie de etapas evolutivas, marcadas por importantes cambios paleogeográficos, en la cuenca de Mazarrón.

**Marco Estructural**

La cuenca neógena de Mazarrón ha sido descrita como una vasta depresión de geometría cuadrangular, con estructura característica de graben (Larouziere *et al.*, 1987; Larouziere y Ott D'Estevou, 1990) controlado por fracturas de dirección N-S de carácter normal, que constituyen sus bordes occidental y oriental. El límite meridional está controlado por el accidente de las Moreras-norte, que con una dirección N100º-110° presenta un carácter de desgarre dextral (Larouziere, 1985; Larouziere y Ott D'Estevou, 1990), al que se encuentran ligados los fenómenos volcánicos que bordean la S de las Moreras.

En realidad esta estructura cuadrangular se encuentra distorsionada por fracturas de dirección N60-70°, que desplazan las estructuras previamente citadas. El Frente Montañoso de Almenara, sigue dicha dirección, pudiéndose únicamente reconocer una cierta influencia de las fracturas de dirección N-S en su tramo más septentrional. En el frente de Las Moreras, ocurre algo similar. La Falla Moreras-norte, de dirección N100º-110°, no presenta un trazado homogéneo, sino que se encuentra segmentado y desplazado por fracturas de dirección N60º-70°.

Por otro lado, el funcionamiento más reciente de las fracturas de dirección N100º-110°, ha generado un movimiento relativo de bloques provocando el desplazamiento de los polos de sedimentación. Tal es el caso de la Falla del Algarrobo, cuyo movimiento ha favorecido el levantamiento de la Sierra del mismo nombre, provocando la captura generalizada de los cursos fluviales que previamente drenaban hacia el norte, y consecuentemente, desplazando la sedimentación hacia el Sur.

**Evolución paleogeográfica**

En base a la distribución de sedimentos no sólo cuaternarios (Bardají, 1999), sino también neógenos (Montenat, 1973; Larouziere, 1985; Larouziere y Ott D'Estevou, 1990; Silva, 1994), se han establecido cinco estadios evolutivos (Fig. 2) en la paleogeografía de la cuenca. No obstante haremos especial hincapié en la evolución de todo al área durante el Cuaternario (Estadios Evolutivos 4 y 5).

*Estadio evolutivo 1 (Tortoniense)*

Los depósitos margosos de carácter pelágico que caracterizan este período, indican que durante el Tortoniense el mar entraba en esta cuenca tanto por su borde septentrional proveniente del Campo de Cartagena, como por su borde meridional a través del corredor de Mazarrón. La Cuenca de Mazarrón, así como el Corredor, constituían entonces un pasillo marino que conectaba la cuenca marina existente en el Campo de Cartagena con el Mediterráneo que se abría al sur de Mazarrón.

*Estadio evolutivo 2 (Tortoniense terminal-Mesiniense)*

Al final del Tortoniense, la masiva instalación de vulcanismo subaéreo, hace que se produzca la desconexión entre la Cuenca de Mazarrón *s.s.* y el sector litoral del Puerto de Mazarrón, de manera que durante el Mesiniense el mar que invadía esta cuenca entraba a ella únicamente por su borde septentrional, quedando el Corredor de Mazarrón emergido sin que se den procesos deposicionales. La máxima extensión del mar en el sector litoral del Puerto de Mazarrón en este momento viene marcada por los afloramientos de la denominada "caliza de algas" cuyo carácter somero, y en cierta manera arrecifal nos marcan aproximadamente la línea de costa.

*Estadio evolutivo 3 (Plioceno)*

A lo largo de este período de tiempo, tanto el Corredor como la Cuenca de Mazarrón *s.s* permanecen emergidos. El mar mesiniense que invadía la Cuenca de Mazarrón va retirándose progresivamente hacia el Norte, hasta que ya en el Plioceno superior la abandona definitivamente como consecuencia del funcionamiento con carácter inverso de la Falla del Saladillo. En ese borde septentrional se instala entonces un medio de transición fluvio-litoral estuarino, por donde desembocaba en el Mediterráneo el sistema fluvial del Guadalentín (Silva, 1994), que

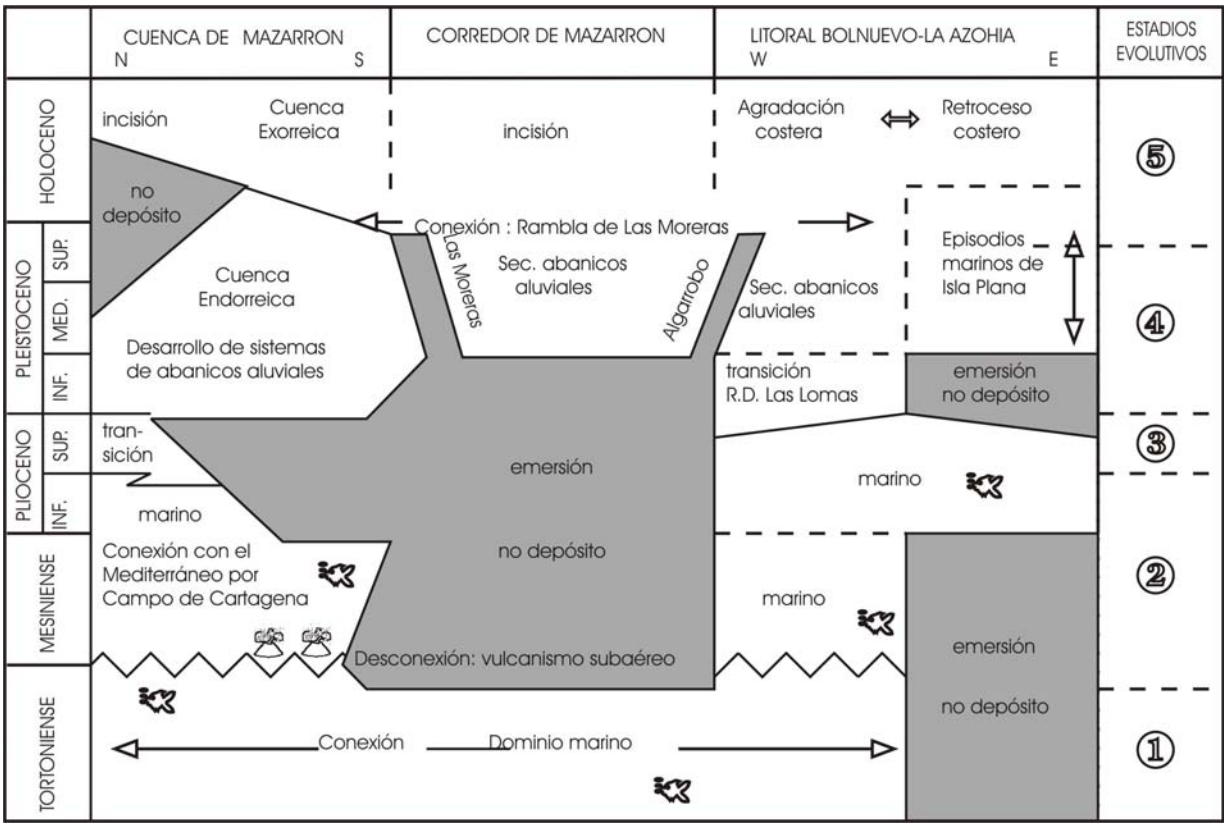



Figura 2. Síntesis de la evolución paleogeográfica de la Cuenca de Mazarrón desde el Tortoniense a la actualidad (Bardají, 1999).

*Synthesis of the paleogeographic evolution of the Mazarron Basin since Tortonian times (Bardají, 1999).*

actualmente fluye por la depresión del mismo nombre situada al oeste de esta zona de conexión y desemboca en las inmediaciones de la ciudad de Murcia en el río Segura. Por otro lado, en el Sector litoral Bolnuevo-La Azohía prevalecen las condiciones marinas, desarrollándose una plataforma abierta somera, como lo atestiguan las calcarenitas amarillas de dicha edad que se localizan en todo el litoral desde Bolnuevo hasta Isla Plana.

### *Estadio evolutivo 4 (Pleistoceno Inferior-Pleistoceno Superior)*

Este estadio evolutivo se caracteriza por rotaciones sucesivas en el campo de esfuerzos que inducen cambios cinemáticos en las fracturas que delimitan la cuenca, y consecuentemente cambios en el estilo deposicional de las unidades morfosedimentarias asociadas a los frentes montañosos correspondientes. En función de estos cambios observados han podido definirse dos Fases Deposicionales:

#### *Primera Fase Deposicional: Plioceno Superior - Pleistoceno Inferior-Medio*

Esta fase deposicional comienza con el desarrollo de un medio de transición fluvio-litoral en el borde norte de la Cuenca de Mazarrón por donde desembocaba el Guadalentín hacia el Mediterráneo (Silva, 1994). El funcionamiento con carácter inverso de la Falla del Saladillo de dirección aproximada E-O, y la propagación hacia el norte del graben de Mazarrón con generación de fallas normales N-S, producen el levantamiento relativo de la zona de conexión, con la consiguiente desconexión del Guadalentín con el Campo de Cartagena (Silva, 1994). La consecuencia inmediata de este levantamiento, es la sustitución del medio de transición fluvio-litoral por un medio típicamente continental con desarrollo de sistemas de abanicos aluviales. De esta forma la Cuenca de Mazarrón queda totalmente desconectada del mar tanto por

el norte como por el sur, donde los relieves volcánicos de Mazarrón ya la aislaban desde el Mioceno Superior del sector litoral del Puerto de Mazarrón, comportándose a partir de este momento como una cuenca endorreica.

*Segunda Fase Deposicional: Pleistoceno Medio*

Al inicio del Pleistoceno Medio, la dirección del eje de esfuerzos rota hasta alcanzar una posición N150°E. Como consecuencia de este giro, la falla de Almenara (N60°-70°E) de carácter sinestral, adquiere una componente inversa, produciéndose el levantamiento diferencial de la cuenca con respecto al frente montañoso. Así mismo, las fracturas de dirección N100°-110°E se comportan como dextrales con una cierta componente vertical. Resultado de esta reactivación es el levantamiento de la Sierra del Algarrobo, y la consiguiente delineación del Corredor de Mazarrón, así como la captura generalizada de los cursos fluviales que drenan dicha Sierra, que a partir de este momento se dirigirán hacia el Sur, quedando abandonados los sistemas de abanicos que se desarrollaban en el Campo de Cartagena.

Realmente esta fase deposicional se va a caracterizar más por lo que representa en cuanto a reactivación tectónica con reajuste de bloques que posteriormente condicionarán la evolución de la cuenca, que en cuanto a depósito de unidades morfosedimentarias en sí.

### *Estadio evolutivo 5 (Pleistoceno Superior-actualidad)*

Este estadio evolutivo se inicia como consecuencia de una reactivación tectónica generalizada en todas las Béticas orientales (Goy y Zazo, 1989; Somoza, 1989; Silva *et al*., 1993, Silva 1994). La actividad tectónica se va a concentrar preferentemente al inicio de esta fase amortiguándose progresivamente hacia el final de la misma. El rasgo que va a marcar definitivamente por tanto este estadio va a ser la conexión de la Cuenca de Mazarrón y el Sector litoral a través del Corredor de Mazarrón a causa de la fuerte erosión remontante ejercida por la Rambla de las Moreras. Se han podido caracterizar dos fases dentro de este estadio evolutivo:

*Tercera fase deposicional: Pleistoceno Superior - Holoceno*

El rasgo geomorfológico que va a caracterizar esta fase evolutiva es el paso de condiciones endorreicas a exorreicas, el cual está condicionado por dos factores importantes, por una lado la reactivación tectónica mencionada (límite Pleistoceno Medio-Pleistoceno Superior), que favorece los procesos de erosión remontante de la paleo-Rambla de Las Moreras. En segundo lugar, esta erosión se va a ver favorecida a su vez por una baja posición del nivel del mar correlacionable con el último período glaciar.

*Cuarta fase: Inversión holocena*

La conexión definitiva con el nivel del mar, provoca una fuerte bajada del nivel de base en toda la cuenca, lo que queda reflejado en el carácter diseccional predominante que presenta a partir de ese momento y hasta la actualidad. Se puede decir que desde entonces, se está produciendo un auténtico vaciado de la cuenca, desplazándose los procesos de acumulación a la plataforma continental. En el sector litoral, la alta posición del nivel del mar alcanzada durante el óptimo climático queda reflejada por el desarrollo de un paleoacantilado que bordea toda la bahía donde actualmente se encuentra el Puerto de Mazarrón, a partir de ese momento predominarán los procesos de progradación costera. Posteriormente, todo el material arrastrado por la red axial constituida por la Rambla de Las Moreras, junto con todos los sedimentos transportados por las distintas ramblas que drenan la Sierra del Algarrobo, llegan al sector litoral donde son retrabajados por la dinámica costera. Este progresivo aumento en el aporte sedimentario va a provocar un importante cambio en el equilibrio costero, de manera que, ya en épocas históricas (s. XVI a s. XVIII) se va a llegar a unas condiciones de exceso de aporte, produciéndose entonces el crecimiento del cordón litoral que une los islotes y cabezos que emergían en la zona del Puerto de Mazarrón.

**Agradecimientos**

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos BTE2002/1691 y BTE2002/1065. Además constituyen una aportación al Proyecto IGCP-437, así como a la *Subcomisión 4: The Mediterranean (INQUA Comm. On Sea Level Changes and Coastal Evolution)* y a la *INQUA Commission on Neotectonics.*

## Referencias

Bardají, T. (1999). *Evolución Geomorfológica durante el Cuaternario de las Cuencas Neógenas litorales del Sur de Murcia y Norte de Almería*. Tesis Doctoral, (inédita). Universidad Complutense de Madrid.

Bardají, T., Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J. y Civis, J. (1999). Recent Evolution of the Aguilas Arc Basins (SE Spain): Sea-level Record and Neotectonics. *Subcomm. $: The Mediterranean Newsletter*, 21, 21-26

Coppier, G., Griveaud, P., Larouziere, F.D., Montenat, Ch. y Ott D'estevou, Ph. (1989). Example of Neogene Tectonic Indentation in the Eastern Betic Cordilleras: the Arc of Aguilas (Southeastern Spain). *Geodinamica Acta*, 3, 37-51.

Goy, J.L. y Zazo, C. (1989). The role of neotectonics in the morphologic distribution of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche Basin, southeast Spain. *Tectonophysics*, 163, 219-225.

Griveaud, Ph. (1989). *Etude gèologique du secteur d'Aguilas (Sud-est de l'Espagne): Example de Poinçonnement néogène dans la zone Bétique interne oriental*. Thèse Univ. Claude Bernard. Lyon 1, 198.

Larouziere, F.D. (1985). *Etude tectono-sedimentaire et magmatique des bassins néogénes d'Hinojar et de Mazarrón (Cordillères Bétiques internes, Espagne).* Thése Univ. Paris VI.

Larouziere, F.D. y Ott D'Estevou, Ph. (1990). Les Bassins d'Hinojar et de Mazarron. *Les Bassins Néogènes du Domaine Betique Oriental (Espagne). Doc. et Trav. I.G.A.L*., 12-13, 207-220.

Larouziere, F.D., Ott D'Estevou, Ph., Montenat, Ch. y Griveaud, P. (1987). Evolution simultanée de bassins néogènes en compression et en extension dans un coloir de décrochement: Hinojar et Mazarrón (SE de l'Espagne). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 11, 1, 23-38.

Montenat, Ch. (1973). *Les formations Neógenes et Quaternaires du Levant espagnol (Provinces d'Alicante et Murcie).* Thèse d'État. Univ. Paris-Orsay.

Montenat, Ch., Ott D'Estevou, Ph. y Masse, P. (1987). Tectonic-Sedimentary characters of the Betic Neogene Basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 11, 11-22.

Ott d'Estevou, Ph y Montenat, Ch. (1985). Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 300, Série II, 8, 363-368.

Silva, P.G. (1994). *Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín desde el Mioceno hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Complutense de Madrid.

Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C. y Bardaji, T. (1993). Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 224, 289-303.

Somoza, L. (1989). *Estudio del Cuaternario litoral entre Cabo de Palos y Guardamar (Murcia-Alicante). Las variaciones del nivel del mar en relación con el contexto Geodinámico*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Complutense de Madrid.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# APLICACIÓN DE LOS S.I.G. AL ESTUDIO DE LA NEOTECTÓNICA EN UNA CUENCA CUATERNARIA ACTIVA (MISSISSIPPI GRABEN)

**Neotectonic study of a Quaternary active basin using G.I.S.**

(1) J. Garrote Revilla y (2) R. T. Cox

(1) Departamento de Geodinámica. Facultad de Geología. UCM. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.
(2) Department of Geological Sciences, 402 Smith Bldg., University of Memphis, Memphis, TN 38152.

juliog@geo.ucm.es

**Resumen**

El análisis del terreno y, más específicamente, el cálculo del factor de simetría topográfica transversal de las cuencas de drenaje (Factor T) ha permitido, en este caso, determinar un patrón de fracturación o de bloques activos para la parte N del Estado de Mississippi, dentro del graben que forma el valle del río del mismo nombre. La aplicación de este factor morfométrico sobre las cuencas de drenaje de segundo orden (según Strahler) genera un campo de vectores, a partir de los cuales y tras un análisis estadístico de los mismos, se delimitó una serie de dominios de basculamiento (12 en total). Una alineación principal fue determinada (con dirección NE-SO) y, tanto aspectos geológicos (direccionalidad de afloramientos) como sísmicos (coincidencia de epicentros de terremotos), parecen sustentar su delimitación. Nuevos estudios parecen indicar su actividad reciente, como el evento sísmico de New Madrid, 1.811, reflejado en fenómenos de licuefacción en superficie. Éstas y otras pruebas (perfiles longitudinales y topográficos, análisis de rugosidad del terreno,...) sustentan el patrón de bloques definido, que condiciona el desarrollo de las distintas cuencas de drenaje en la zona, así como procesos de captura fluvial en las áreas en que convergen las cabeceras de distintas cuencas.

**Palabras clave:** factor T, análisis morfométricos, cuencas drenaje, neotectónica, valle del Mississippi.

**Abstract**

Surface land analysis or moreover, traverse topographical symmetry of drainage basin analysis (Factor T) leads us to define an active crustal blocks system for the north part of Mississippi State, inside the valley graben of the Mississippi River. Application of this morphometric factor over second order drainage basins (Strahler classification) produce a vector field, from which a statistical analysis was made and twelve domains defined. A principal lineament was drawn (NE-SW direction), and geological (outcrops direction) and seismic data (earthquakes epicentres) confirm this idea. New studies denotes its recent activity (1811 New Madrid seismic event) that can be seen in surficial licuefaction forms. These and other studies (longitudinal and topographic profiles, ruggedness analysis, …) are in accord with the active crustal blocks defined, that is a very important factor in the drainage basin development, and it may be the origin of headwaters capture processes in the different water divides of the study area.

**Key words:** Factor T, morphometric analysis, drainage basin, neotectonics, Mississippi valley graben.

## Introducción

El graben del valle del río Mississippi es una zona ampliamente estudiada, tanto en su formación como en su desarrollo, debido a la presencia del área de mayor sismicidad intraplaca de los EE.UU., la zona sísmica de New Madrid (NMSZ), Scheweig y Van Arsdale (1996) y Van Arsdale (1998). Sin embargo, fuera de la NMSZ, el número de estudios no es muy abundante. Por ello, este estudio se centra en un área del valle del Mississippi fuera de la NMSZ, que no ha sido objeto de un análisis neotectónico regional con anterioridad, la parte N del estado de Mississippi, entre los 33º a 35º N y los -88,5º a -90,5º O (Fig. 1). Este estudio relaciona la geomorfología (análisis morfométrico) con la tectónica activa o reciente en el norte del estado de Mississippi, y es la continuación de un análisis geomorfológico previo de la porción este del valle del río Mississippi, en el estado de Teneessee (Cox *et al*., 2001) hacia el S.

Son muchos los trabajos sobre morfometría fluvial, tanto en análisis topográfico del terreno (Burbank y Anderson, 2001; Goldrick y Bishop, 1995; Hack, 1957, 1973; Keller y Printer, 1996; McKeown *et al*., 1988;

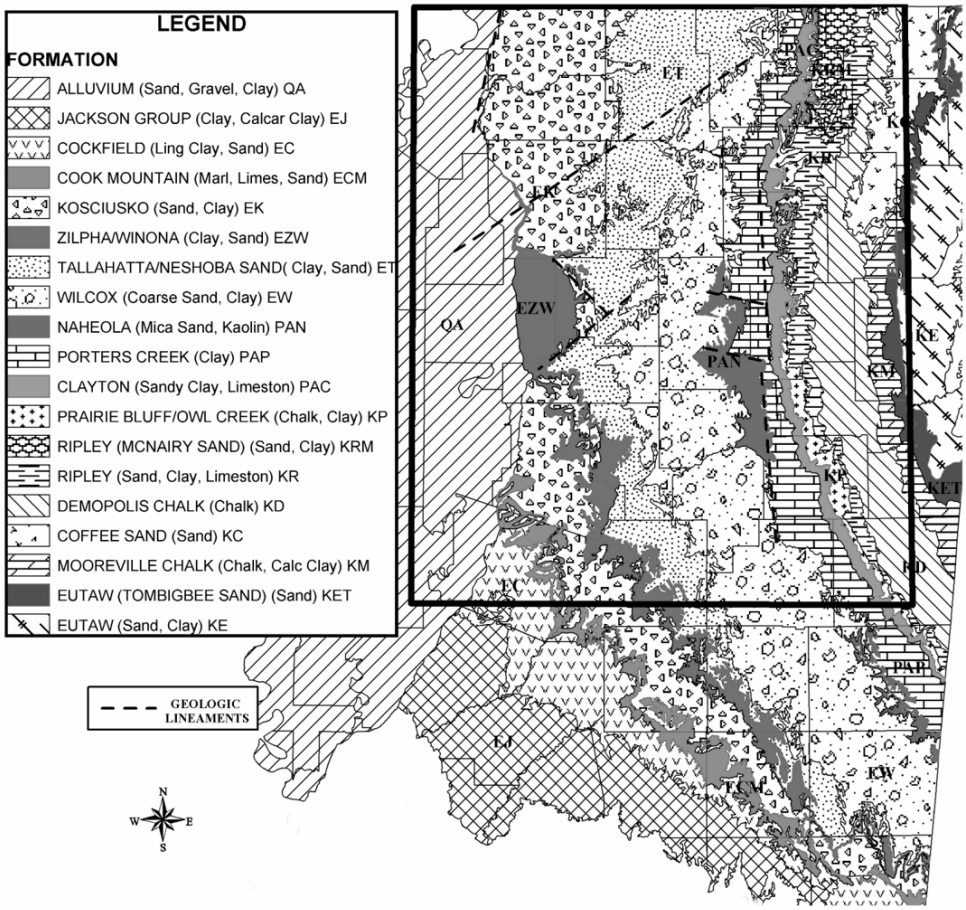



Figura 1. Geología de la mitad norte del estado de Mississippi (EE.UU.) y alineamientos geológicos inferidos a partir del mapa geológico de la zona.

*North part of Mississippi State Geology and geological lineaments.*

Morisawa, 1968; Rhea, 1989, 1993; Schumm *et al.*, 2000; Sánchez Serrano, 2000) o del análisis de la simetría topográfica transversal de las cuencas de drenaje (Cox, 1988, 1994; Cox *et al.*, 2001; Garrote y Garzón, 2002), y los resultados obtenidos han sido en general satisfactorios.

El análisis cuantitativo de la simetría topográfica transversal de las cuencas de drenaje ha sido aplicado tanto en áreas de alta como de baja actividad sísmica, y se ha mostrado efectivo en la delineación de sistemas de bloques basculados, pudiendo definir límites que previamente habían escapado a otras técnicas de análisis. Estos estudios producen un campo de vectores que indican la dirección media de la migración lateral de los cursos fluviales, y así, áreas que muestran una determinada dirección preferente de migración pueden ser interpretadas en términos de basculamiento superficial (Leeder y Alexander, 1987; Osborn y du Toit, 1991; Fisher *et al.*, 1994). Por tanto, el objetivo de este trabajo es el análisis morfométrico del terreno, principalmente la simetría topográfica transversal de las cuencas de drenaje (Factor T), a partir de un Modelo Digital del Terreno (MDT) de la zona, con un tamaño de celda de 30 m.

**Geología**

La estructura del graben del Mississippi es una pendiente con dirección suroeste (Fig. 1) que ha sido rellenada con materiales del Cretácico Superior y Terciario Inferior de carácter fluvio-marino y Plioceno-Cuaternario de origen fluvial y eólico (Stearns, 1957; Murray, 1961; Cushing *et al.*, 1964), los cuales se encuentran sobre materiales Paleozoicos, que están afectados por un patrón de fractura de dirección NE, al que se sobre-impone otro de dirección NO asociado al orógeno de Ouachita (Ervin y McGinnis, 1975; Hildenbrand *et al.*, 1982; Thomas, 1989; Johnson *et al.*, 1994).

El área del graben del Mississippi fue elevada durante el Cretácico Medio debido al paso del continente americano sobre el punto caliente de las Bermudas. El enfriamiento posterior produjo la subsidencia de esta área,

origen de las distintas incorfomidades (Cox y Van Arsdale, 1997, 2002) que se presentan en el registro sedimentario desde esa edad. El carácter de los sedimentos varía de marino a fluvio-marino (Cretácico Superior–Terciario Inferior) a otros de carácter netamente continental, fluviales y coluviales para los materiales más modernos, hasta llegar a los depósitos de terrazas y llanura de inundación de edad holocena y asociados a la actual red de drenaje de la zona.

Esta red de drenaje incluye en el área de estudio la margen izquierda del río Mississippi, con sus tributarios (Coldwater, Tippah, Yocona, Yalobusha y Black River), la cabecera de los ríos Hatchie y Wolf, la mitad derecha de la cuenca del río Tombigbee, y los tributarios de la cabecera del Pearl (Yockanookany, Lobutcha, Tallahaga y Nanawaya). Se caracterizada por tratarse de una red radial sin una dirección predominante clara y la presencia de algunas presas importantes, que afectan principalmente a los tributarios por margen izquierda del río Mississippi.

**Metodología**

La metodología seguida en el trabajo principalmente se podría concentrar en el análisis de la asimetría de la red de drenaje. Se llevó a cabo el análisis de la red de drenaje producida a partir del DTM de la mitad norte del estado de Mississippi (-88,5° a -90,5° O y 33° - 35° N) con una resolución espacial de 30 m. A partir de estos datos, se obtuvo la red de drenaje, clasificada en órdenes siguiendo la clasificación de Strahler, obteniendo un rango de valores entre 1 y 6. Para el análisis, se utilizó el orden 2 como principal, al presentar una distribución completa de direcciones, sin condicionamiento alguno. A partir de estos ríos, se calculó la asimetría de las cuencas de drenaje (Cox, 1988), utilizando los programas ArcInfo$_{TM}$ y ArcGIS$_{TM}$, obteniéndose más de 4.500 vectores, en los que se representaba la dirección y magnitud de la asimetría en cada punto, cuyos aspectos teóricos de cálculo de este factor morfométrico se recogen en Cox (1988, 1994). Las medidas se realizaron con un espaciado longitudinal de 1 km. Posteriormente, estas medidas directas fueron sometidas a un análisis estadístico, para obtener un mayor grado de confianza en los resultados obtenidos; así, las medidas fueron divididas según un mayado regular de 20 km de lado, para obtener un vector medio en cada una de estas celdas, que solapaban en un 50% con las adyacentes. Como resultado final, se obtuvieron 282 vectores medios, que representan la dirección y magnitud preferente de la asimetría de las cuencas de drenaje de segundo orden, y a partir de las cuales se delimitaron los diferentes dominios de dirección preferente de la asimetría. La distribución espacial de estos vectores medios es de 10 km.

Posteriormente, y con el objetivo de afianzar las ideas obtenidas del análisis de la asimetría de los ríos de segundo orden, se calculó la asimetría de las cuentas de drenaje de 4° y 5° orden, a las cuales no se aplicó un análisis estadístico, pues serán utilizadas para confirmar o desmentir las ideas obtenidas con el anterior análisis. Como complemento a los cálculos y resultados obtenidos, se realizo sobre este mismo MDT una serie de perfiles topográficos, con direcciones S-N y O-E, así como perfiles longitudinales de los principales cauces fluviales (Fig. 3) que surcan las dos áreas que presentan una distribución de alturas anómalas que pueden verse en la Fig. 2, todos estos perfiles fueron realizados con los programas Idrisi32$_{TM}$ y CartaLinx$_{TM}$, siendo posteriormente exportados al software Grapher3$_{TM}$, que se utilizó para el tratamiento de dichos perfiles, así como para su representación. A partir de los datos de partida con los que se generaron los perfiles longitudinales, se calculó a su vez el perfil logarítmico (teórico para cursos estables y desarrollados), y la representación del perfil real se realizó mediante la utilización de un filtro de media móvil, con el fin de eliminar el gran número de escalones en el perfil, producidos por la gran diferencia de escala para su representación y para de esta manera lograr una representación más realista de dichos perfiles.

Así mismo se realizó el cálculo de la rugosidad del terreno (Sánchez Serrano *et al*., 1998 y Garrote y Garzón, 2001), tomando como datos de partida la pendiente y la dirección de la misma (Fig. 3), sobre el mismo MDT que se utilizó para los anteriores cálculos, y aplicando el filtro de 5 ×5 celdas, que englobaba un área de 150 ×150 metros. El software utilizado para este cálculo fue Idrisi32$_{TM}$.

**Resultados**

De los datos analizados, es la asimetría transversal de las cuencas de drenaje aquel que permite una visión espacial del área de estudio y por tanto el que permite una mejor comprensión de la dinámica de la zona.

Este análisis (realizado sobre la asimetría de los ríos de segundo orden) nos ha llevado a la delimitación de 12 dominios de asimetría preferente, figura 4, denominados desde la A a la L. Estos dominios, no presentan necesariamente doce direcciones preferentes distintas, pero si presentan unos límites más o menos nítidos que los separan de los dominios adyacentes, aunque estos presenten una dirección preferente de asimetría análoga.

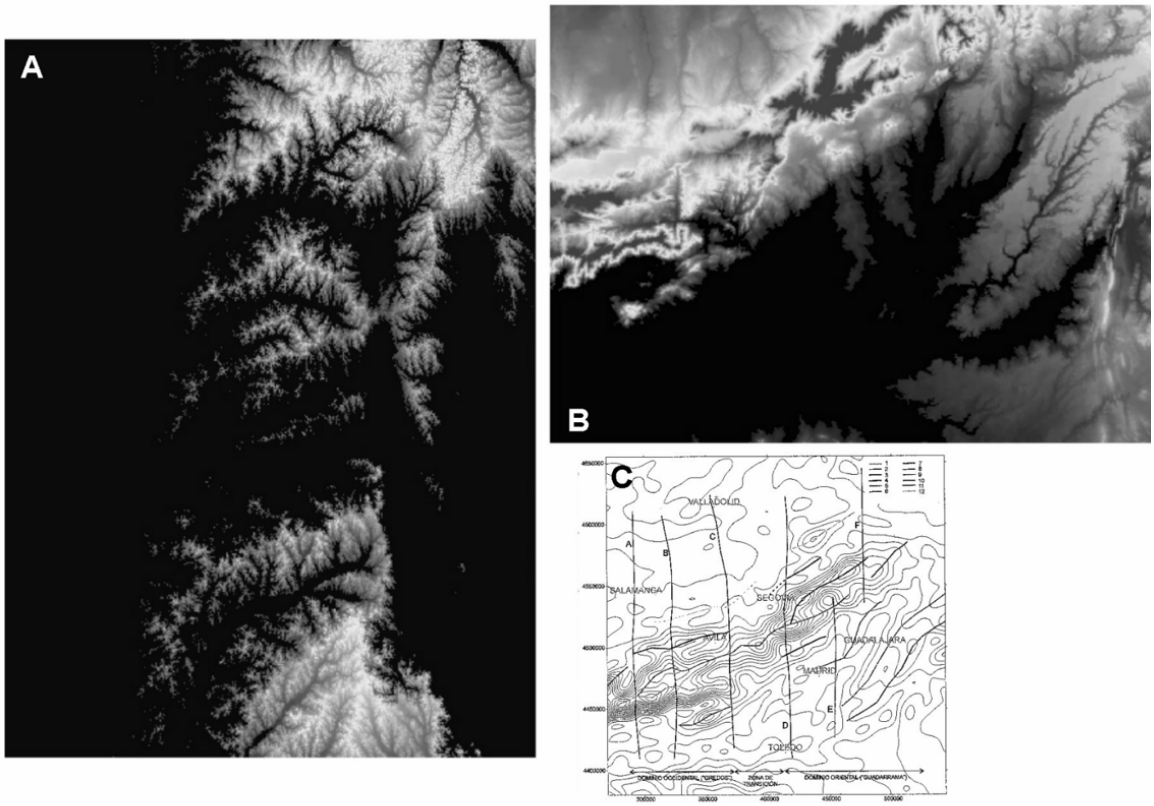



Figura 2. Relleno del MDT de la zona (A): zonas de distribución anómala de alturas. B: ejemplo similar para la cuenca de Madrid (España), y C: interpretación del origen de la anomalía de alturas para la cuenca de Madrid (según Sánchez Serrano, 2000).

Study area DTM fill (A) showing topographic anomalous areas. B, example of similar feature in Madrid Basin (Spain), and C, explanation of the topographic anomalous area in the Madrid Basin (from Sánchez Serrano, 2000).

Hay que resaltar, a la vista del mapa en el que se representan vectores y dominios inferidos (Fig. 4), la existencia de una acumulación de dominios en la parte oriental de la extensión analizada y la ausencia notoria de éstos en la parte occidental; este límite podría ser definido por la alineación que con dirección NE-SO atraviesa la parte media de la zona de estudio. Únicamente los dominios A y K se encuentran al oeste de la misma. Con carácter general, esta línea también marca un límite en cuanto a magnitudes de asimetría, quedando los valores más altos hacia el E y los menores hacia el O.

El dominio A, situado en la esquina noroccidental del mapa, presenta una dirección predominante de asimetría hacia el N-NE (Fig. 4), inversa a la dirección general de pendiente de las distintas unidades geológicas presentes en esta área, y a la dirección de flujo principal del rió Mississippi. Sus límites vienen marcados por cambios bruscos en magnitud y dirección de los vectores, y también se han utilizado los epicentros de una serie de terremotos, los cuales presentan dos alineaciones definidas, para completar los límites de este dominio.

Si se analizan los vectores correspondientes a los ríos de 4° y 5° orden (Fig. 5), se puede ver que éstos presentan el mismo patrón (los de 4° orden) y las variaciones en dirección y magnitud que se producen en los de 5° orden al atravesar los limites establecidos para este dominio.

El dominio K, el otro occidental, presenta una dirección preferente hacia el E, también contraria al buzamiento general de las capas en esta área. Es un dominio pequeño y se encuentra adyacente a la gran alineación que divide este área de estudio en dos zonas geográficas. Los límites N y S vienen marcados por la ausencia o cambio de los vectores medios adyacentes, y el límite O, en parte incierto, podría estar marcado por un par de lineamientos estructurales (Fig. 1) definidos a partir del mapa geológico de la zona, y que coinciden con una serie de epicentros de terremotos. Puede apreciarse, el cambio en la magnitud de los vectores del río de

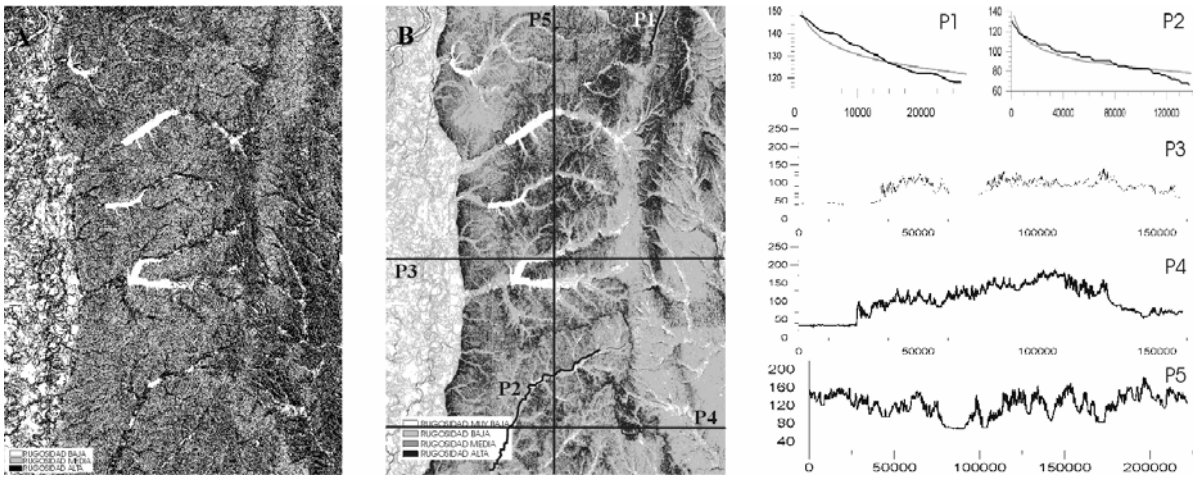



Figura 3. Mapas de rugosidad del terreno, a partir del MDT de la zona, en función de la dirección de laderas (A), y de la dirección de pendientes (B). En este último se marca la localización de los perfiles topográficos y longitudinales.

*Rugedness map, from hill direction (A) and slope direction (B). Last one shows topographic and longitudinal profiles location.*

4° orden (Fig. 5) que atraviesa este dominio con dirección E-O, al atravesar el limite oriental del dominio K, justo el definido por la divisoria E-O de dominios. El resto del área occidental presenta ausencia de vectores medios, o bien ausencia de uniformidad de estos.

En cuanto a la zona oriental, muchos han sido los dominios definidos, debido a las importantes diferencias de magnitud y dirección encontradas en este área. Comenzando de N a S, el primer dominio encontrado es el B, que presenta una dirección predominante hacia el SE, contraria también al buzamiento de las capas. Sus límites vienen establecidos por cambios en la dirección de los vectores (Fig. 4) en la parte S del mismo y de la magnitud (zona occidental), además de la finalización de la extensión del área estudiada. Sin embargo, de acuerdo con Cox (1994), este dominio tiene su continuación hacia el N, dentro del estado de Teneessee. Dentro de las limitaciones de la representación de los vectores de 4° y 5° orden, se deduce que éstos son concordantes con los de segundo orden, por lo que parece existir una migración real de la cuenca en general.

El dominio C, de pequeña extensión, representa una anomalía en su entorno, pues presenta una dirección predominante hacia el SO (acorde al buzamiento de las capas), concordante también en los vectores de 4° orden. Su extensión, podría continuar hacia el S, pero es difícil de precisar; si así fuera, podría suponer el límite N de un gran dominio concordante con el buzamiento de las capas.

Los dominios D, E y F presentan una dirección predominante parecida E-SE y se encuentran separados por discontinuidades en la magnitud y dirección de los vectores. La dirección de expansión de sus cuencas es contraria al buzamiento, lo que podría tener un origen tectónico. El límite occidental de todos ellos viene marcado por el gran lineamiento NE-SO al que se ha hecho referencia anteriormente. Dentro del dominio F se encuentra una alineación estructural, deducida de la geología de la zona, y otro semejante al S de este dominio, presentando ambos epicentros de terremotos asociados y variaciones en la magnitud y dirección de los vectores de 4° orden. Estas dos alineaciones podrían significar una modificación en los límites del dominio F, pero no es tan evidente al analizar los vectores medios de segundo orden, por lo que se ha optado por mantener los mismos en las posiciones en principio determinadas.

Limitando con éstos, se encuentran el dominio G, y al sureste el H. Ambos conforman una importante extensión de terreno con bastante homogeneidad en la dirección de los vectores, que son opuestos a los de los dominios anteriores y consecuentes con el buzamiento regional. La división efectuada entre los dominios G y H es debida a la existencia de una franja de dirección NE-SO en la que aparece una gran aleatoriedad en los vectores, así como un descenso en la magnitud de los mismos. No está claro el origen de esta anomalía y en el estudio topográfico del terreno, en base a la rugosidad (Fig. 3) del mismo (en función de la pendiente y la dirección de ladera), aparece en este área un valor anómalamente elevado de rugosidad, aspecto que decidió a mantener la separación entre los dominios, que de otra forma podrían conformar uno solo. Así mismo, pueden apreciarse cambios en la dirección de un curso fluvial de 5° orden (Fig. 5) que atraviesa esta zona anómala. El

curso, al pasar del dominio G a la anomalía, cambia de dirección SE a S, volviendo a SE al adentrarse en el dominio H. No se observan, por el contrario patrones, semejantes (o al menos tan nítidos) sobre los cursos de 4° orden.

Por ultimo, los dominios restantes, I, J y L, presentan en común el tener unos vectores de menor magnitud y no tan uniformes en dirección. I y L presentan una dirección predominante hacia el NE, siendo ESE la del dominio J. Todos ellos presentan por tanto una dirección contraria a la de la pendiente, lo que los diferencia de los dominios situados mas al norte, G y H. Conforman así mismo una zona interesante sobre la que más tarde se hará incidencia con el análisis de los perfiles topográficos del terreno y los longitudinales de los ríos que surcan este área, que alcanzan como máximo orden 3. Esto es interesante pues muestra que es una zona menos jerarquizada en el drenaje, con ausencia de ríos de órdenes elevados, y parece también, una menor densidad de drenaje. Dos ríos de 5° orden bordean esta zona y ambos presentan direcciones divergentes desde el centro de esta área, indicando una migración de los ríos hacia áreas adyacentes. También se han observado en esta zona procesos de captura en cabecera, lo que nos llevo a pensar, a partir de todos estos datos, en un posible condicionamiento tectónico del área.

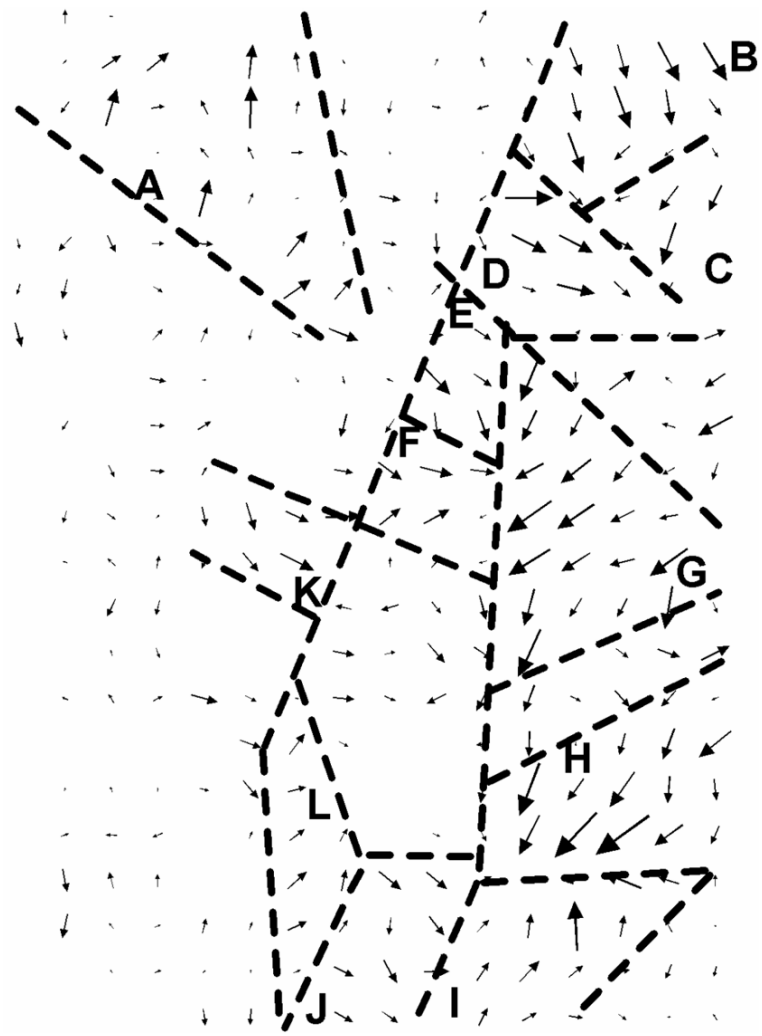



Figura 4. Vectores medios de asimetría de las cuencas de drenaje de segundo orden (tras el análisis estadístico de los vectores medidos, con Spheristat$_{TM}$), y dominios de basculamiento definidos.

*Drainage basin asymmetry mean vector (from statistical analysis of raw vectors, Spheristat$_{TM}$), and defined tilting domains.*

El resto de resultados están en concordancia con lo que indica la asimetría. Así, los perfiles longitudinales muestran unos ríos que no indican un desarrollo alto, y por tanto, parece probable que las variaciones en el gradiente de los ríos, así como la morfología convexa en algunos tramos, distribuidos a lo largo de toda la extensión de los perfiles, se encuentren condicionadas u originadas por una tectónica reciente activa, aunque ésta no tenga su reflejo claro en superficie. Mientras, los perfiles topográficos revelan otros aspectos importantes, como puede observarse en la Fig. 3, en la que se aprecia claramente el mayor nivel de base que presentan los ríos situados en los dominios I, J y L, o también en la parte N del área de estudio. La anomalía de estas zonas queda indicada en un principio en la Fig. 2, en la que la distribución de alturas era anómala en este área. Fenómeno semejante se observó en la cuenca de Madrid (España) para el río Tajuña, en la que Sánchez Serrano (2000) responsabilizaba a la neotectónica como causante de esta anomalía. Cabe indicar también el que la divisoria entre los tributarios por la margen izquierda del río Mississippi y la cuenca del río Tombigbee parece

ser un área bastante activa; se aprecian fenómenos de captura en cabecera, así como una posible movilidad en la posición de dicha divisoria, que se refleja en la escasa entidad topográfica de la misma, superada por otras divisorias internas del río Tombigbee, que podrían haber actuado anteriormente como divisoria entre ambos ríos.

Por su parte, el mapa de rugosidad del terreno, ha servido para separar en dos dominios la parte oriental del área de estudio; así, finalmente quedó dividida entre la que ocupan los dominios G y H, que por otro lado, presentan una semejante dirección de asimetría. Sin embargo, la discontinuidad en la dirección y magnitud de los vectores en el área que ha servido de límite entre ambos se ve reafirmada por el valor de la rugosidad en esta zona (Fig. 3), anómalamente elevado con respecto a las áreas adyacentes, y sin seguir la dirección de las unidades geológicas, que hubiese podido sino ser una explicación a dicha anomalía.

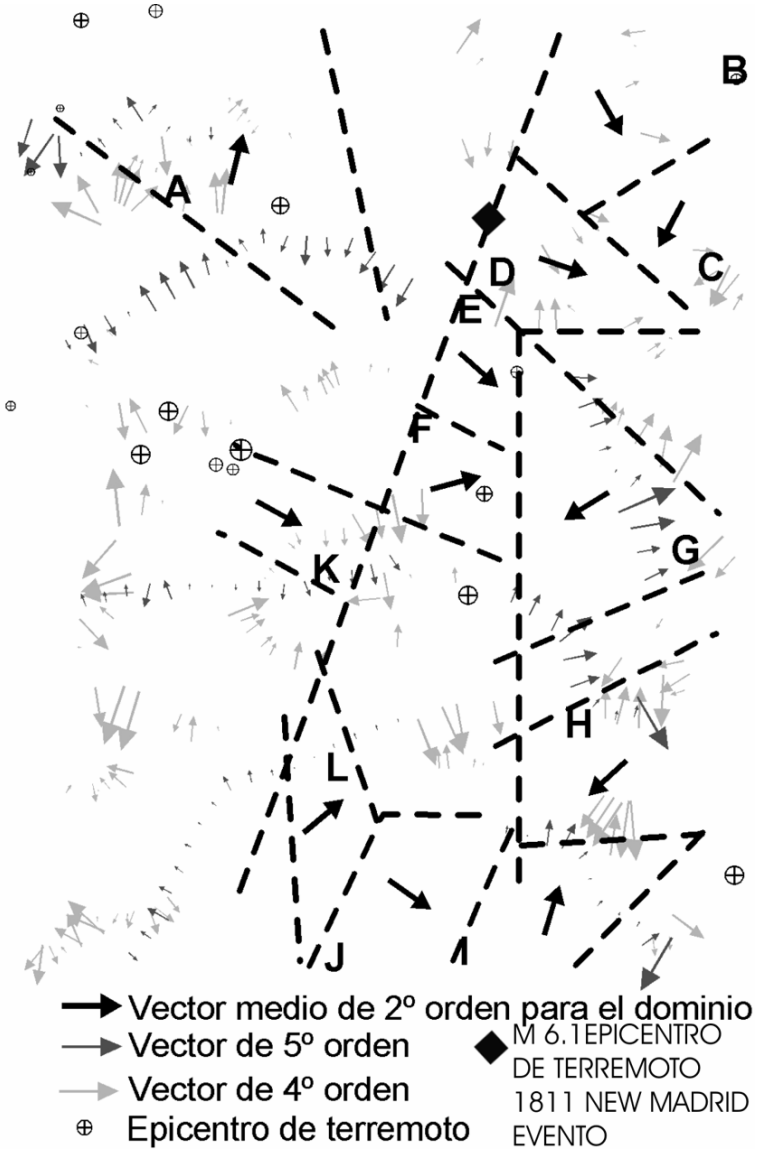



Figura 5. Vectores medios para cada dominio definido (dirección de asimetría preponderante dentro del dominio), junto con los vectores de asimetría calculados a partir de las cuencas de drenaje de 4º y 5º orden (sin tratamiento estadístico). Se añaden los epicentros de los terremotos registrados en este área (tamaño del símbolo indica magnitud del terremoto).

*Domain mean vector (principal asymmetry direction inside domain) and 4º and 5º order drainage basin asymmetry vectors (without statistical analysis). Figure shows too the register earthquakes in this area (symbol dimension to earthquake magnitude).*

**Discusión**

Dos aspectos han de tenerse en cuenta antes de discutir los resultados obtenidos en este trabajo. Por un lado, poner de manifiesto la clara asimetría existente entre las zonas E y O del área estudiada (en cuanto a la distribución de dominios de asimetría transversal de las cuencas de drenaje), lo que ha de estar provocado, bien por cambios significativos en la geología, bien por otros condicionantes, ya sean tectónicos o climáticos. El segundo aspecto a tener en cuenta es que el buzamiento general de las capas es hacia el O-SO, variando esta dirección según se vaya más al N (dirección O) o al S (dirección SO). Por tanto, se deberá asumir que la dirección de flujo subterráneo sigue también estos patrones. Teniendo en cuenta estos conceptos, el análisis de los resultados obtenidos para la asimetría topográfica transversal de las cuencas de drenaje ofrece un panorama contradictorio a lo que teóricamente se debería esperar.

Así, son pocos los dominios que presentan una dirección preferente de extensión de las cuencas acorde al buzamiento general de las capas (Fig. 4), siendo en la mayoría de los dominios, opuesta esta dirección.

Así, los dominios que muestran una dirección de asimetría concordante con el buzamiento de las capas, C, G y H, se encuentran en la zona más oriental del área de estudio, en la cual los perfiles topográficos han mostrado que existe un nivel de base de los ríos más bajo. Este efecto puede condicionar la asimetría que estaría producida por la migración lateral de los cursos debida al buzamiento de las capas en las que se han encajado dichos ríos. A esta idea la apoyaría el no tener una divisoria de aguas importante (Fig. 3) entre las cuencas del Mississippi y el río Tombigbee. A este fenómeno también habría contribuido el diferente comportamiento hídrico de estos ríos durante la última época glaciar, sobre todo la diferente carga en suspensión, que los habría llevado a presentar fenómenos diferentes, con una sedimentación para el río Mississippi y una erosión para el Tombigbee.

El resto de dominios presenta una dirección preferente de asimetría opuesta al buzamiento de las capas, lo cual ya es un factor a tener en cuenta en el posible origen tectónico de dicha asimetría. Así, se aprecia como algunos de los dominios están condicionando la extensión de las cuencas de algunos ríos, como sucede con los dominios A y J, mientras otros presentan importante cambios en su dirección al atravesar los límites de los diferentes dominios (Fig. 5) como podría ser el caso de los dominios G, H o K.

Destacar también la importancia que parecen tener dos direcciones, por un lado la NE-SO que divide el área de estudio en dos zonas (y que tras análisis comparativo con un mapa de alineaciones deducidas de imagen de satélite parece más bien una sucesión de fracturas que conservan esta dirección, mejor que una sola fractura) y la alineación N-S que marca la división entre los ríos Mississippi y Tombigbee. Estas dos alineaciones encierran una serie de dominios, D, E y F principalmente, en los que las variaciones en dirección y magnitud de vectores, alineaciones geológicas y epicentros de terremotos, parecen indicar que se trata de una zona activa. Así, estudios recientes (Hough y Martín, 2003) indican la existencia de licuefacciones en superficie asociadas al evento sísmico de New Madrid (1.811), con presencia de epicentros de terremotos secundarios en esta zona.

Por ultimo, los dominios I, J y L forman un área interesante, primero por los resultados que los análisis complementarios han arrojado para esta zona (mayor nivel de base de los ríos, distribución anómala de alturas, o perfiles longitudinales de ríos poco evolucionados), y segundo por el descenso en la densidad de la red de drenaje que presenta este área, en la que los cursos no sobrepasan el orden 3, aspecto este que denotaría, según Jianjun *et al*. (1997), que la zona ha sido elevada recientemente. Incluso la asimetría divergente desde esta zona que presentan los cursos principales surcando sus alrededores (5º orden) apoyaría esta hipótesis (Fig. 5).

**Conclusiones**

La estructura geológica de la zona, resumida en el buzamiento monoclinal con dirección O a SO no parece tener una importante influencia sobre la asimetría de las cuencas de drenaje de segundo orden, ya que sólo un par de dominios presentan esta dirección de asimetría. Y en estos casos, existe otra posibilidad, procesos geomorfológicos de captura en cabecera, por un distinto nivel de base cuyo origen puede estar en el diferente comportamiento de los ríos durante la última glaciación, que ha de ser tomada en cuenta. O bien un funcionamiento conjunto de ambos procesos.

Así, la gran mayoría de dominios presenta una dirección de asimetría de las cuencas opuesta a la del buzamiento monoclinal. Esto, así como la determinación de algunos lineamientos geológicos y la presencia de epicentros de terremotos en el área de estudio, hace pensar en un control tectónico para esta área, que recordemos, no se encuentra lejos del área de gran actividad sísmica de New Madrid.

Dos áreas, en las zonas norte y sur de nuestro DTM, presentan un carácter anómalo cuando el DTM es rellenado (Fig. 2), presentando niveles de base de los ríos elevados en los perfiles topográficos y además, los perfiles longitudinales realizados sobre algunos ríos de esta área presentan zonas convexas y cambios importantes en la pendiente del río, lo que hace pensar en la presencia de actividad tectónica en estas zonas. En este aspecto, el área S presenta una baja densidad de red de drenaje, con baja jerarquización, lo que es una característica de zonas de elevación tectónica.

Sin embargo, no son evidentes sobre el terreno indicios de actividad tectónica reciente, solamente el cambio en el nivel de base de los ríos y algunas zonas convexas en los perfiles longitudinales de los mismos. Esto tampoco ha de ser determinante, puesto que al N de este área se encuentra la zona de gran actividad sísmica de New Madrid y ésta tampoco los tiene.

La relación existente con las antiguas estructuras tectónicas de la zona no es muy evidente, aunque se pueden apreciar algunas características similares, en la coincidencia de antiguas fallas y alineaciones con los límites de algunos dominios de asimetría de las cuencas de drenaje. Probablemente, los campos de esfuerzo de

edad Pleistoceno medio (NO-SO) o actual (ESE-ONO) sean la clave para entender mejor la distribución espacial de dominios de asimetría.

**Agradecimientos**

Este trabajo ha sido financiado en parte con los proyectos PB98-0846 de la D.G.E.S.I.C y PR1/03-11670 de la Universidad Complutense de Madrid. J. Garrote quiere agradecer el apoyo de todo el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Memphis, donde se llevó a cabo la mayor parte de este trabajo.

**Referencias**

Burbank, D.W. y Anderson, R.S. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science. Massachusetts.

Cox, R.T. (1988). Evidence for Quaternary ground tilting associated with the Reelfoot Rift zone, northeast Arkansas. *Southeastern Geology*, 28, 211-224.

Cox, R.T. (1994). Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 571-581.

Cox, R.T. y Van Arsdale, R.B. (1997). Hotspot origin of the Mississippi Embayment and its possible impact on contemporary seismicity. *Engineering Geology*, 46, 201-216.

Cox, R.T. y Van Arsdale, R.B. (2002). The Mississippi Embayment, North America: a first order continental structure generated by the Cretaceous superplume mantle event. *Journal of Geodynamics*, 34, 163-176.

Cox, R.T., Van Arsdale, R.B. y Harris, J.B. (2001). Identification of possible Quaternary deformation in the northeastern Mississippi Embayment using quantitative geomorphic analysis of drainage-basin asymmetry. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 615-624.

Cushing, E.M., Boswell, E.H. y Hosman, R.L. (1964). General geology of the Mississippi Embayment. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 448-B.

Ervin, C.P. y McGinnis, L.D. (1975). Reelfoot rift-Reactivated precursor to the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 1287-1295.

Fisher, D.M., Gardner, T.W., Marshall, J.S. y Montero, W. (1994). Kinematics associated with late Cenozoic deformation in central Costa Rica: Western boundary of the Panama microplate. *Geology*, 22, 263-266.

Garrote, J. y Garzón, G. (2001). Estudio mediante S.I.G. de la respuesta a los esfuerzos recientes en el sector oriental de la depresión del Tajo. *Actas V Reunión de Cuaternario Ibérico*, 229-232.

Garrote, J. y Garzón, G. (2002), La asimetría de la cuenca de drenaje Jarama-Henares, análisis morfométricos y tectónica reciente. En: E. Serrano, A. García de Celis, J.C. Guerra, C.G. Morales y M.T. Ortega, eds. *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología. Patrimonio, Montaña y Dinámica Territorial*, 513-526. Soc. Española Geomorfología. Valladolid. Universidad de Valladolid.

Goldrick, G. y Bishop, P. (1995). Differentiating the roles of lithology and uplift in the steepening of Bedrock River long profiles: An example from Southeastern Australia. *The Journal of Geology*, 103, 227-231.

Hack, J.T. (1957). Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 294-B, 45-97.

Hack, J.T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *U.S. Geol. Survey Journal Research*, 1, 421-429.

Hildenbrand, T.G., Kane, M.F. y Hendricks, J.D. (1982). Magnetic basement in the upper Mississippi Embayment region-A preliminary report. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1538-E.

Hough, S.E. y Martin, S. (2003). Magnitude estimates of two large aftershocks of the 16 December 1811 New Madrid earthquake. *Bull. of the Seismological Society of America*, 92, 3259-3268.

Jianjun, H., Mukang, H. y Ollier, C.D. (1997). A morphometric method to determine neotectonic activity of the Weihe basin in northwestern China. *Episodes*, 20, 95-99.

Johnson, P.R., Zietz, I. y Thomas, W.A. (1994). Possible Neoproterozoic-early Paleozoic grabens in Mississippi, Alabama, and Tennessee. *Geology*, 22, 11-14.

Keller, E.A. y Pinter, N. (1996). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landsape*. Prentice Hall. New Jersey.

Leeder, M.R. y Alexander, J. (1987). The origin and significance of asymmetrical meander-belts. Sedimentology, 34, 217-226.

McKeown, F.A., Jones-Cecil, M., Askew, B.L. y McGrath, M.B. (1988). Analysis of Stream-Profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1807.

Morisawa, M. (1968). *Streams, their dynamics and morphology*. McGraw-Hill. New York.

Murray, G.E. (1961). *Geology of the Atlantic and Gulf coastal province of North America*. Harper and Brothers. New York.

Osborn, G. y du Toit, C. (1991). Lateral planation of rivers as a geomorphic agent. *Geomorphology*, 4, 249-260.

Rhea, S. (1989). Evidence of uplift near Charleston, South Carolina. *Geology*, 17, 311-315.

Rhea, S. (1993). Geomorphic observations of rivers in the Oregon Coast Range from a regional reconnaissance perspective. *Geomorphology*, 6, 135-150.

Sánchez Serrano, F. (2000). *Análisis de la topografía y deformaciones recientes en el centro de la Península Ibérica*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Complutense de Madrid.

Sánchez Serrano, F., Tejero, R. y Bergamin, J.F. (1998). Análisis de la variabilidad del relieve a partir de modelos digitales del terreno. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11, 139-149.

Scheweig, E.S. y Van Arsdale, R.B. (1996). Neotectonics of the upper Mississippi Embayment. *Engineering Geology*, 45, 185-203.

Schumm, S.A., Dumont, J.F. y Holbrook, J.M. (2000). *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press.

Stearns, R.G. (1957). Cretaceous, Paleocene, and lower Eocene history of the northern Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 68, 1077-1100.

Thomas, W.A. (1989). The Appalachian-Ouachita orogen beneath the Gulf Coastal Plain between the outcrops in the Appalachian and Ouachita Mountains. En: R.D. Hatcher, W.A. Thomas y G.E. Viele, eds. *The Appalachian-Ouachita orogen in the United States, Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America*, F-2, 537-553.

Van Arsdale, R.B. (1998). Seismis hazards of the upper Mississippi Embayment. *U.S. Army Corps of Engineers Open Report*.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LA RELACIÓN ENTRE RESPUESTA ESPECTRAL Y COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE SEDIMENTOS CUATERNARIOS CON SU CRONOLOGÍA RELATIVA (ALMERÍA, SURESTE DE ESPAÑA)

## Statistical analysis of the spectral response and mineralogical composition of Quaternary sediments with their relative chronology (Almería, Southeast Spain)

(1) E. García-Meléndez, (1) M. Suárez Barrios, (2) , J.M. Sánchez Santos (3) M. Ferrer-Julià, (1) J.L. Goy y (4) C. Zazo

(1) Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced s/n. 37008 Salamanca.
(2) Departamento de Estadística. Universidad de Salamanca. Plaza de la Merced s/n. 37008 Salamanca.
(3) Departamento de Geografía. Universidad de Salamanca. C/ Cervantes, nº 3. 37008 Salamanca.
(4) Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC). C/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28003 Madrid.

egm@usal.es; fax 923294514

**Resumen**

Mediante la utilización de técnicas estadísticas se analiza la relación entre la respuesta espectral (visible e infrarrojo cercano) de las superficies de una serie de unidades morfosedimentarias cuaternarias, claramente asociada a la composición mineralógica, y la edad relativa de dichas unidades. Para ello se han tenido en cuenta variables cuantitativas o numéricas (datos mineralógicos y espectrales) y una variable cualitativa (la edad relativa), aplicando dos tipos de análisis distintos que son, por una parte el análisis de la varianza de un solo factor y el estudio de los coeficientes de correlación. Los resultados obtenidos prueban la relación cuantitativa existente entre la edad relativa de las unidades y su respuesta espectral y composición mineralógica, constituyendo una base útil para la correcta interpretación de imágenes de satélite y mostrando la utilidad de la respuesta espectral como un criterio más de asignación cronológica relativa.

**Palabras clave:** geomorfología, teledetección, espectroscopía, reflectancia.

**Abstract**

The use of statistical techniques is applied in order to analyse the relationship between the spectral response of morphosedimentary Quaternary units and their mineralogical composition with their relative chronology. The types of variables used are both quantitative (mineralogical and spectral data) and qualitative (the relative chronology) with different type of analysis: the variance analisis of one factor and the study of correlation coefficients. The obtained results show quantitatively the relationship between the relative chronology of the units and their mineralogical composition and spectral response, showing the importance of the spectral response as an additional criterion for the assignment of relative ages and for the proper interpretation of remote sensing images.

**Key words:** geomorphology, remote sensing, spectroscopy, reflectance.

## Introducción

En este trabajo se realiza un estudio de la respuesta espectral de unidades sedimentarias del Cuaternario, que está relacionada principalmente con la composición mineralógica y con la ocurrencia de procesos postsedimentarios, los cuales han producido una serie de cambios en dicha composición, relacionándose a su vez con la edad de las unidades sedimentarias. Los estudios de reflectancia espectral de sedimentos y rocas tienen una utilidad clara para la correcta interpretación de las imágenes captadas por sensores remotos y constituyen el fundamento de la respuesta espectral de dichas imágenes de teledetección. Tradicionalmente, la mayor parte de los estudios de la respuesta espectral en Geología se han centrado en rocas ígneas y metamórficas, existiendo algunos en rocas sedimentarias, y muy pocos en Geología del Cuaternario; entre estos últimos, se encuentran los trabajos de Shipman y Adams (1987), Beratan y Anderson (1998), etc, si bien se han realizado en mayor número en suelos. Las unidades morfosedimentarias objeto de estudio están formadas principalmente por sedimentos correspondientes a abanicos aluviales, cuya disposición geométrica a lo largo del Cuaternario está caracterizada

por una serie de niveles encajados sucesivamente, originando una morfología escalonada que ha permitido la diferenciación de siete fases morfogenéticas de disección-agradación, tanto en la zona de estudio como en áreas próximas (García-Meléndez, 2000; García-Meléndez *et al*., 2001a). En trabajos anteriores (García-Meléndez *et al*., 2000, García-Meléndez *et al*., 2001b, García-Meléndez *et al*., 2002), sobre la base del muestreo realizado se determinó la composición mineralógica correspondiente a las superficies de los distintos niveles de las unidades morfosedimentarias mediante difracción de rayos X y, seguidamente, mediante espectroscopía de reflectancia de laboratorio se calculó la respuesta espectral de cada muestra, comparando y observando cómo la composición mineralógica influía en la respuesta espectral, y cómo estas diferencias espectrales era posible distinguirlas en las imágenes de satélite del sensor *Landsat TM*. En el este trabajo se realiza un estudio estadístico con el fin de cuantificar la relación existente entre la respuesta espectral y la cronología relativa de las distintas unidades. Los resultados obtenidos, aunque claramente condicionados por variaciones locales, permiten generalizar dicha relación, de forma que se encuentra una clara vinculación entre la respuesta espectral y la composición mineralógica con la cronología relativa en 5 de los 8 grupos de unidades morfosedimentarias cartografiadas en el mapa geomorfológico y geológico del Cuaternario realizado por García-Meléndez (2000), principalmente relacionada con el contenido en calcita.

El área de estudio se localiza en la cuenca neógeno-cuaternaria de Huércal-Overa, en la provincia de Almería (Fig. 1). Se encuentra en las Cordilleras Béticas (SE de España) limitada al N por la sierra de Las Estancias y al S por la sierra de Los Filabres. La cronología relativa de las distintas fases sedimentarias está basada (en ausencia de material datable) en criterios geomorfológicos, como son las alturas relativas a las que se encuentran los depósitos, su grado de desmantelamiento basado en la degradación de las superficies sedimentarias por el desarrollo de una red de drenaje que aprovecha los antiguos canales distribuidores de abanicos aluviales, creando una incisión incipiente en éstos (García-Meléndez, 2000), finalmente, por el estudio de las dataciones realizadas en áreas circundantes por otros autores, tanto en áreas costeras (Goy *et al*., 1993, entre otros) como en el interior (Agustí *et al*., 1997; Wenzens, 1992; Silva, 1994, entre otros).

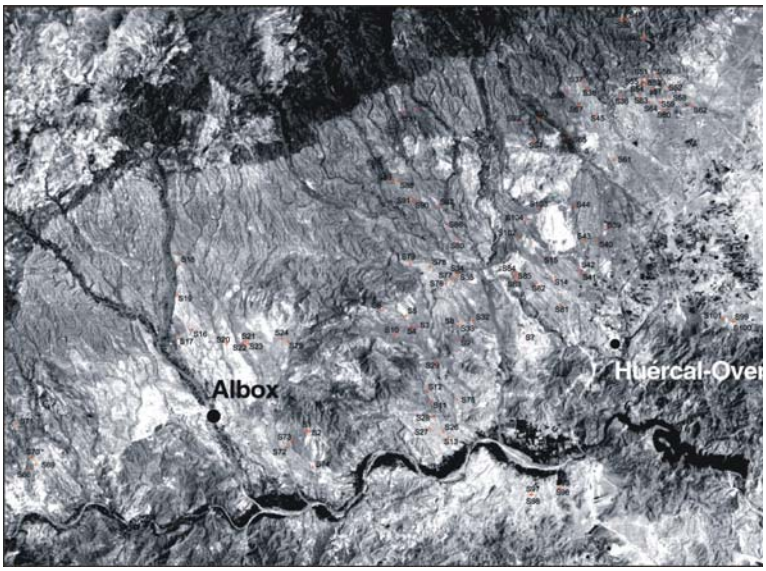



Figura 1. Localización del área de estudio dentro de las Cordilleras Béticas y de las muestras tomadas. Imagen de satélite del sensor *Landsat-5 TM* correspondiente a la banda 7.

*Location of the study area in the Betic Cordilleras and location of the samples. Landsat-5 TM band 7 satellite image.*

## Métodología

Con el fin de cuantificar las observaciones realizadas a partir de los espectros de reflectancia de las 101 muestras estudiadas (Fig. 1) y contrastar las principales características observadas en ellos, como son la reflectancia, la intensidad de los distintos rasgos de absorción en el espectro infrarrojo, la edad relativa de las unidades morfosedimentarias en las que fueron tomadas y la mineralogía, se ha realizado un análisis estadístico de los datos obtenidos. Para ello se han tenido en cuenta dos tipos de variables, cuantitativas (numéricas) y cualitativas, por lo que se aplicará distinto tipo de análisis. Las variables numéricas corresponden a datos mineralógicos y a datos de intensidad de los rasgos de absorción medidos en las curvas espectrales, mientras que entre las variables cualitativas se utilizará la correspondiente a la edad relativa. Los dos tipos de análisis llevados

a cabo según la naturaleza de la variable objeto de estudio son por una parte, el análisis de la varianza de un solo factor (ANOVA 1) para estudiar la dependencia entre cada una de las variables cuantitativas y la cualitativa correspondiente a la edad relativa, y por otra parte, un estudio de los coeficientes de correlación lineal entre las variables cuantitativas dos a dos. El coeficiente de correlación es una medida del grado de linealidad entre dos variables, de modo que los valores de ρ próximos a 1 indican un alto grado de linealidad mientras que los valores de ρ próximos a 0 indican una ausencia.

## Variables cuantitativas

Como variables cuantitativas y según los datos mineralógicos, se han utilizado los porcentajes de los distintos minerales cuantificados (cuarzo, feldespatos, filosilicatos, calcita, dolomita y yeso) y también agrupaciones de éstos, como es el empleo de una variable que representa el porcentaje de tectosilicatos (suma de cuarzo y de feldespatos, minerales siempre heredados del área fuente); otra variable representa la suma del porcentaje de detríticos (cuarzo, feldespatos y filosilicatos) y una última variable que representa el porcentaje de minerales secundarios (suma de calcita, dolomita y yeso), considerando que éstos son en la mayor parte de los casos postsedimentarios debido a su escasa o nula presencia como componentes en los clastos de los sedimentos. Las variables obtenidas a partir de las curvas espectrales son las siguientes: la reflectancia global (medida para la longitud de onda en 1,6 μm) y la intensidad de los rasgos de absorción en el espectro infrarrojo como la diferencia entre la reflectancia global y la profundidad de los rasgos centrados en 1,4 μm, 1,9 μm, 2,2 μm y 2,5 μm (Fig. 2).

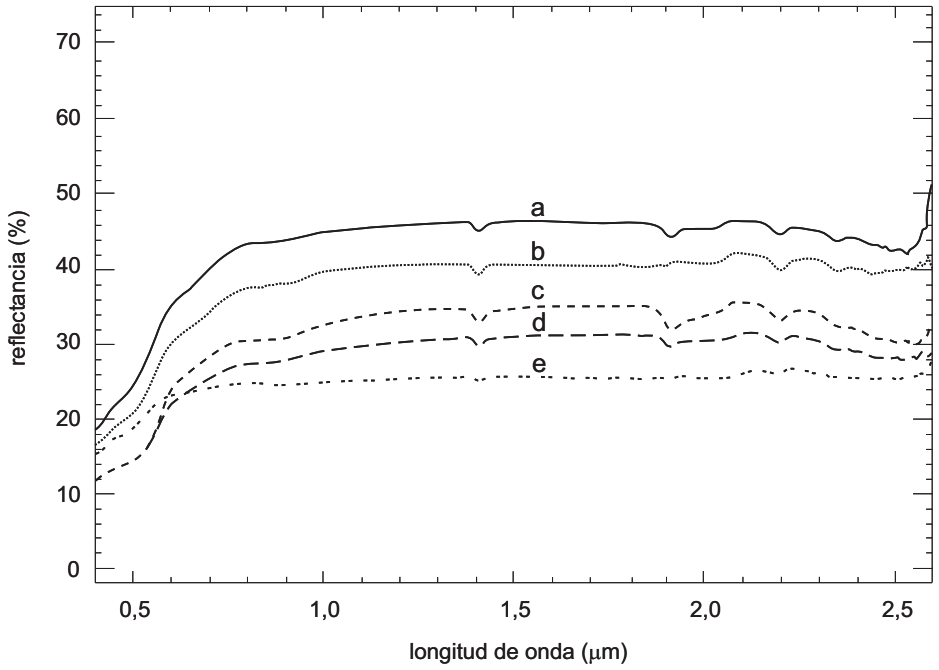



Figura 2. Curvas espectrales de muestras representativas de unidades morfosedimentarias que se corresponden con: a) Pleistoceno Medio, b) Pleistoceno Medio-Superior, c) Pleistoceno Superior, d) Pleistoceno Superior-Holoceno, y e) Holoceno.

*Spectral curves from representative samples associated with morphosedimentary units corresponding to: a) Middle Pleistocene, b) Middle-Late Pleistocene, c) Late Pleistocene, d) Late Pleistocene-Holocene, and e) Holocene.*

## Variables cualitativas

En relación con las edades relativas asignadas a las unidades morfosedimentarias en las que se han tomado las muestras, se ha utilizado una variable cualitativa ordinal que se ha denominado "edad" y que toma valores de 1 a 8 cuya asignación aparece en la Tabla 1.

## Resultados

Para obtener los resultados del análisis de la varianza de una serie de variables cuantitativas con respecto a una de carácter cualitativo, en este caso la edad relativa se ha contrastado la hipótesis nula de que la "edad relativa" no influye en cada una de las variables cuantitativas. Escogiendo un intervalo de confianza (región de aceptación) del 95% se puede suponer que hay influencia del factor "edad relativa" en cada una de las variables cuantitativas si el nivel de significación muestral P≤0,05. Para estos valores (Tabla 2) hay una influencia clara de la "edad relativa" sobre el contenido de feldespatos (P=0,0441), calcita (P=0,0226) y la agrupación "tectosilicatos" (P=0,0305). El carácter y el grado de esa dependencia se estudiará a través del análisis de los coeficientes de correlación.

| *Valores* | *Edad* |
|---|---|
| 1 | Plioceno-Pleistoceno Inferior |
| 2 | Pleistoceno Inferior |
| 3 | Pleistoceno Inferior-Medio |
| 4 | Pleistoceno Medio |
| 5 | Pleistoceno Medio-Superior |
| 6 | Pleistoceno Superior |
| 7 | Pleistoceno Superior-Holoceno |
| 8 | Holoceno y actual |

Tabla 1. Valores ordinales asignados a las distintas edades relativas.

*Ordinal values assigned to the different relative ages.*

Es interesante destacar que, si bien el contenido de cuarzo no está vinculado a la edad de los materiales (P=0,1011), la suma de cuarzo y feldespato (representada en la Tabla 2 como tectosilicatos) sí lo está (P=0,0305), probablemente debido a que los feldespatos son minerales que se alteran fácilmente con el tiempo, disminuyendo su cantidad con la edad. La probabilidad de que exista una relación entre la edad y la mineralogía en lo que se ha llamado detríticos (suma de cuarzo, feldespatos y filosilicatos) es alta y sin embargo menor que para los tectosilicatos, lo que puede hacer pensar que en la composición de los filosilicatos influirán no sólo los procesos sedimentarios sino también transformaciones posteriores de esa composición.

| *Variable muestral P* | *Significación muestral P* | *Variable* | *Significación* |
|---|---|---|---|
| % Cuarzo | 0,1011 | Reflectancia (en 1,6 μm) | 0,1791 |
| % Feldespato | 0,0441 | Intensidad (en 1,4 μm) | 0,3202 |
| % Calcita | 0,0226 | Intensidad (en 1,9 μm) | 0,5704 |
| % Dolomita | 0,1317 | Intensidad (en 2,2 μm) | 0,3358 |
| % Filosilicatos | 0,2448 | Intensidad (en 2,5 μm) | 0,1495 |
| % Yeso | 0,4880 | | |
| % Tectosilicatos | 0,0305 | | |
| % Detríticos | 0,0509 | | |
| % Secundarios | 0,0576 | | |

Tabla 2. Significación muestral de las variables cuantitativas con respecto al factor "edad relativa".

*Sample significance related to the factor "relative age".*

En cuanto al contenido de calcita se puede afirmar que está claramente vinculado a la edad de los materiales en las muestras seleccionadas para este estudio, de manera que se puede afirmar que si la calcita corresponde a encostramientos, el contenido en carbonatos de éstos será tanto más abundante cuanto mayor sea la edad. Sin embargo, para la variable secundarios (calcita+dolomita+yeso) el valor desciende mucho, perdiendo esa dependencia, lo que indicaría que la dolomita puede ser heredada de acuerdo con su posición próxima a áreas fuente dolomíticas (dolomías y mármoles dolomíticos de las sierras de Las Estancias y de Almagro).

En cuanto a los resultados obtenidos en el estudio de los coeficientes de correlación lineal entre las variables cuantitativas dos a dos, para estudiar el grado de dependencia de las variables cuantitativas entre sí, se ha calculado la matriz de correlación, y a cada coeficiente de correlación se le ha aplicado un contraste de hipótesis para decidir si es nulo o no lo es, es decir, para ver si existe o no correlación entre cada pareja de variables (Tabla 3). Los coeficientes de correlación con valores medios obtenidos para algunas variables (próximos a ± 0,5), reflejan las

tendencias de su comportamiento: por una parte una tendencia general de dependencia y por otra las excepciones que ocurren manifestadas en coeficientes no tan altos como sería de esperar. En la Tabla 3 se muestra la matriz de correlación de las distintas variables seleccionadas para la realización de este estudio. Se encuentran reflejados los coeficientes de correlación de cada pareja de variables y debajo el nivel de significación muestral P del contraste de hipótesis para cada coeficiente. Así se tendrán en cuenta las relaciones directas o inversas dadas por altos coeficientes de correlación, $\rho \geq 0,7$, y también aquellos coeficientes de correlación que presentando valores inferiores, en torno a 0,5 tengan un nivel de significación $P \leq 0,05$. Los valores más altos de los coeficientes de correlación obtenidos tienen mucho que ver con relaciones "evidentes" como son cuarzo/tectosilicatos ($\rho=0,956$), detríticos/calcita ($\rho=-0,975$), etc. Se observa un coeficiente de correlación que sí aporta información nueva que coincide con las observaciones realizadas anteriormente, y es la reflectancia global frente a la calcita ($\rho=0,828$): cuanto mayor es el porcentaje en carbonatos, mayor es la reflectancia global del espectro. El resto de las relaciones de la reflectancia global con las distintas variables que presentan altos coeficientes de correlación tienen que ver con este hecho (es decir, entre la reflectancia global y los detríticos el coeficiente de correlación, $\rho=-0,832$, porque los detríticos son complementarios de la calcita, sin tener en cuenta a la dolomita).

| | Intens. (2,5) | Intens. (2,2) | Intens. (1,9) | Intens. (1,4) | Reflectan. | Detríticos | Secundarios | Tectosilicat. | Filosilicato | Dolomita | Calcita | Feldespato | Cuarzo |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Cuarzo | -0,5423 | -0,3057 | -0,4718 | -0,2883 | -0,5400 | 0,7580 | -0,7538 | 0,9565 | -0,2202 | -0,3145 | -0,7316 | -0,0165 | 1,0000 |
| | P = 0,000 | P = 0,002 | P = 0,000 | P = 0,004 | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,029 | P = 0,002 | P = 0,000 | P = 0,872 | |
| Feldespato | -0,1289 | -0,0092 | -0,0268 | 0,2129 | -0,1738 | 0,2949 | -0,2923 | 0,2759 | 0,0655 | -0,0969 | -0,2877 | 1,0000 | |
| | P = 0,206 | P = 0,531 | P = 0,794 | P = 0,035 | P = 0,087 | P = 0,003 | P = 0,003 | P = 0,006 | P = 0,522 | P = 0,342 | P = 0,004 | | |
| Calcita | 0,6713 | 0,4007 | 0,4308 | 0,1811 | 0,8282 | -0,9752 | 0,9755 | -0,7873 | -0,4133 | -0,1514 | 1,0000 | | |
| | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,074 | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,112 | | | |
| Dolomita | 0,1151 | 0,2120 | 0,0276 | 0,1043 | 0,2688 | -0,3717 | 0,3744 | -0,3306 | -0,1094 | 1,0000 | | | |
| | P = 0,259 | P = 0,277 | P = 0,787 | P = 0,307 | P = 0,007 | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,001 | P = 0,283 | | | | |
| Filosilicato | -0,2406 | -0,1773 | 0,0208 | 0,0129 | -0,5136 | 0,4121 | -0,4113 | -0,1926 | 1,0000 | | | | |
| | P = 0,017 | P = 0,081 | P = 0,839 | P = 0,900 | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,057 | | | | | |
| Tectosilicato | -0,5589 | -0,3228 | -0,4613 | -0,2150 | -0,5698 | 0,8147 | -0,8143 | 1,0000 | | | | | |
| | P = 0,000 | P = 0,001 | P = 0,000 | P = 0,033 | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,000 | | | | | | |
| Secundarios | 0,6563 | 0,4305 | 0,4114 | 0,1949 | 0,8371 | -0,8991 | 1,0000 | | | | | | |
| | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,054 | P = 0,000 | P = 0,000 | | | | | | | |
| Detríticos | -0,6612 | -0,4045 | -0,4146 | -0,1920 | -0,8325 | 1,0000 | | | | | | | |
| | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,058 | P = 0,000 | | | | | | | | |
| Reflectancia | 0,6236 | 0,4326 | 0,3416 | 0,2751 | 1,0000 | | | | | | | | |
| | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,001 | P = 0,006 | | | | | | | | | |
| Intensid. (1,4) | 0,5147 | 0,4148 | 0,6815 | 1,0000 | | | | | | | | | |
| | P = 0,000 | P = 0,000 | P = 0,000 | | | | | | | | | | |
| Intensid. (1,9) | 0,8691 | 0,6778 | 1,0000 | | | | | | | | | | |
| | P = 0,000 | P = 0,000 | | | | | | | | | | | |
| Intensid. (2,2) | 0,7501 | 1,0000 | | | | | | | | | | | |
| | P = 0,000 | | | | | | | | | | | | |
| Intensid. (2,5) | 1,0000 | | | | | | | | | | | | |

Tabla 3. Matriz de correlación entre las distintas variables cuantitativas.

*Quantitative variables correlation matrix.*

Otros datos interesantes son las relaciones entre las intensidades de los distintos rasgos de absorción, que también presentan altas correlaciones cuando están "marcados" por la calcita, por ejemplo entre la intensidad en 2,2 µm y la intensidad en 2,5 µm ($\rho=0,7501$) y entre la intensidad en 1,9 µm y en 2,5 µm ($\rho=0,8691$). En contra de lo que cabría esperar, los filosilicatos no están directamente relacionados con la reflectancia ($\rho=-0,5136$) debido a que aparecen fundamentalmente como micas y cloritas en la composición de los clastos y no en la fracción <2µm.

## Conclusiones

A partir de lo expuesto se pueden establecer tendencias generales sobre la relación existente entre las curvas espectrales, la composición total de las muestras según los análisis de difracción de rayos X y la edad relativa de los sedimentos, de forma que un número apreciable de muestras tienen altos contenidos en carbonatos, que van

disminuyendo conforme corresponden con sedimentos más recientes. Así, se ha demostrado la existencia de una relación directa entre el contenido en carbonatos y la edad relativa en las unidades morfosedimentarias de edad relativa a partir del Pleistoceno medio (tal y como se observaba en la Fig. 2). No obstante, hay que tener en cuenta las condiciones locales dentro de la zona de estudio, de manera que es muy probable que en unidades morfosedimentarias antiguas (Pleistoceno Inferior y Pleistoceno Inferior-Medio) con presencia de carbonatos, éstos hayan sido lavados a lo largo del tiempo, quedando tan sólo una representación relicta de lo que fue en el pasado, originando en las curvas espectrales, y por lo tanto en las imágenes de satélite una representación casi idéntica a los sedimentos más recientes en varios casos. En otras zonas puede haber existido también ese lavado pero se ha podido repetir el proceso varias veces (si no se ha cortado la fuente de carbonatos) pudiéndose observar actualmente carbonatos de épocas muy distintas a los sedimentos sobre los que se desarrollan. Los espectros casi planos en unidades morfosedimentarias antiguas (pertenecientes al Pleistoceno Inferior) que, por lo dicho anteriormente, deberían presentar rasgos de absorción correspondientes a los carbonatos y al agua, se pueden explicar según dos motivos: a) a lo largo del Cuaternario desde que ocurrió la deposición no se han dado las condiciones favorables para la formación de carbonatos ni para la alteración de los componentes del sedimento; b) esas condiciones sí se dieron, pero debido a su actual posición morfológica lo que han sufrido (y experimentan) es un lavado de los materiales de su superficie, preferentemente de los materiales más finos producto de las alteraciones y neoformaciones de distintos minerales, dando una respuesta espectral similar a los sedimentos recientes. En apoyo de esta posibilidad está la existencia de una red de drenaje característica y posterior al depósito que facilita ese lavado de materiales finos que, como ya se ha dicho anteriormente, en pequeñas cantidades puede afectar a la reflectancia global de la superficie del sedimento, de manera que enmascare la mineralogía de éste.

Los estudios de reflectancia espectral de unidades sedimentarias del Cuaternario pueden de esta manera aportar nuevos criterios para su datación relativa que, junto a criterios puramente geomorfológicos, ayuden a la reconstrucción de las fases evolutivas del relieve de una zona determinada y a la correcta interpretación de las imágenes suministradas por los satélites de observación de la Tierra.

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos BTE 2002-01691 y BTE 2002-01065 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

## Referencias

Agustí, J., Oms, O., Garcés, M. y Parés, J.M. (1997). Calibration of the late Pliocene-early Pleistocene transition in the continental beds of the Guadix-Baza Basin (Southern Spain). *Quaternary International,* 40, 93-100.

Beratan, K.K. y Anderson, R. (1998). The use of Landsat Thematic Mapper data for mapping and correlation of Quaternary geomorphic surfaces in the southern Whipple Mountains, California. *Int. J. Remote Sensing,* 19, 2345-2359.

García-Meléndez, E. (2000). *Geomorfología y Neotectónica del Cuaternario de la Cuenca de Huércal-Overa y Corredor del Almanzora (Cordilleras Béticas). Análisis y Cartografía mediante técnicas de Teledetección y SIG*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Salamanca.

García-Meléndez, E., Goy, J.L. y Zazo, C. (2001a). Geomorfología, Neotectónica y Cartografía del Corredor del Almanzora (Almería, España); su evolución durante el Cuaternario. En: R. Taborda, J. Cascalho y L. Ortlieb, eds. *Ambientes Quaternários: Interacçao entre Geodinâmica Clima, Biodiversidade e Homem. Actas V Reunión del Cuaternario Ibérico*, 48-51. Universidade de Lisboa. Lisboa.

García-Meléndez, E., Suárez, M., Riaza, A., Ferrer-Julià, M., Goy, J.L. y Zazo, C. (2001b). Respuesta espectral (visible e infrarrojo, 400-2.500 nm) en imágenes TM y en espectros de laboratorio de unidades morfosedimentarias cuaternarias del entorno de Albox (Almería) en función de su contenido en carbonatos. En: J.I. Rosell y J.A. Martínez-Casasnovas, eds. *Teledetección, Medio Ambiente y Cambio Global,* 302-305. Universitat de Lleida.

García-Meléndez, E., Ferrer-Julià, M., Martín-Alfageme, S., Goy, J.L., Zazo, C. y Suárez, M. (2002). Cartografía de unidades morfosedimentarias cuaternarias mediante Teledetección en función de su composición y respuesta espectral (provincia de Almería, España). En: E. Serrano, A. García de Celis, J.C. Guerra, C.G. Morales y M.T. Ortega, eds. *Estudios recientes (2000-2002) en Geomorfología, Patrimonio, montaña y dinámica territorial*, 231-237. Sociedad Española de Geomorfología. Universidad de Valladolid.

Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., Somoza, L., Causse, C. y Hillaire-Marcel, C. (1993). Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcie, Sud-Est de l'Espagne. *Geodinamica Acta,* 6, 103-119.

Silva, P.G. (1994). *Evolución geodinámica de la Depresión del Guadalentín desde el Mioceno hasta la actualidad: neotectónica y geomorfología*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Complutense. Madrid.

Wenzens, G. (1992). The influence of tectonics and climate on the villafranchian morphogenesis in semiarid southeastern Spain. *Z. Geomorph. N.F. Supll.-Bd.,* 84, 173-184.

Shipman, H. y Adams, J.B. (1987). Detectability of minerals on desert alluvial fans using reflectance spectra. *J. Geophysical Research*, 92, 10391-10402.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# CARACTERIZACIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL RELLENO SEDIMENTARIO DE LA CUEVA DEL PINDAL (RIBADEDEVA, ASTURIAS): IMPLICACIONES GEOMORFOLÓGICAS

## Stratigraphic features of sedimentary infill in Pindal Cave (Ribadesella, Asturias): geomorphologic implications

M. Jiménez-Sánchez, N. Canto-Toimil, y S. Anadón-Ruiz

Departamento de Geología. C/ Arias de Velasco, s/n 33005 Oviedo. Universidad de Oviedo

mjimenez@geol.uniovi.es

**Resumen**

El estudio estratigráfico realizado en el relleno sedimentario de la Cueva del Pindal pone de manifiesto la existencia de tres fases de aporte de material: una fase de aportes de detríticos finos (fase 1), otra posterior de aportes más gruesos con un importante incremento de energía (fase 2), y otra final con corrientes esporádicas de baja energía y episodios de inestabilidad por gravedad con caída de bloques (fase 3). Estas han sido correlacionadas en una primera aproximación con los niveles de terrazas 4 y 5 definidos en la cavidad, aunque es precisa la realización de más estudios con vistas a corroborar esta hipótesis. Los resultados permiten reforzar el modelo de evolución de la cueva previamente establecido, matizando el aporte episódico de material detrítico a partir de la sierra culminada por la rasa de Pimiango (125-170 m). El área fuente está en el frente N de dicha sierra, desmantelado por aparatos torrenciales que transportan parte de sus depósitos al interior del macizo kárstico que culmina en la rasa del Pindal (50-64 m).

**Palabras clave:** geomorfología kárstica, cuevas, estratigrafía, Asturias

**Abstract**

The stratigraphic study carried out in the detritical sediment of the Pindal Cave reveals three infill stages: 1) fine sediments, 2) coarser sediments implying an energy increase, and 3) low energy sporadic currents together with gravity instability processes. In a first approach, these stages have been correlated with the 4 and 5 terrace levels defined in the cave, even though it is necessary to make further studies to check this hypothesis. The results enable to consolidate the evolution model which was previously established, although introducing a detritical sediment infill stage coming from the denudation of Pimiango Rasa (125-170 m). These sediments were transported from the North of that range up to the inside of the karstic massif by torrential systems.

**Key words:** karstic geomorphology, caves, stratigraphy, Asturias

**Introducción**

La cueva del Pindal se sitúa en las proximidades de la localidad de Pimiango (Concejo de Ribadedeva), en el Oriente de Asturias, muy cerca del límite con Cantabria (Fig. 1). Las manifestaciones artísticas rupestres de la cueva del Pindal son conocidas ya desde 1908. Sin embargo, en lo que respecta a la geomorfología del entorno de la cueva, durante largo tiempo, los únicos trabajos publicados han sido de carácter regional (Ramírez del Pozo *et al*., 1976; Martínez García *et al*. 1980; Flor, 1983; Mary, 1983; Marquínez, 1987), hasta que recientemente, se han publicado los primeros datos sobre la geomorfología de la cueva y el macizo kárstico en que se ubica (Jiménez-Sánchez *et al*., 2002) y, ya fuera del ámbito del karst, los resultados sobre las investigaciones desarrolladas en el vecino estuario de Tina Menor (Fernández-Iglesias y Marquínez, 2002).

Los objetivos del presente trabajo son: en primer lugar, el análisis estratigráfico del relleno sedimentario que aflora en el sector occidental de la cueva y en segundo lugar, el establecimiento de una hipótesis de la relación existente entre la génesis de dicho relleno y la evolución geomorfológica de la cueva y del macizo kárstico en que se ubica.

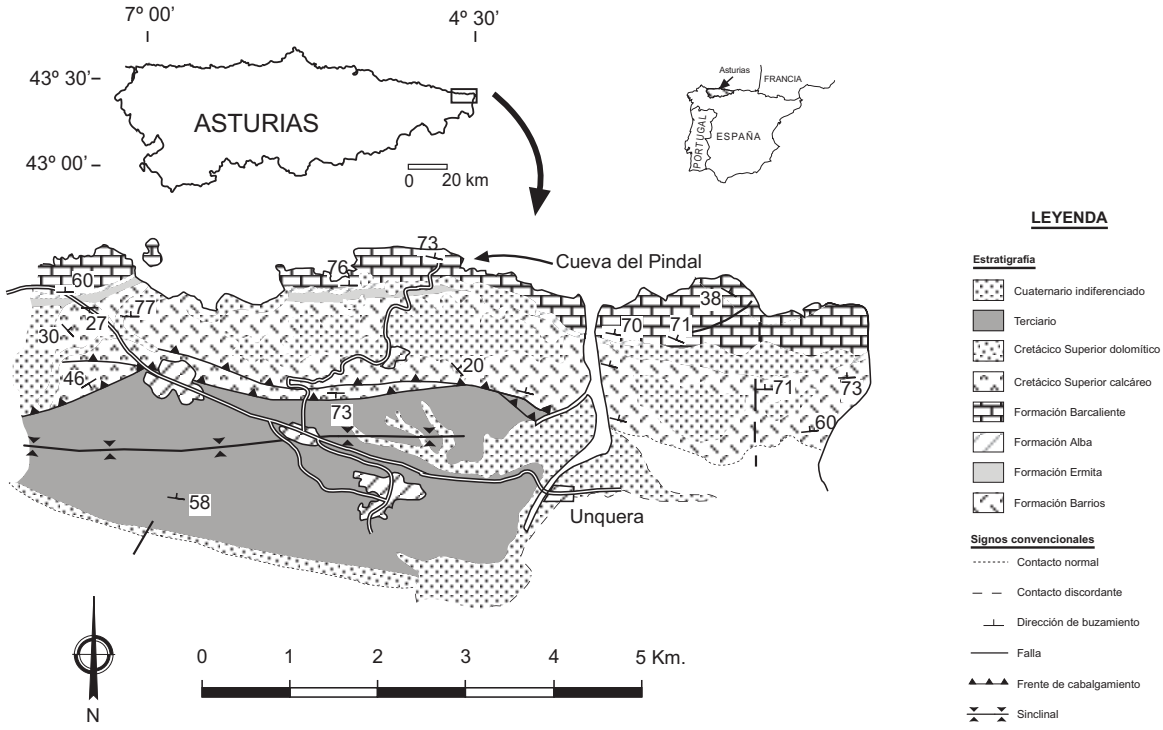



Figura 1. Situación geográfica del área de estudio.

*Geographical and geological setting of the study area.*

## Zona de estudio

### *Marco geológico*

El sustrato geológico del entorno de la cueva (Ramírez del Pozo *et al*., 1976; Martínez García *et al*. 1980; Marquínez, 1987) está compuesto por rocas paleozoicas, que de más antiguo a más moderno, son las formaciones detríticas de la Cuarcita de Barrios, de edad ordovícica, la sucesión detrítica devónica de La Formación Ermita y las formaciones carbonatadas carboníferas de la Caliza de Alba y la Caliza de Barcaliente, siendo en esta última en la que se desarrolla el macizo kárstico del Pindal. Estas formaciones presentan rumbos aproximadamente E-O y buzamientos hacia el N de más de 70º. Por el S, estos materiales paleozoicos están en contacto con los materiales del Cretácico y Terciario mediante un cabalgamiento subvertical de dirección aproximadamente E-O, de edad alpina. En los límites N y S de la cavidad, existen dos fracturas subverticales de dirección E-O, cuyo largo trazado cartográfico permitiría interpretar como fallas (Jiménez-Sánchez *et al*., 2002).

### *Descripción morfométrica de la cueva*

La cueva del Pindal posee una planta lineal, con orientación E-O en su sector oriental (sector turístico) y 110º N (ONO-ESE) en su sector occidental, no abierto al público (sector oculto). Según Obeso *et al.* (1996) el desarrollo vertical total es de 24 m y la pendiente media de 4º. La cota más elevada está en el extremo occidental (30 m snm, +6 m respecto a la boca) y la más baja en el sifón localizado en el sector más oriental, en la vertical del punto de entrada (6 msnm, -18 m respecto a la boca de entrada). El desarrollo horizontal total de la cavidad es de 590 m, siendo 276 m para el sector oculto, que posee una anchura media de 5 m, y 314 m para el sector turístico, con una anchura media de 25 m, que es en el que se ha centrado este estudio.

## Metodología de trabajo

Para la realización de este trabajo, se partió de la información preexistente acerca de la geomorfología de la cueva y su entorno (Jiménez-Sánchez *et al*., 2000; 2002), que incluía la cartografía geomorfológica del macizo kárstico del Pindal y de la cueva (a escalas respectivas de 1:10.000 y 1:500), el análisis del estado de fracturación de la caliza en la cueva y en su entorno próximo, el establecimiento de una serie tipo de niveles de

depósitos aluviales en una sección vertical del oeste de la cueva y el establecimiento de una hipótesis preliminar sobre la evolución de la misma. Con el fin de complementar la información anterior y, dada la existencia de afloramientos del relleno sedimentario de la misma en dos trincheras localizas en el sector suroccidental de la cueva, se levantaron en ellas un total de siete columnas estratigráficas. Estas columnas fueron interpretadas y correlacionadas con los niveles de depósitos observados en la mencionada sección tipo. Finalmente, los resultados se integraron en el modelo previamente establecido.

**Resultados y discusión**

*Geomorfología de la cueva y de su entorno*

La geomorfología del entorno de la Cueva del Pindal resulta de la actuación de procesos torrenciales, de gravedad, kársticos y litorales, (Jiménez-Sánchez *et al*. 2002). La distribución espacial de las formas se presenta en la Fig. 2).

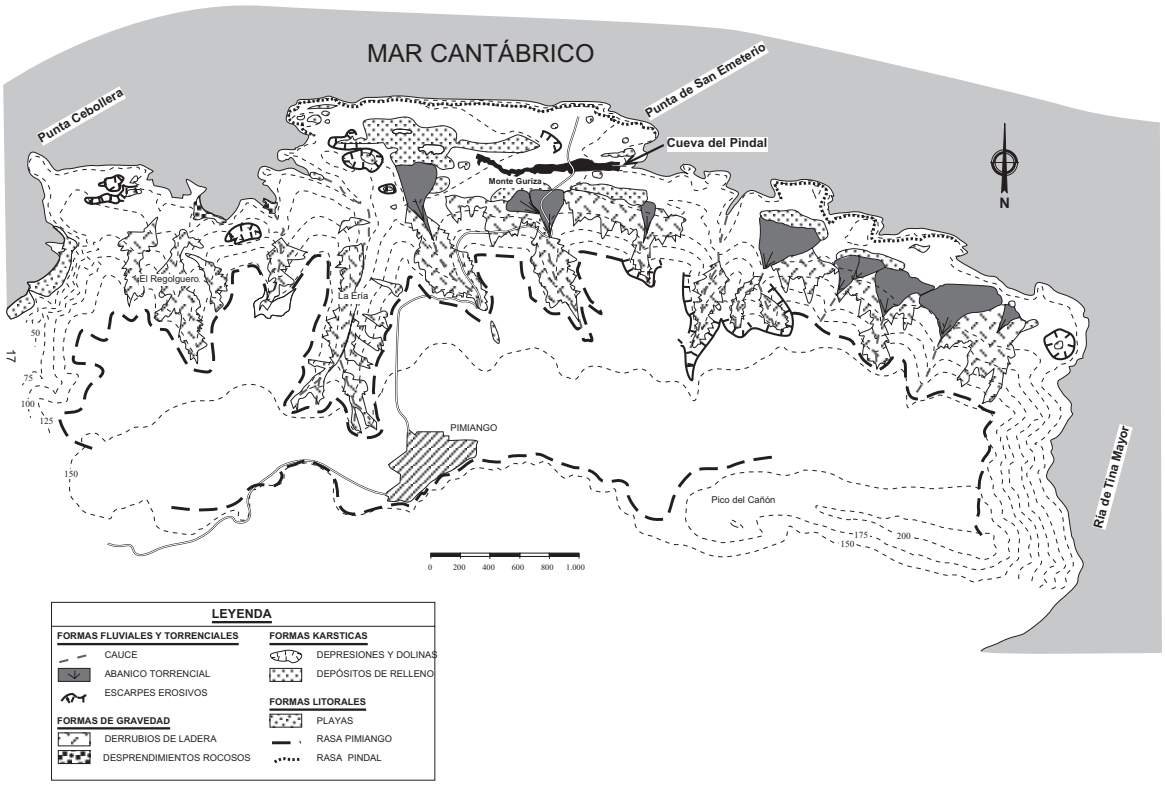



Figura 2. Mapa geomorfológico del entorno de la Cueva del Pindal.

*Geomorphological map of Pindal Cave surrounding area.*

Los elementos dominantes en el relieve son dos superficies erosivas, que de N a S han sido denominado: rasa del Pindal (50-64 m), desarrollada sobre los materiales de la Caliza de Montaña y rasa de Pimiango (125-170 m), sobre la cuarcita ordovícica. Estas superficies de erosión corresponden a dos de los niveles de rasa ampliamente descritas en trabajos como los de Flor (1983) y Mary (1983) para las que no existen datos de edad de carácter concluyente. La rasa de Pimiango culmina el macizo kárstico en el que se ubica la cueva del Pindal, que es la principal manifestación endokárstica de la zona. El exokarst está representado por dolinas de planta circular a elíptica, un valle seco en el sector occidental de la zona, probablemente asociado a la coalescencia de varias dolinas en dirección aproximadamente ENE-OSO y dos sumideros.

El frente N de la rasa de Pimiango, la más elevada, se encuentra desmantelado parcialmente por la acción de procesos torrenciales, que han originado la aparición de cuencas y abanicos torrenciales, cuyos

afloramientos muestran clastos de cuarcita angulosos a subredondeados, con estratificación grosera y ocasionalmente con estructuras de canales.

La geomorfología de la cueva del Pindal se caracteriza principalmente por la presencia de formas fluviokársticas, de gravedad y de precipitación química, aunque existen otras formas de origen antrópico y de origen mixto. Su distribución espacial se presenta en el mapa de la Fig. 3. Como se puede observar en dicha figura, las formaciones que afloran en la mayor parte del mapa son espeleotemas que, genéricamente han sido clasificados en dos grupos, siguiendo a Ford y Williams (1989): tipo *dripstone* y tipo *flowstone*, aunque existe un tercer grupo que incluye formas complejas, que corresponden a masas estalagmíticas afectadas por numerosas fracturas que llegan a individualizar bloques de tamaño métrico con evidencias de rotación y colapso. Las formas de gravedad incluyen escarpes e incisiones, depresiones cerradas y depósitos de colapso. Las formas fluviokársticas incluyen *roof pendants* en las paredes de la cavidad y otros elementos que se describen expresamente en el apartado dedicado al análisis estratigráfico, ya que es sobre los depósitos fluviales antiguos donde se han realizado las secuencias anteriormente descritas.

Tal como se puede apreciar en el mapa de la Fig. 3, en la cueva existe un canal fluvial de morfología meandriforme, que se bifurca para desembocar en dos sumideros. Sobre el mapa, se han distinguido dos tipos diferentes de depósitos de origen aluvial: depósitos sobre el lecho fluvial actual y depósitos fluviales antiguos.

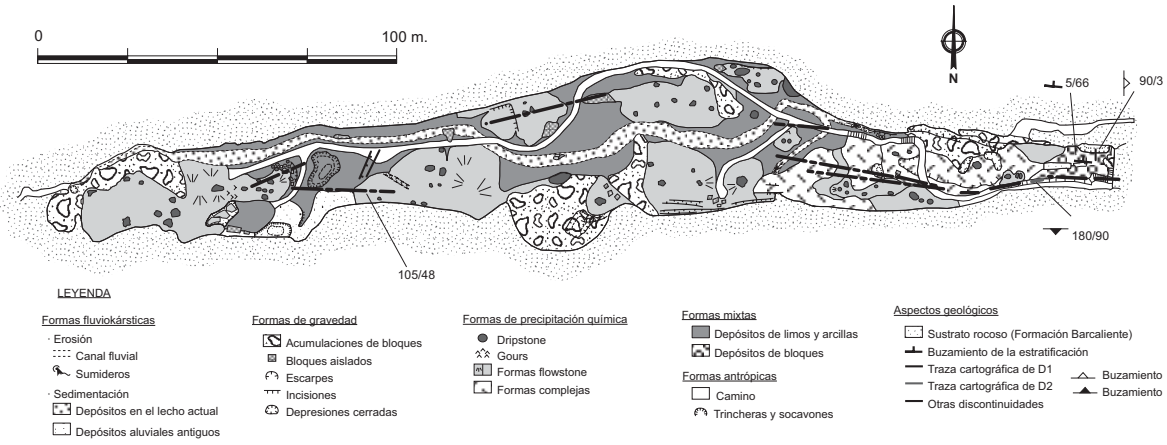



Figura 3. Mapa geomorfológico de la Cueva del Pindal.

*Geomorphological map of Pindal Cave.*

## *Estudio de los depósitos de origen aluvial: caracterización estratigráfica*

Como se puede apreciar en el mapa de la Fig. 3, en la cueva existe un canal fluvial de morfología meandriforme, que se bifurca para desembocar en dos sumideros. Sobre el mapa, se han distinguido dos tipos diferentes de depósitos de origen aluvial: depósitos sobre el lecho fluvial actual y depósitos fluviales antiguos.

*Depósitos sobre el lecho fluvial actual*

Se trata de depósitos de tamaño canto a bloque y, ocasionalmente, arena con morfología subredondeada a angulosa sin que exista una relación entre el tamaño y la morfología de los clastos. El calibrado del depósito es muy bajo. La litología es cuarcítica, aunque también se aprecia la existencia de espeleotemas de tipo dripstone y algún fragmento de masa estalagmítica. Se aprecia que parte del depósito se encuentra cementado por una masa estalagmítica con desarrollo de *gours*.

*Depósitos detríticos antiguos*

Los depósitos detríticos antiguos han sido estudiados en el relleno del sector suroccidental de la cueva levantando columnas estratigráficas representativas de los mismos cuya situación esquemática se presenta en la Fig. 4 y sus características en la Fig. 5. La correlación entre las columnas 1, 3, 2 y 6 proporciona una

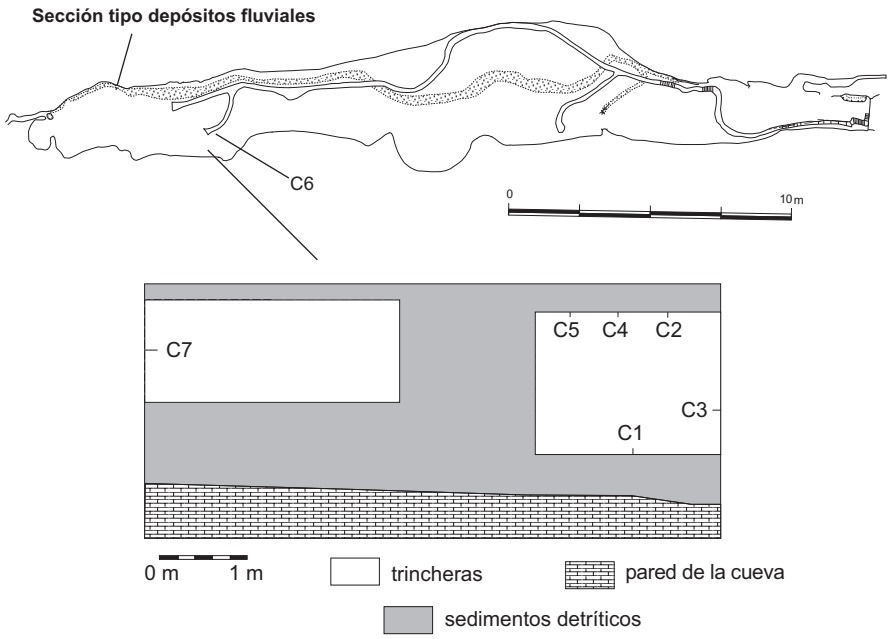



Figura 4. Esquema de localización de las columnas estratigráficas elaboradas y de la sección tipo de niveles aluviales.

*Sketch showing location of the stratigraphic sequences and alluvial deposits section.*

idea sobre la variación lateral de las facies en un corte transversal a las paredes de la cueva en dirección N-S, mientras que la correlación entre las columnas 2, 4 y 5 ilustra la distribución espacial de los distintos niveles en dos secciones paralelas a las paredes de la cueva (dirección E-O). Ambas propuestas de correlación, que deberían ser confirmadas con la realización de otros estudios posteriores, se sintetizan en la Fig. 6. Las secuencias observadas son complejas, con bruscos cambios latera-les de facies que evidencian, a grandes rasgos, la existencia de una fase de aportes de detríticos finos (fase 1), otra posterior de aportes más gruesos y un importante incremento de energía (fase 2), y otra fase en la que existen corrientes esporádicas de baja energía y, lateralmente, episodios de inestabilidad por gravedad con caída de bloques (fase 3).

| Nivel | Altura sobre lecho fluvial | Descripción |
|---|---|---|
| 1 (depósitos canal actual) | 0 | Cantos a bloques subredondeados a angulosos. Calibrado bajo. Litología cuarcítica. |
| 2 (lecho crecida) | 12-20 cm | Cantos a bloques subredondeados a angulosos. Calibrado bajo. Litología cuarcítica. Cementado. Fosilizado por colada estalagmítica. |
| 3 (terraza) | 37-60 cm | 16 cm arena fina de tonos beige, muy bien clasificada, con laminación paralela, que lateralmente pasa a limo. 7 cm de arenas con fangos, 10 cm de cantos subredondeados a angulosos cementados por carbonatos. Litología: cuarcítica. |
| 4 (terraza) | 160-200 cm | 40 cm de bloques y gravas de cuarcita subredondeados, cementados por carbonato cálcico. |
| 5 (terraza) | 340-380 cm | 40 cm de cantos de cuarcita subredondeados a angulosos sin matriz, cementados por carbonato cálcico. 10 cm basales con más del 50 % de matriz de arena fina-limo. |
| 6 (terraza) | 540-590 / 640 cm | Cantos de cuarcita subredondeados a redondeados, cementados por carbonato cálcico. Estratificación grosera, ausencia de matriz; calibrado relativamente bajo. |

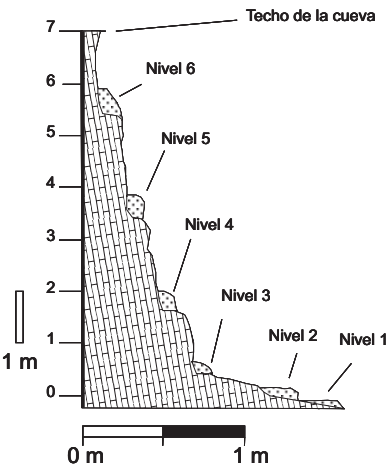



Figura 5. Esquema de la sección tipo y caracterización de los niveles de sedimentos detríticos.

*Sketch showing type-section, field features and interpretation of detrital sediment levels.*

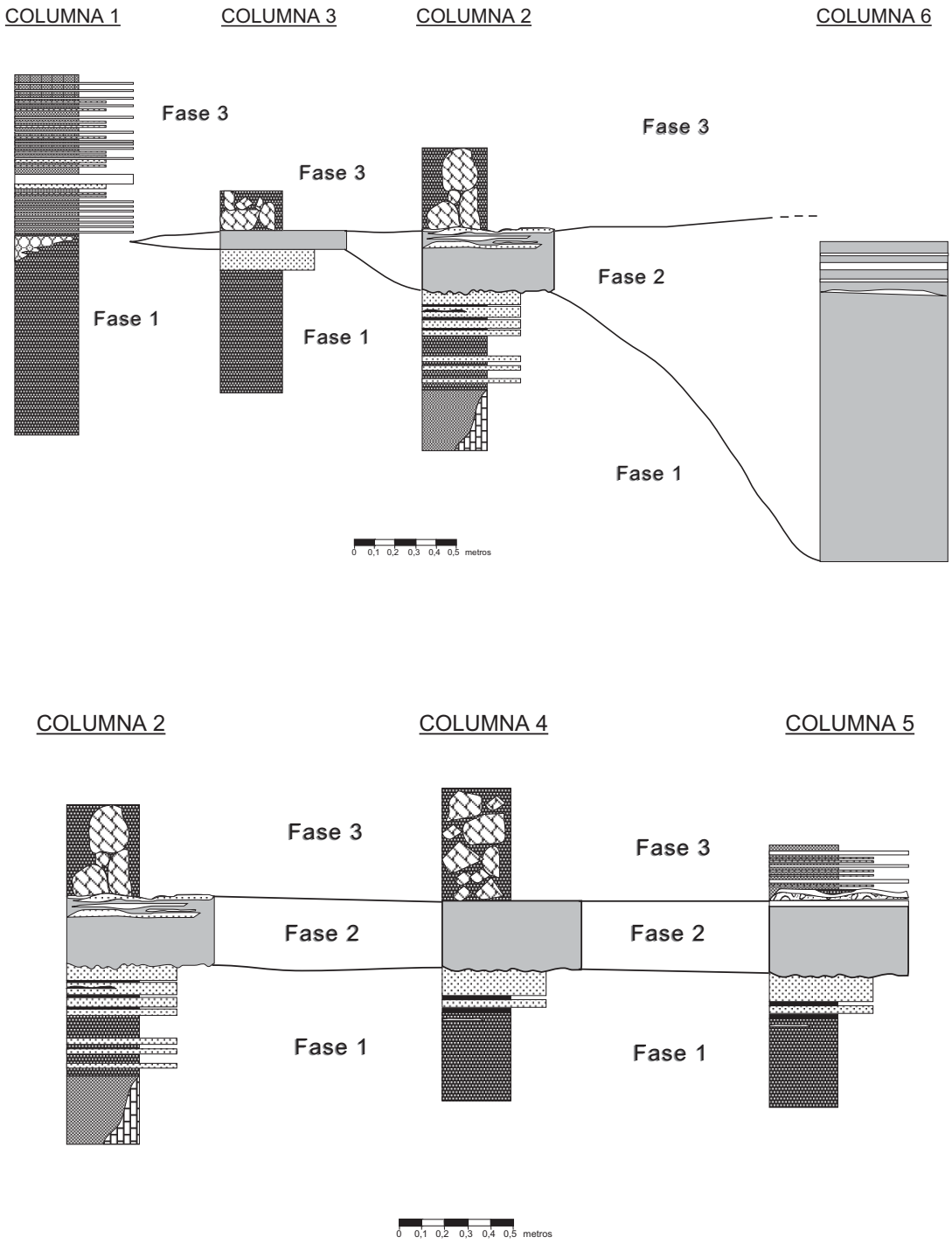



Figura 6. Columnas estratigráficas y correlaciones entre ellas en direcciones N-S y E-O.

*N-S and E-W stratigraphic sequences correlation.*

La relación entre los depósitos fluviales antiguos y los actuales ha sido observada a unos 5 m de la zona de tránsito entre la galería turística y el sector oculto. En esta zona se ha realizado una sección tipo de la secuencia de los depósitos aluviales observa-dos en la cueva, sintetizada en el esquema de la Fig. 6, donde aparecen reseñados las características de los depósitos, su interpretación y su posición relativa. Como nivel de referencia para la descripción, se considera el del propio lecho fluvial actual, al que se ha asignado como "Nivel 1".

**Discusión**

Los niveles detríticos localizados en el sector suroccidental, a partir de los cuales se han levantado las columnas estratigráficas, podrían ser correlacionados *a priori* con los niveles 4 y 5 de acuerdo con su posición altimétrica, considerando los datos de la secuencia correspondiente a la columna 6, que poseen unas características litológicas similares. Sin embargo, dada la existencia de importantes cambios de facies entre unos depósitos y otros, para realizar una afirmación más fiable sería precisa la realización de dataciones cronológicas y de un estudio más pormenorizado, con la realización de secciones más amplias.

Para explicar el origen de estas secuencias aluviales detríticas reconocidas en el interior de la cueva, se hace preciso recurrir al análisis de la geomorfología del entorno de la cueva del Pindal y enmarcar los datos dentro del modelo propuesto por Jiménez-Sánchez *et al.* (2002). De acuerdo con esta hipótesis, el desarrollo del karst sería anterior y/o simultáneo al desmantelamiento de la alineación montañosa de litología cuarcítica, que culmina en la rasa de Pimiango (125-170 m de altitud), y, probablemente, posterior a la formación de la rasa del Pindal (50-64 m). El factor que determina la génesis de la cueva es la red de anisotropías presentes en el macizo kárstico, principalmente las fracturas subverticales principales de dirección E-O (F1) y su intersección con otro sistema subhorizontal (D1). El origen de la cueva debe incluir una fase de apertura en condiciones freáticas, siguiendo el eje de la cavidad, y otra posterior de carácter vadoso que incluiría la entrada de distintas fases de aporte de sedimentos alóctonos, el ensanchamiento por procesos de colapso en relación con los sistemas de diaclasas anteriormente descritos, y finalmente la precipitación de espeleotemas fosilizando ambos tipos de depósitos.

Como se ha puesto de manifiesto anteriormente, el frente de la rasa de Pimiango se encuentra desmantelado por la actuación de diferentes cursos torrenciales que han originado la aparición de abanicos aluviales superpuestos al macizo calcáreo en que se ubica la cueva. La infiltración de agua procedente de estos cursos torrenciales cargada de sedimentos y su circulación posterior por el interior del macizo kárstico explicaría la presencia de las secuencias de depósitos aluviales observados en el interior de la cueva y descritos en este trabajo.

En lo que respecta a la evolución actual de la cueva, las incisiones lineales y depresiones cerradas existentes, sugieren la existencia de un posible nivel inferior activo de cueva cuyo techo se encuentre en fase de colapso incipiente. La dinámica hídrica está controlada por la actuación de procesos de infiltración y goteo de aguas, precipitación química, procesos de colapso del techo de la cavidad y circulación intermitente del cauce subterráneo, con el retrabajamiento de los depósitos de los niveles 1 y 2 de la secuencia aluvial descrita en la sección tipo.

**Conclusiones**

El análisis de los depósitos detríticos de origen aluvial existentes dentro de la cueva del Pindal ha permitido reforzar el modelo preliminar existente acerca de la evolución geomorfológica de la cueva y el macizo kárstico en que se ubica. El estudio realizado hasta el momento constituye la base para la realización de estudios hidrológicos y paleoambientales susceptibles de ser desarrollados en el futuro, resultando imprescindible la realización de dataciones absolutas que proporcionarán una referencia cronológica para los eventos estudiados en la cueva y constituirán edades mínimas para la formación de los niveles de rasa reconocidos.

**Agradecimientos**

El presente trabajo presenta parte de los datos obtenidos durante la realización del contrato de investigación CN-98-216-B1 entre el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo y la Consejería de Cultura del Principado de Asturias (1998-99), organismo al que hacemos constar nuestro reconocimiento. Agradecemos a D. Jorge Camino, Arqueólogo de la Consejería de Cultura, su inestimable apoyo a lo largo de la realización del trabajo, y a Dª María Pumariega y D. Xosé Firmu García, personal responsable de la cueva del Pindal, su amable asistencia durante las tareas de campo. Este trabajo se ha desarrollado dentro de las actividades del Grupo de Trabajo Español del Proyecto ICGP-448 "Correlación mundial de los ecosistemas kársticos" del Programa Internacional de Correlación Geológica, financiado por la UNESCO.

## Referencias

Fernández-Iglesias, E. y Marquínez (2002). Zonación morfodinámica e incidencia antrópica en los estuarios de Tina Mayor y Tina Menor (Costa Cantábrica). *Revista de la Sociedad Geológica de España,* 15, 141-157

Flor, G. (1983). Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, 13, Univ. Oviedo, 65-81.

Ford, D. y Williams, P. (1989). *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman.

Jiménez-Sánchez, M., Anadón-Ruiz, S., Farias, P., García-Sansegundo, J. y Canto-Toimil, N.(2000). *Estudio geomorfológico de la Cueva del Pindal (Pimiango, Ribadedeva).* Informe inédito. Consejería de Cultura del Principado de Asturias.

Jiménez-Sánchez, M., Anadón-Ruiz, S., Farias, P., García-Sansegundo, J. y Canto-Toimil, N. (2002). Estudio preliminar de la Geomorfología de la Cueva del Pindal (Ribadedeva, Oriente de Asturias*). Geogaceta*, 31, 47-50.

Martínez García, E., Corrales, I., Valladares, I., Méndez, I., Ramírez del Pozo, J., van Ginkel, A.C., Lamoida, M., Moreno de Castro, E. y Marcos, A. (1980). *Memoria y Mapa Geológico de la Hoja de Llanes (nº 32).* Escala 1:50.000 plan MAGNA. IGME. Segunda serie. Primera Edición.

Marquínez, J. (1987). Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Trabajos de Geología*, 10, Univ. Oviedo, 295-308.

Mary, G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13, Univ. Oviedo, 3-35.

Ramírez del Pozo, J. M., Portero, J. M., Olivé, A., Martín Alafont, J. M., Aguilar, M. J., y Giannini, G. (1976). *Memoria y Mapa Geológico de la Hoja de Comillas (nº 33).* Escala 1:50.000, plan MAGNA. IGME. Segunda serie. Primera Edición.

Obeso Amado, R., Rodríguez Calvo, G., Santa Eugenia Morilla, J., Menéndez Rato *et al*. (1996). *La Cueva del Pindal*. Informe preliminar. Consejería de Cultura del Principado de Asturias.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# OBSERVACIONES MICROAMBIENTALES EN LA CUEVA DE TITO BUSTILLO (RIBADESELLA, ASTURIAS)

## Microclimatic study in the Tito Bustillo Cave (Ribadesella, Asturias)

N. Canto-Toimil, M. Jiménez-Sánchez y S. Anadón-Ruiz

Departamento de Geología. C/ Arias de Velasco, s/n 33005 Oviedo. Universidad de Oviedo

ncanto@geol.uniovi.es

**Resumen**

Durante el estudio geomorfológico-ambiental desarrollado en 1999, se realizaron algunas observaciones microambientales que fueron comparadas con el realizado por Hoyos y otros autores en 1996. A pesar de que la serie de registros de parámetros de humedad relativa, dióxido de carbono y temperatura es corta y se encuentra fragmentada, los resultados sugieren una modificación de la dinámica microambiental de la Cueva entre los años 1996 y 1999. Las variaciones están marcadas principalmente por un leve descenso del valor mínimo de humedad relativa de la cueva, una inversión en la dinámica térmica de la mayor parte de los sensores, que se anula en épocas de visita, y el aparente incremento de la concentración basal de dióxido de carbono, junto con la ausencia de ciclos bien definidos en la variación temporal de este parámetro. Sin embargo, para obtener conclusiones definitivas a este respecto sería necesario el estudio de un ciclo anual completo.

**Palabras clave:** karst, microclima, parámetros microambientales, cueva de Tito Bustillo.

**Abstract**

During the microclimatic-geomorphologic study carried out in 1999, some conclusions were reached and compared with the study made by Hoyos *et al* (1996). Despite of the fact that the data of relative humidity, carbon dioxide and temperature represent a short and fragmented serie, the results suggest a modification in the microclimatic dynamic between 1996 and 1999. These variations involve a small decrease in the humidity minimum value of the cave, an inversion in the thermic dynamic in most of the sensors which disappears in visiting time, as well as the apparent increase in the $CO_2$ background values together with the lack of well defined cycles regarding the $CO_2$ time variation. However, in order to obtain definitive conclusions, it would be necessary to study one whole annual cycle.

**Key words:** karst, microclimate, microclimatic parameters, Tito Bustillo Cave.

## Introducción

La cueva de Tito Bustillo se sitúa en las proximidades de la población de Ribadesella y se enclava dentro del sistema kárstico de la sierra de Ardines. La apertura al público ha motivado la realización de diversas obras de alteración de su morfología inicial y la construcción de un túnel artificial por el que actualmente se lleva a cabo el acceso de los visitantes. Se viene indicando una correlación entre el uso turístico de las cuevas y el deterioro del patrimonio artístico existente en las mismas, de ahí la necesidad de realizar estudios multidisciplinares que proporcionen la base para determinar las medidas que permitan su conservación, teniendo un importante papel los estudios microambientales (Carrasco *et al*., 1999; Mangin *et al*., 1998 y 1999 a y b; Cañaveras y Sánchez-Moral, 2002). En el conjunto de las cuevas prehistóricas asturianas, solamente se han realizado estudios microclimáticos en las de Candamo (Hoyos *et al*., 1998) y Tito Bustillo (Hoyos *et al*., 1996). Posteriormente, se estableció un contrato de colaboración entre el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo y la Consejería de Cultura del Principado de Asturias que tenía como fin primordial el seguimiento temporal de los parámetros hidroquímicos en la cueva de Tito Bustillo, de cara a valorar la influencia de los usos del territorio en los procesos de degradación ambiental experimentados por las pinturas. Los resultados de este estudio han sido recientemente publicados en Jiménez-Sánchez *et al*. (2002).

El objetivo del presente trabajo es exponer las observaciones microambientales que paralelamente al estudio hidroquímico se realizaron en la cueva en 1999. Los parámetros considerados son la temperatura,

humedad relativa y presión parcial de $CO_2$, registrados por los sensores existentes tanto en el interior como en el exterior de la misma. Asimismo, se pretende comparar los resultados con los obtenidos por Hoyos *et al*. (1996), que realizaron un seguimiento completo durante un año, con vistas a establecer la existencia de posibles variaciones en la dinámica ambiental de la cueva.

**Metodología de trabajo**

El proyecto de instalación de los equipos de monitorización de los parámetros ambientales de Tito Bustillo fue llevado a cabo por Hoyos *et al.* (1996). En la cueva existe un total de 21 sensores, cuya distribución se muestra en la Fig. 1: 9 sensores de humedad relativa, uno de los cuales está situado en el exterior de la cueva, 8 sensores de temperatura, uno situado en el exterior y los restantes en el interior, 3 sensores de $CO_2$ localizados en el interior, y 1 sensor de presión atmosférica, situado en el exterior.

Los sensores registran estos datos a nivel horario, siendo la información transferida a una *unidad central* donde se almacenan las medidas en forma digital. El tratamiento de la información ha sido llevado a cabo mediante la realización, para cada sensor, de gráficos de evolución temporal del parámetro en cuestión, permitiendo así observar su variación a lo largo del tiempo y por tanto, analizar las diferencias existentes en el ambiente de la cueva entre las épocas de visita y las épocas en que permanece cerrada al público. A partir de la cuantificación de estas diferencias, se pueden proponer medidas correctoras con el fin de mantener el microambiente de la cueva en las condiciones más próximas a su estado natural. Sin embargo, en este caso, la ausencia de un registro continuo de los parámetros, ha motivado que el trabajo se centrara más en el estudio de detalle donde hay registros completos, a lo largo de días y semanas con y sin visitas.

**Resultados**

Humedad relativa

Durante el lapso de tiempo con datos de humedad relativa disponibles, se ha comprobado el interior de la cueva experimenta escasas fluctuaciones. Así en los sensores 2, 3, 4 y 6 su valor es constante, del 100%, mientras que en el 5 es del 93,6%, mostrando bruscos incrementos hasta el 97% que no se corresponden con la presencia de visitantes, ni con las fluctuaciones de humedad relativa exterior. Finalmente, en el sensor 7, el valor de fondo fluctúa entre 99,5% y 99,6%, con leves ascensos ocasionales del orden de 0,1%, mientras que en el sensor 8, el valor es de 99,8%. Hoyos *et al*. (1996) afirman que la humedad relativa no es inferior en ningún caso al 95%, en cambio, en el presente trabajo, como se ha indicado anteriormente, se han obtenido valores ligeramente inferiores a 94%.

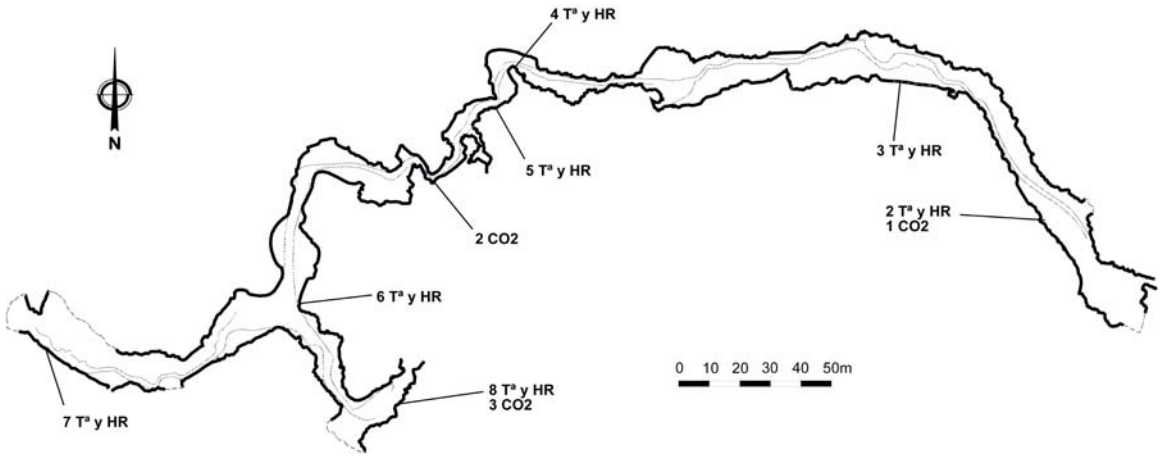



Figura 1. Ubicación de los sensores.

*Location of the sensors.*

En el único intervalo de tiempo en el que se dispone de registros simultáneos de visitas y de humedad relativa (23-29 de agosto), no se han observado fluctuaciones en este parámetro, por lo que en este sentido puede ser descartada la influencia de las visitas en su variación, lo cuál es coherente con lo observado por Hoyos *et al*. (1996) para un ciclo anual. Tampoco existen diferencias entre los registros de los lunes y martes (días de cierre de la cueva), con respecto al resto de la semana. En la semana sin visitas los sensores interiores registran valores similares a los de agosto.

Finalmente, a nivel diario, se vuelven a presentan situaciones similares, no existiendo variaciones en la evolución de los valores, ni como respuesta a las variaciones de humedad relativa en el exterior, ni tampoco en relación con la presencia de visitantes.

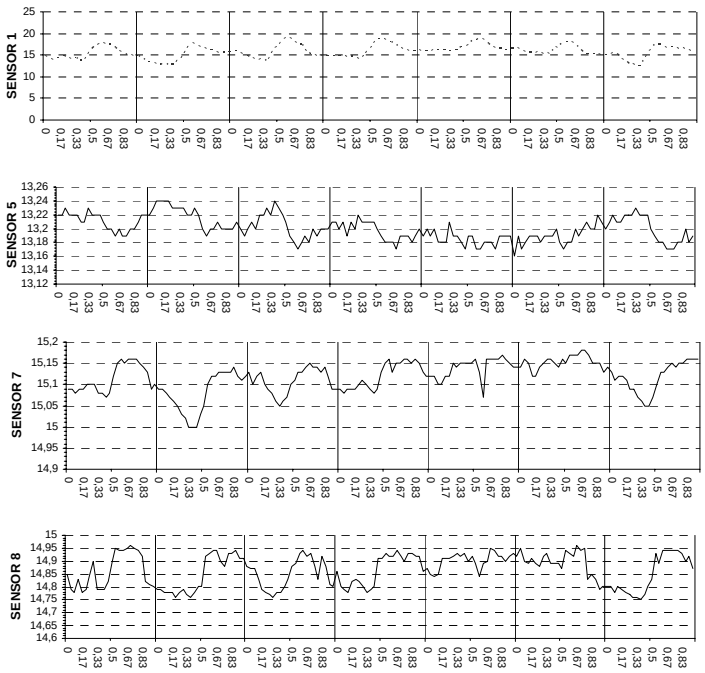



Figura 2. Evolución de la temperatura en los distintos puntos de la cueva durante una semana sin visitas (del 25 al 31 de octubre de 1.999). Los sensores 2, 3, 4, 5 y 6 presentan el mismo comportamiento, por tanto únicamente se muestra uno de ellos (sensor 5).

*Temperature evolution at the different points within the cave during a week without visitors (from 25th to 31st October 1999). The sensor 2, 3, 4, 5 and 6 have the same behaviour, therefore only one of them is shown (sensor 5).*

### *Temperatura*

Con respecto al análisis de la totalidad de la serie disponible, la mayor oscilación diaria de la temperatura en el interior de la cueva, la presentan la presentan los sensores 7 y 8, que son los más próximos a la entrada natural, mientras que la temperatura más alta la registra el sensor 7, probablemente porque debido a su localización, próximo a la entrada natural, se encuentra en conexión con las variaciones externas de temperatura, hecho ya sugerido por Hoyos *et al.* (1996). Al no disponer de un registro completo de un año, no se puede observar si existen fenómenos de inversión térmica anual para el conjunto de la cueva del tipo de los observados por Hoyos *et al.* (1998) en la cueva de Candamo.

Al considerar los resultados relativos al análisis de la semana (Fig. 2), se observa que los sensores 7 y 8 muestran una oscilación térmica similar a la del exterior, mientras que en el 5 existe un fenómeno de inversión.

La Fig. 3 muestra la evolución térmica en la semana con visitas (del 23 a 29 de agosto de 1999). Se puede observar que se ha anulado el fenómeno de inversión térmica respecto al exterior que presentaba el sensor 5. Asimismo, existe un aumento tanto en la temperatura máxima y mínima, como en la amplitud térmica. Por otra parte, como se puede apreciar en el gráfico semanal, el lunes y martes no aparece el patrón de inversión térmica mostrado por la cueva en condiciones naturales para el sensor 5, lo cuál sugiere que la dinámica natural de la cueva no llega a recuperarse en estos dos días de descanso.

### *Dióxido de carbono*

Con respecto a la evolución general del dióxido de carbono en el interior de la cueva, los valores mínimos se sitúan en torno a 500 ppm, mientras que los valores máximos alcanzan 3.000 ppm. De estas consideraciones se excluyen algunos picos observados que corresponden a bruscos incrementos con una duración inferior a un día, y que probablemente se asocien a un funcionamiento anómalo del equipo. Existen no obstante otros picos en relación con días sin visitas, lo que aparentemente impide encontrar una explicación satisfactoria a este hecho. Un incremento de la presión atmosférica (sugerido por Hoyos *et al.*, 1996) tampoco lo

explica, puesto que el aumento de presión registrado es muy pequeño además de no tener un carácter tan puntual e instantáneo como el incremento de $CO_2$ (Fig. 4).

En cuanto a la evolución semanal y diaria de las concentraciones de $CO_2$ en la época sin visitas (semana del 25 al 31 de octubre de 1999, Fig. 4), aparentemente no se aprecia la existencia de ciclos diarios de dióxido de carbono, exceptuando el sensor 3, que muestra una tendencia al aumento durante las horas del día. Sin embargo, y sólo a grandes rasgos, parece existir una correlación con la evolución de la presión atmosférica.

En la semana con visitas (23 al 29 de agosto, Fig. 5), al contrario que en el caso anterior, se aprecia, en los sensores 1 y 2, la existencia de ciclos diarios de variación del $CO_2$, aunque las horas de los máximos y mínimos no es similar ni de unos días a otros, ni de uno a otro sensor. Asimismo, se muestran independientemente de la presencia o no de visitas. Sin embargo, en el sensor 3, se encuentra correspondencia entre los períodos de visita y los de incremento de $CO_2$, así durante los días sin visita (lunes y martes), se observan ciclos diurnos con máximos entre las 12 y las 16 h y valores inferiores a 700 ppm, mientras que el resto de los días, coincidiendo con los períodos de visita (de 10 a 17 h), aparecen incrementos de $CO_2$ que llegan a sobrepasar las 750 ppm. Por otra parte, no parece que ninguna de las variaciones que presentan los sensores estén en relación con la evolución de la presión atmosférica.

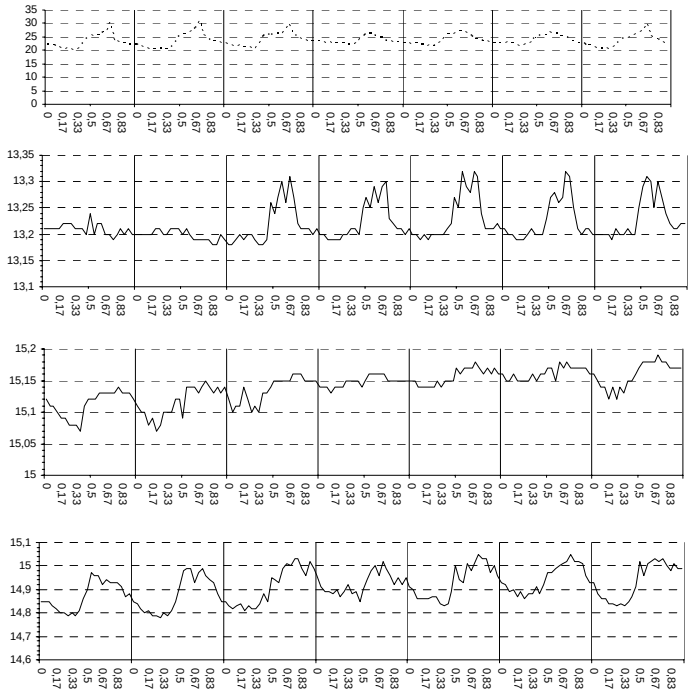


Figura 3. Evolución de la temperatura en los distintos puntos de la cueva durante una semana con visitas (del 23 al 29 de agosto de 1.999). Los sensores 2, 3, 4, 5 y 6 presentan el mismo comportamiento, por tanto únicamente se muestra uno de ellos (sensor 5). El horario de visitas es de 10:25 a 16:15, de miércoles a domingo. El número de visitantes fue de 375 todos los días.

*Temperature evolution at the different points within the cave during a week with visitors (from 23rd to 29th August 1999). The sensor 2, 3, 4, 5 and 6 have the same behaviour, therefore only one of them is shown (sensor 5). The visiting timetable is from 10:25 to 16:15, from Wednesday to Sunday. The number of visitors was 375 everyday.*

**Discusión y comparación de los resultados con los obtenidos por Hoyos *et al* (1996)**

Teniendo en cuenta el grado de fragmentación de la serie analizada, lo cual limita considerablemente el análisis, al comparar los resultados obtenidos con los del trabajo de Hoyos *et al.* (1996) se observa los siguientes aspectos en relación con los parámetros considerados.

### *Humedad relativa*

Con respecto a la evolución de los valores de humedad relativa en la serie disponible en 1.999, se aprecia un leve descenso (1%) del valor mínimo, pasando del 95% determinado por Hoyos *et al.* (1996), a valores ligeramente inferiores al 94% registrados por el sensor 5.

### *Temperatura*

Uno de los hechos destacados por Hoyos *et al.* (1996) es la existencia de una mayor oscilación térmica en el sector de la Sala del Yacimiento, lo cual es coherente con los resultados obtenidos durante el año 1.999, ya que, como se ha mostrado, en los sensores 7 y 8 es donde se dan las máximas oscilaciones térmicas, 0,84 ºC y 0,57 ºC respectivamente. Sin embargo, los resultados obtenidos en el presente trabajo muestran diferencias con respecto a los obtenidos por Hoyos *et al.* (1996). En primer lugar, los sensores 7 y 8 muestran una oscilación

térmica similar a la del exterior, mientras que los restantes muestran un fenómeno de inversión, al contrario que en el trabajo de Hoyos *et al.* (1996) donde habían detectado inversión térmica en los sensores 8 y 9 (este último actualmente inexistente), ambos localizados en la Sala del Gran Panel. En segundo lugar, también se ha apreciado que el sensor 6 muestra un fenómeno de inversión térmica con respecto al exterior, mientras que Hoyos *et al.* (1996) encontraban que la evolución de este sensor era similar a la del exterior de la cueva. Finalmente, en la semana analizada con visitas (23 a 29 de agosto), se observa que el impacto de éstas anula el efecto de inversión térmica constatado, así como que la cueva no llega a recuperar su dinámica natural con tan sólo estos dos días de descanso.

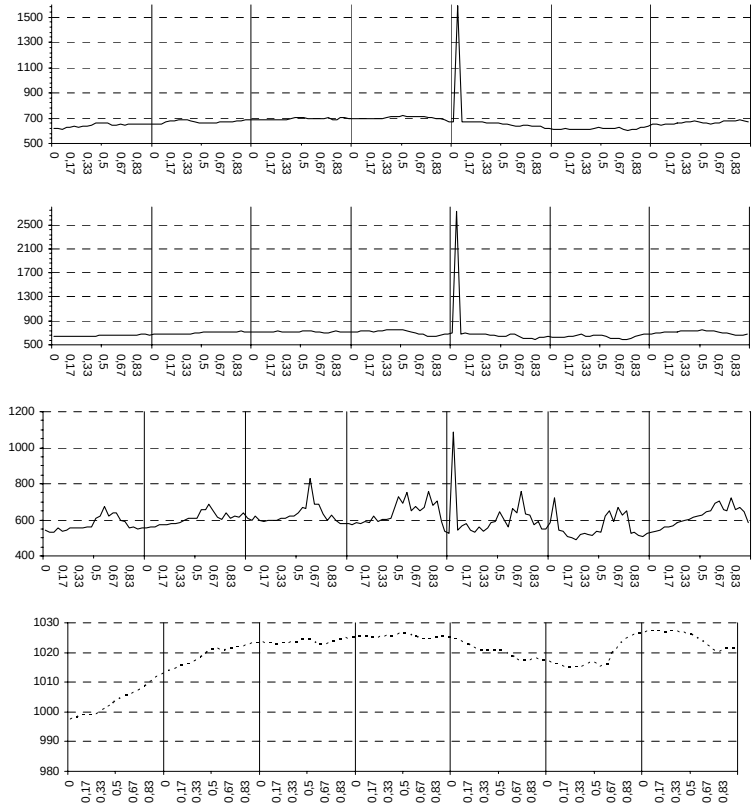


Figura 4. Evolución de la [$CO_2$] y de la presión atmosférica en los distintos puntos de la cueva durante una semana sin visitas (del 25 al 31 de octubre de 1999).

*Figure 4. [$CO_2$] and atmospheric pressure evolution at the different points within the cave during a week without visitors (from 25th to 31st October 1999).*

### *Dióxido de carbono*

Con respecto a la evolución de los contenidos en $CO_2$ en la atmósfera de la cueva, se puede destacar la ausencia de los ciclos regulares que Hoyos *et al.* (1996) habían encontrando, afirmando la existencia de un incremento de este parámetro durante el mediodía-tarde. En nuestro caso, estos ciclos sólo se han observado en el sensor 3, y en períodos de visita en los sensores 1 y 2. Por otra parte, se aprecia la ausencia de una correlación entre los incrementos de presión atmosférica y las variaciones de $CO_2$, que sólo parece esbozarse como una vaga tendencia la semana sin visitas. Finalmente, se observó un incremento de los valores mínimos de $CO_2$ detectados en la cueva respecto al estudio de 1.996, de 300 ppm a 500 ppm.

Por tanto, parecen existir evidencias de que entre 1.996 y 1.999 el comportamiento microambiental de la cueva se haya modificado parcialmente con respecto al patrón de comportamiento obtenido por Hoyos *et al.* (1996), aunque para obtener conclusiones fiables a este respecto sería necesario el estudio de un ciclo anual completo.

## Conclusiones

A pesar de que la serie de parámetros de humedad relativa, dióxido de carbono y temperatura es corta y se encuentra fragmentada, existen evidencias de cambios en la dinámica microambiental entre los años 1996 y 1999, marcadas principalmente por un leve descenso del valor mínimo de humedad relativa de la cueva, una inversión en la dinámica térmica de la mayor parte de los sensores, que se anula en épocas de visita, y el aparente incremento de la concentración basal de dióxido de carbono, junto con la ausencia de ciclos bien definidos en la variación temporal de este parámetro. Sin embargo, para obtener conclusiones definitivas únicamente podrían ser alcanzadas con un estudio completo a lo largo de un año.

**Agradecimientos**

Los datos presentados en este trabajo forman parte de la memoria del contrato CN-98-216-B1, establecido entre la Universi-dad de Oviedo y la Consejería de Cultura del Principado de Asturias, organismo al que deseamos hacer constar nuestro reconocimiento. Agradecemos a D. Jorge Camino, Arqueólogo de la Consejería de Cultura, su inestimable apoyo a lo largo de la realización del proyecto, así como al personal de la Cueva de Tito Bustillo sus atenciones durante las tareas de campo. Este trabajo se ha desarrollado dentro de las actividades del Grupo de Trabajo Español del Proyecto ICGP-448 "Correlación mundial de los ecosistemas kársticos" del Pro-grama Internacional de Correla-ción Geológica, financiado por la UNESCO.

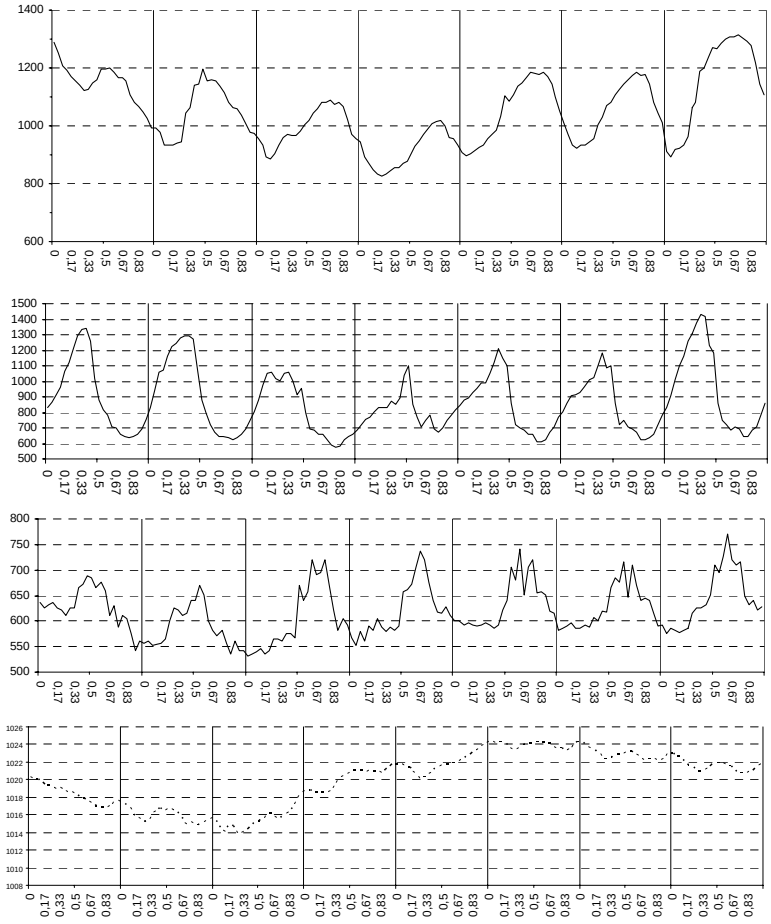


Figura 5. Evolución del anhídrido carbónico [$CO_2$] y de la presión atmosférica en los distintos puntos de la cueva durante una semana con visitas (del 23 al 29 de octubre de 1.999). Número de visitantes: 375 por día.

*[$CO_2$] and atmospheric pressure evolution at the different points within the cave during a week with visitors (from 23rd to 29th August 1999). Number of visitors: 375 everyday.*

**Referencias**

Cañaveras J.C. y Sánchez-Moral S. (2002). Impacto ambiental del hombre en las cuevas. En: Carrasco, F., Durán, J.J. y Andreo, B., eds. *Karst and Environment*, 529-537. ISBN 84-920268-9-8.

Carrasco, F., Andreo, B., Vadillo, I., Durán, J.J. y Liñán, C. (1999). El medio ambiente subterráneo de la Cueva de Nerja (Málaga). Modificaciones antrópicas. En: Andreo, B., Carrasco, F. y Durán, J. J., eds. *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*, 323-334. Patronato de la Cueva de Nerja. Instituto de Investigación.

Hoyos Gómez, M., Soler Javaloyes, V., Cañaveras Jiménez, J.C., Sánchez Moral, S. y Sanz Rubio, E. (1996). *Memoria final sobre las características geológico-kársticas y microambientales de la Cueva de Tito Bustillo, Ribadesella*. Informe inédito. Consejería de Cultura del Principado de Asturias.

Hoyos Gómez, M., Soler, Javaloyes V., Cañaveras Jiménez, J. C., Sánchez Moral, S. y Sanz Rubio, E. (1998). Microclimatic characterization of a karstic cave: human impact on microenvironmental parameters of a prehistoric rock art cave (Candamo Cave, northern Spain). *Environmental Geology*, 33, 231-241.

Jiménez Sánchez, M., Anadón Ruiz, S., Canto-Toimil, N., Meléndez Asensio, M. y González Pérez, N. (2002). Caracterización hidroquímico-ambiental de la cueva de Tito Bustillo (Ribadesella, Asturias). En: Carrasco, F., Durán, J.J. y Andreo, B., eds. *Karst and Environment*, 529-537. ISBN 84-920268-9-8.

Mangin, A., d'Hulst, D. y Bourges, F. (1998). Le Gouffre d' Esparros (Hautes Pyrenées). *Impact de l'aménagement et des visites*. Informe inédito. Centre National de la Recherche Scientifique.

Mangin, A., Bourges, F. y d' Hulst, D. (1999a). La conservation des grottes ornées: un problème de stabilité d' un système naturel (l'exemple de la grotte préhistorique de Gargas, Pyrénées françaises). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 328, 295-301.

Mangin, A., d' Hulst, D. y Bourges, F. (1999b). *Etude de l' environnement souterrain de la Grotte Chauvet*. Informe inédito. Centre National de la Recherche Scientifique.

# ARQUEOLOGÍA/PREHISTORIA

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# EL YACIMIENTO DEL PALEOLÍTICO INFERIOR DE ESPINILLA (CAMPOO DE SUSO, S DE CANTABRIA). APROXIMACIÓN CULTURAL, CRONOLÓGICA Y GEOMORFOLÓGICA

## The Lower Palaeolithic site of Espinilla (Campoo de Suso, southern Cantabria). A cultural, chronological and geomorphological approach

(1) A. Gutiérrez Morillo y (2) E. Serrano Cañadas

(1) Paseo de General Dávila, 242-6ºA. 39006 Santander.
(2) Departamento de Geografía. Universidad de Valladolid. 47011 Valladolid.

serranoe@fyl.uva.es; fax: 983 42 31 59

**Resumen**

El estudio del depósito sedimentario y de la industria del yacimiento de Espinilla ha puesto de relieve la antigüedad del mismo. A partir del estudio morfoestratigráfico, sedimentológico y tecnotipológico, se ha establecido su adscripción a un periodo árido del Pleistoceno Medio. La industria del yacimiento se considera antigua en el contexto del Pleistoceno Medio peninsular y se atribuye al Paleolítico Inferior.

**Palabras clave:** Paleolítico Inferior, Pleistoceno Medio, conos aluviales, Campoo, cordillera Cantábrica.

**Abstract**

In this work we have studied the sedimentary deposit and lithic industry of Espinilla site. The morphoestratigraphical, sedimentological, technical and typological study has permit us to ascribe to a dry period of Middle Pleistocene. The lithic industry is considerate ancient in the context of the Middle Pleistocene on the Iberian Peninsula and it is related to the Lower Paleolithic.

**Key words:** Lower Paleolithic, Middle Pleistocene, alluvial fans, Campoo, Cantabrian Range.

### Introducción

El yacimiento de Espinilla (4º 13'4" O-43º 01'1" N, Fig. 1) fue descubierto en el año 2.000, como consecuencia de los cortes abiertos en el depósito para la extracción de materiales áridos para la carretera C-625 Reinosa-La Lomba (SO de Cantabria). Se sitúa en el interfluvio entre los arroyos de Hormas y Proaño y el río Híjar, en el fondo del valle, y al oeste de Espinilla, en un lomo de 35-40 m de altura sobre el cauce actual del Híjar, que se alarga 500 m en dirección NE-SO y alcanza los 967 m. En la porción SO afloran unas calizas y dolomías con fuerte buzamiento, arrasadas en su porción superior. El yacimiento forma parte de un depósito sedimentario de 15 m de espesor visible, hoy parcialmente destruido. Hacia el valle de Valdesoto se encuentran rellanos aislados a 981 y 995 m que enlazan con el nivel superior de Espinilla, configurando una pendiente de 1,3º, que se pone en relación morfológica con el depósito de Espinilla (Figs. 2 y 3). Los trabajos de investigación iniciados permitieron detectar el primer yacimiento del valle de Campoo, en particular, y de Cantabria, en general, con industrias del Paleolítico Inferior, enmarcables, con ciertas garantías, en el Pleistoceno Medio.

Anteriormente se había estudiado la secuencia de terrazas del conjunto fluvial Híjar-Guares (Gutiérrez Morillo, 1991, 1995, 2000a y b y 2001; Gutiérrez y Serrano, 1998; Serrano, 2001; Serrano y Gutiérrez: 2000 y 2002) que llevaron a establecer un conjunto de tres niveles de terrazas, con industrias líticas en T1 (Pleistoceno Superior) y T2 (Gutiérrez y Serrano, 1998).

### Metodología

En el yacimiento de Espinilla se ha realizado un estudio que comprende la formación sedimentaria, su contexto geomorfológico y ambiental, y la industria lítica. La contextualización ambiental se ha realizado mediante el estudio geomorfológico del entorno y la sedimentología del depósito. Para ello se ha realizado una cartografía geomorfológica de detalle, se ha levantado un perfil vertical con establecimiento de códigos de facies (Miall, 1977 y 1996) y un análisis sedimentológico (estructura, textura y análisis físico de la fracción arenosa) (Tucker, 1988; Gale y Hoare, 1991). Todo ello ha permitido una reconstrucción morfogenética y una interpretación ambiental de las condiciones de formación del depósito en el que se inscribe la industria lítica.

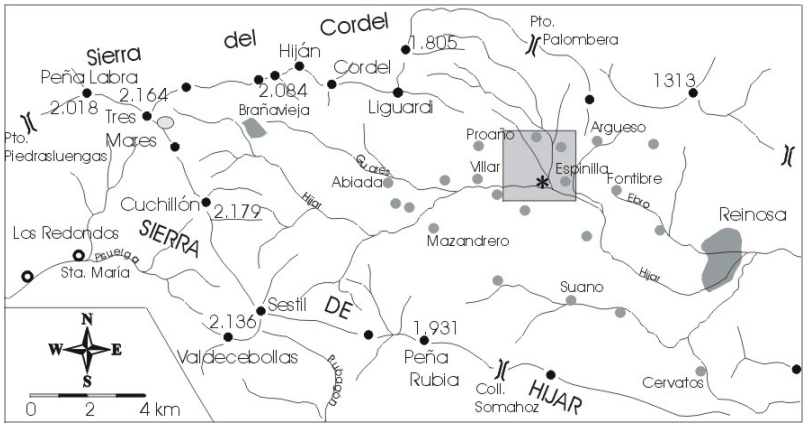



Figura 1. Situación de la zona de estudio.

*Location of study area.*

En este trabajo se presenta una colección de 166 artefactos del yacimiento. La industria ha sido estudiada mediante los presupuestos metodológicos siguientes: cantos trabajados (Querol, 1975), triedros (Querol y Santonja, 1979), hendedores (Tixier, 1956), núcleos (Santonja, 1984/85) y utillaje sobre lasca e índices (Bordes, 1961). Cabría señalar que, aunque la serie es numéricamente pequeña, es muy significativa por:

1. La industria procede del interior del paquete sedimentario y no se encontraba sobre él. Este aspecto nos está indicando que la industria es, al menos, contemporánea del proceso de formación de dicho depósito.
2. Dadas las características del depósito (su situación topográfica y geomorfológica), se puede afirmar, con un cierto grado de fiabilidad, que la industria recogida, aunque no se encuentra en posición primaria, no puede provenir de muy lejos y las posibilidades de contaminación son escasas. Redunda en este presupuesto la aparición en la muestra de núcleos de arenisca rubefactados, conservados en bastante buen estado.
3. La posibilidad de situar, por primera vez en el sur de Cantabria, un yacimiento en el Pleistoceno Medio y la presencia de ocupaciones humanas en estos momentos.

**El entorno geomorfológico: morfoestratigrafía, litoestratigrafía, sedimentología y morfogénesis**

Las formas del relieve de Alto Campoo se han configurado a lo largo de una sucesión de fases morfogenéticas que dejaron su huella como formas de erosión, acumulación y depósitos sedimentarios (Fig. 2). Se establecieron 11 fases morfogenéticas comprendidas entre el Pliopleistoceno y el Holoceno (Serrano y Gutiérrez, 2002).

El relieve surge de las últimas fases del ciclo alpino, cuando las formas estructurales quedan prácticamente configuradas y Campoo constituye ya una depresión alargada en sentido ENE-OSO (F. 1). La configuración de la red hidrográfica se inicia mediante la regularización de las laderas y la génesis del nivel de glacis I (F. 2), las formas de modelado más antiguas del valle en el sector de Espinilla. El nivel de glacis I es un rellano colgado 90 m al este de Villar y 64 m en El Castrejón, recubierto por un depósito heterométrico formado por bloques subredondeados y redondeados con formas alargadas. Estos restos de glacis corresponden al inicio de la configuración de la red hidrográfica que se sitúa entre el Pliopleistoceno y el Pleistoceno Inferior.

La incisión posterior generada por la actividad fluvial desmantela las formas preexistentes y elabora surcos y valles en la depresión sinclinal (F. 3). En este periodo se inscribe el depósito de Espinilla, encajado 40 m por debajo del nivel de glacis, a menos de 1 km de distancia del resto de Hito Sordo (Fig. 3). El sustrato en el cerro de Espinilla, cuya altura coincide con el nivel de glacis, esta incidido al menos 15 m, situando su nivel de base unos pocos metros (5-10 m) por encima del nivel de la terraza I. Posteriormente, el valle se colmataría hasta alcanzar los 967 m (35-40 sobre el cauce actual), que en función de la pendiente, podría alcanzar en el centro del valle los 940-945 m, 15 m más elevado que el nivel de base actual (F. 4a). Este periodo de incisión y relleno continúa con una incisión generalizada acompañada de cambios hidrográficos y capturas (F. 4b).

Con posterioridad, se desarrolla un amplio sistema de terrazas que se extiende desde la depresión de Abiada-Entrambasaguas hasta aguas abajo de Reinosa, formado por 3 niveles de terrazas bien señalados. Una sucesión de fases de acumulación (F. 5) e incisión (F. 6) generan la terraza I, con restos de industria lítica definida como Epiachelense y correlacionando cronológicamente con la terraza II y las características tecnotipológicas del yacimiento de la Ermita del Abra, se sitúa entre 115.000 y 75.00 años B.P. (Gutiérrez y Serrano, 1998).

Una nueva fase de acumulación (F. 7) deposita los materiales de la terraza II, donde se han encontrado

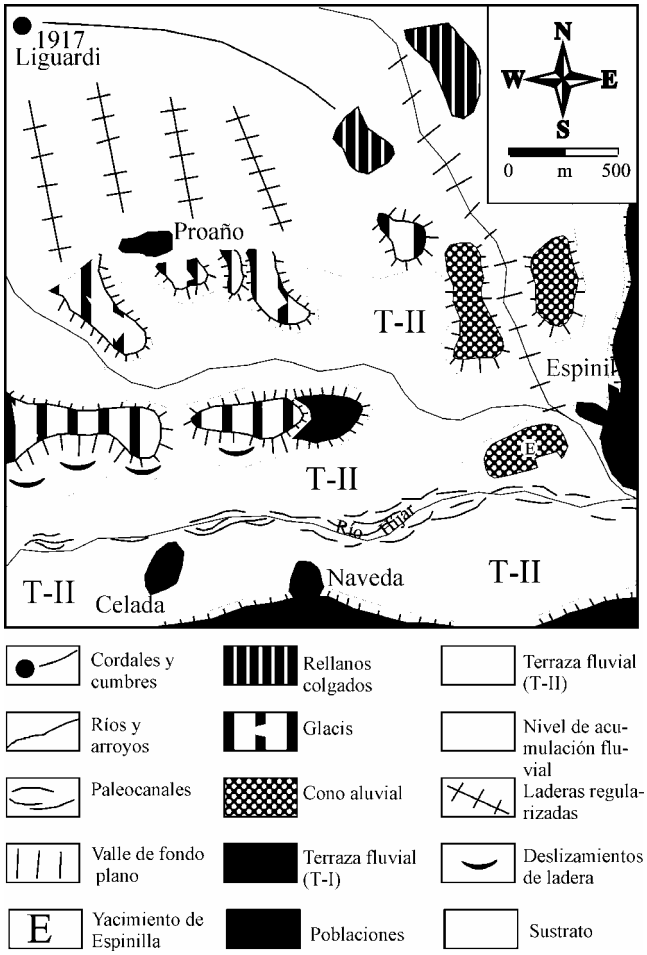



Figura 2. Esquema geomorfológico del área de estudio. 1: cordales y cumbres; 2: ríos; 3: llanura aluvial; 4: valle de fondo plano; 5: rellanos erosivos colgados; 6: glacis I; 7: depósitos y niveles de cono aluvial; 8: terraza I; 9: terraza II; 10: laderas regularizadas; 11: deslizamientos de ladera; 12: poblaciones y E: situación del yacimiento de Espinilla.

*Geomorphological sketch of study area. 1: ridges and peaks; 2: rivers; 3: aluvial plain; 4: flat floor valley; 5: erosive level stretch; 6: glacis I; 7: aluvial fan deposits and levels; 8: terrace I; 9: terrace II; 10: straight slopes; 11: slope slides; 12: villages and E: location of Espinilla archeological site.*

más de 300 artefactos. Esta terraza, correlacionada con el cono de deyección y las morrenas externas del circo de Cueto Ropero, la hemos atribuido al Último Máximo Glaciar (Gutiérrez y Serrano, 1998). Con la deglaciación (F. 8) se produce la incisión que forma el nivel de la terraza II, y con posterioridad, una nueva sucesión de acumulación (F. 9) e incisión (F. 10), que hemos atribuido al finipleistoceno (14.000 y los 10.000 años B.P.), elabora la terraza III y retoca la morfología del valle. La deglaciación definitiva, con una fase de incisión, da paso en el Holoceno a la génesis de los niveles de fondo actual (F. 11).

Desde un punto de vista morfoestratigráfico, el depósito de Espinilla se generó en un periodo anterior a

| Nivel | Altura sobre el Híjar | Fase morfoestratigráfica | Cronología-Morfoestratigráfica |
|---|---|---|---|
| Gl-I | +64-90 m | F-2, F-3 | Pliocuaternario a Pleistoceno Inferior |
| Cono | +35-40 m | F-3, F-4a, F-4b | Pleistoceno Inferior a Pleistoceno Medio |
| T-I | +15-25 m | F-5-F6 | Pleistoceno 115.000-75.000 B.P. |
| T-II | +2-5 m | F-7,F-8 | Pleistoceno Superior. L.G.M. |
| T-III | +2-3 m | F-9, F-10 | Finipleistoceno |
| (N.A.F.) | -- | F-11 | Holoceno |

Tabla 1. Niveles de acumulación del sector de Espinilla (Alto Campoo).

*Depositional levels of Espinilla area (Alto Campoo).*

| Muestra | | E1 | E2 | E3 | E3´ | E4 | E5 | E6 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Textura (%) | Limos y arcillas | 2,6 | 27,6 | 38,66 | 23,48 | 35 | 55,5 | 37,78 |
| | Arenas finas | 36,3 | 20,61 | 22,78 | 35,15 | 34,5 | 19,07 | 45,2 |
| | Arenas medias | 35,5 | 35,5 | 25,43 | 20,51 | 25,9 | 11,6 | 8,32 |
| | Arenas gruesas | 25,46 | 16,43 | 13,1 | 20,08 | 4,86 | 13,71 | 8,69 |
| Rechazo > 2 mm (%) | | 45,4 | 14,9 | 33,37 | 42,24 | 35,9 | 28,4 | 28,06 |
| Parámetros de la fracción arenosa | Color | 7,5YR6/6 | 7,5YR6/6 | 7,5YR6/6 | 7,5YR6/4 | 7,5YR6/4 | 7,5YR6/6 | 7,5YR6/4 |
| | Q50 (mm) | 320 | 400 | 250 | 270 | 300 | 260 | 150 |
| | Mz | 1,96 | 1,6 | 2,01 | 0,25 | 1,94 | 1,85 | 1,79 |
| | 0I | 1,11 | 0,75 | 1,33 | 1,08 | 2,38 | 0,93 | 1,13 |
| | So | 1,73 | 0,6 | 3,3 | 0,61 | 1,49 | 2,78 | 1,36 |
| | SkI | 0,55 | 0,22 | 0,19 | -0,57 | 0,15 | 0,38 | 0,84 |
| | Kg´ | 0,25 | 0,13 | 0,02 | 0,61 | 0,26 | 0,08 | 0,028 |

Tabla 2. Datos sedimentológicos de la fracción fina del yacimiento de Espinilla.

*Sedimentological data of fine size particles of Espinilla site.*

115.000 años B.P. y posterior a la fase Pliopleistocena-Pleistoceno Inferior, por lo que tan sólo cabe atribuirlo a un periodo entre finales del Pleistoceno Inferior y el Pleistoceno Medio (Tabla 1).

En el depósito de Espinilla, una acumulación sedimentaria que supera los 15 m de espesor se han diferenciado dos unidades (Tabla 2, Fig. 4), la superior encajada en la inferior:

## Unidad inferior

Presenta una potencia de 15 m con una estructura masiva sin organización aparente, definida por una masa de clastos con estructura cerrada. En el margen occidental, en una porción de más de dos metros, destacan bloques alineados con el eje mayor en vertical, estructura cerrada, matriz limoarcillosa y facies Gmm. En este sector no se aprecian bandas ni estratos definidos, ni horizontales ni inclinados. En la porción inferior, en el centro y zona oriental del depósito, se intercalan lentejones y cuñas de finos, de textura areno-limosa, y ausencia de gruesos, con facies Sm que deforman el depósito heterométrico con bloques y cantos; en éste se insertan y ordenan los cantos y bloques, con posiciones planares en su base, e inclinados o verticales en la zona superior, coincidiendo la fábrica con la morfología de la cuña de finos.

El depósito de clastos (E-1) es muy heterométrico y posee una estructura cerrada, un espesor visible de 3 m, que se extiende hasta los 15 m, y facies Gmm. Los gruesos presentan un dominio de cantos y bloques con fuerte heterometría, y centilo de 55 cm. Los cantos y bloques dominantes son redondeados (42%), y de cuarcita,

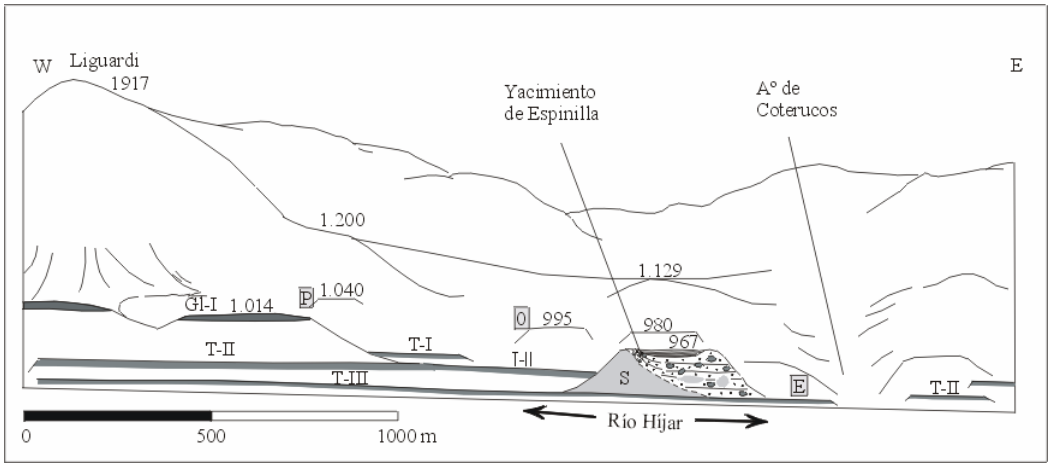



Figura 3. Perfil morfoestratigráfico de la zona de estudio. S: sustrato rocoso; E: Espinilla; O: Ormás y P: Proaño.

*Morphostratigraphic profile of study area. S: geologic substratum; E: Espinilla; O: Ormás, and P: Proaño.*

procedentes de los conglomerados triásicos del sustrato de las laderas de la Sierra del Cordel. La presencia de cantos y bloques aristados (28%), fundamentalmente de areniscas, y subredondeados (28%) de areniscas, cuarcitas y cuarzos, configuran una amplia variedad morfométrica. La fracción fina presenta una textura arenosa, muy heterométrica, muy pobre en limos y arcillas, con distribución unimodal y fuerte disimetría hacia finos. Los parámetros denotan una competencia media del agente de transporte y una moderada a mala clasificación.

## Unidad superior

En la porción superior el depósito se organiza en bandas con, al menos, cinco niveles diferenciados (Fig. 4) que presentan cambios longitudinales y se ubican encajados en la unidad anterior. En el sector central dominan las estructuras estratificadas, conformando un depósito alternante de facies litoestratigráficas de bloques heterométricos con matriz arenosa y arenolimosa con lentejones de finos. En esta unidad se han localizado los útiles estudiados, y se ha realizado una descripción detallada del perfil, que de muro a techo presenta los siguientes niveles (Fig. 4):

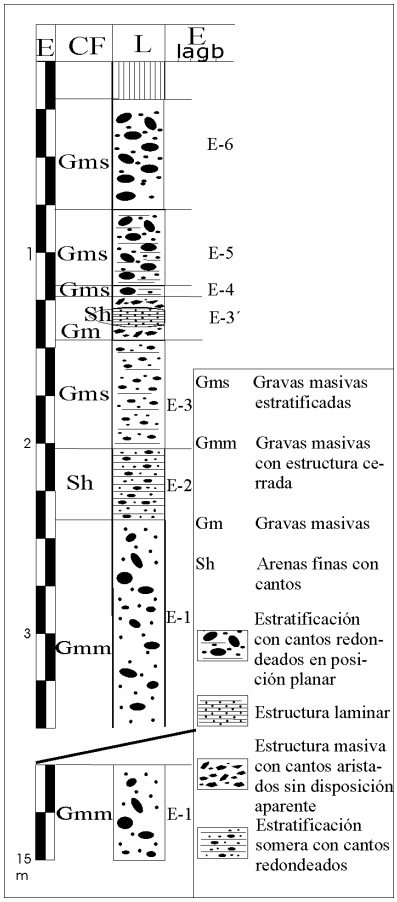



Figura 4. Columna litoestratigráfica del yacimiento de Espinilla. E: escala; CF: código de facies; L: litoestratigrafía; T: textura (l: limo; a: arena; g: grava; b: bloque).

*Lithostratigraphic profil of Espinilla site. E: scale; CF: facies code; L: lithostratrigraphy; T: texture (l: silt; 2: sand; 3: gravel; 4: block).*

E-2. Depósito de 40 cm de espesor en contacto disarmónico con la unidad inferior, estratificado en bandas centimétricas con estructura cerrada y facies Gms. Tiene una textura heterométrica con cantos y bloques, en posiciones verticales, inclinadas y horizontales en la porción superior, en los que dominan los cantos redondeados, con el centilo de 18 cm, y para el conjunto, predominan los finos (85%). La fracción fina presenta una fuerte heterometría, con distribución bimodal, dominio de arenas gruesas y abundancia de limos y arcillas, con disimetría hacia los finos. Los parámetros de la fracción arenosa denotan una competencia elevada del agente de transporte, con una clasificación de moderada a buena.

E-3. Depósito de 90 cm de espesor, estratificado en bandas discontinuas decimétricas, con estructura cerrada y posición planar de los cantos y bloques. Los gruesos están compuestos por cantos redondeados, heterométricos, y dominancia de la posición planar, en la que se insertan clastos y bloques en posiciones verticalizadas. Es un depósito heterométrico en el que dominan los finos (66%); esta fracción se caracteriza por la textura limoarenosa con distribución bimodal, que señala un dominio de la porción más fina y de las arenas gruesas. Los parámetros de la fracción arenosa señalan una clasificación muy mala, disimetría hacia los finos y una competencia moderada del transporte.

E-3'. Intercalado en el nivel E-3 se encuentra un extenso lentejón discontinuo de un espesor máximo de 15 cm, con estructura laminar en bandas milimétricas. La fracción gruesa está formada por gravas (42%), con presencia de cantos dispersos, en su mayoría redondeados y de cuarcita. Presenta un depósito heterométrico con textura arenosa (43%), predominio de arenas finas, presencia de limos y arcillas (15%), simetría, clasificación moderada y una competencia moderada del agente de transporte.

E-4.- Depósito de 20 cm de espesor con estratificación somera y estructura cerrada. La fracción gruesa (36%) presenta cantos redondeados a subredondeados. La fracción fina (64%) posee una textura limoarenosa, con predominio de finos, distribución unimodal y disimetría fuerte hacia los finos. Presenta una clasificación moderada y una competencia media.

E-5.- Depósito de 45 cm de espesor, estratificado, con estructura cerrada. Los gruesos (28%) presentan un predominio de cantos y bloques pequeños, redondeados a subredondeados y heterométricos. Domina la fracción fina (72%), que posee una textura limoarenosa, con distribución bimodal donde limos y arcillas son las fracciones más representadas. Los parámetros de la fracción arenosa señalan una fuerte disimetría hacia los finos, mala clasificación y competencia moderada del agente de transporte.

E-6.- Depósito de 55 cm de espesor con estructura masiva y predominio de finos (72%), Destaca el dominio de gravas en la fracción gruesa (28%). La fracción fina posee una textura areno-limosa con distribución unimodal, dominio de limos y arcillas, disimetría hacia los finos, clasificación moderadamente mala a mala y débil competencia del agente de transporte, que se interpreta como una dinámica fluviolacustre.

La sucesión de niveles estratificados, en los que alternan competencias fluviotorrenciales con fluviolacustres, distribuciones bimodales y unimodales, dominio de finos y clasificaciones moderadas a malas, una dinámica de tipo torrencial con alternancia de procesos por divagación de la corriente e impulsos morfogenéticos, no permiten establecer ambientes diferenciados, sino una sucesión de depósitos fluviotorrenciales de centro o margen de canal, con acción fluvial y flujos de alta densidad alternantes.

El depósito en su conjunto presenta un nivel inferior caracterizado por una dinámica de alta competencia con facies Gm, en el que alternan las estructuras caóticas, con clastos verticales y cuñas de finos, facies Sm, que deforman la unidad Gmm. Este nivel es interpretado como “coladas de piedra” generadas por un flujo con alto contenido en material sólido, transportando cantos y bloques empastados en la matriz. Diversos autores han señalado cómo en los márgenes de los flujos viscosos de conos aluviales es común encontrar clastos orientados verticalmente por impulsos de flujos de derrubios (Miall, 1996; Gómez Villar, 1996). Del mismo modo, las cuñas de finos (facies Sm) que deforman las gravas, se interpretan como impulsos de flujos dominados por arenas (*mud flow*) que se intercalan en la dinámica de las coladas de piedra (Buck, 1983, en Miall, 1996). El nivel superior lo interpretamos como depósitos de canal, propios de atrincheramientos y concen-traciones de flujo superficiales sobre la formación del nivel inferior en la que alternan la torrencialidad (facies Gms y Sh) con flujos de alta densidad (facies Gm). Esta interpretación está atestiguada por la base acanalada, la estratificación interna, en bandas y laminar, así como la presencia de lentejones arenosos y la clasificación moderada de los depósitos que señalan una actividad fluviotorrencial, que pasa a fluviolacustre a techo.

Todo ello permite deducir una morfogénesis de cono aluvial, con una dinámica basal de flujos de alta densidad y un canal superficial con flujo concentrado de carácter torrencial. Miall (1996) señala que las coladas de derrubios son los componentes más característicos de los conos aluviales, en combinación con dinámicas fluviales y torrenciales. Estas formas se asocian a una gama amplia de condiciones climáticas, si bien los transportes en masa (coladas de piedras y de barro) señalan condiciones morfoclimáticas contrastadas y secas (Bull, 1977; Gómez Villar, 1996). Se trata, pues, de los restos de un cono aluvial en un medio de tendencia árida.

**La industria del yacimiento de Espinilla: estudio técnico y tipológico**

La materia prima dominante es la cuarcita (93%), procedente de los cantos de los conglomerados, lo que condiciona las medidas de la industria, produciendo utensilios de mediano y pequeño tamaño (Tabla 3). El resto de las materias primas representadas, el cuarzo (4%) y la arenisca (3%), son puramente testimoniales. Señalaremos, sin embargo, que los núcleos de mayores dimensiones son los que tienen como base cantos de arenisca, siendo de ellos de los que obtienen las lascas de mayor tamaño. En cuanto a la provisión de estas materias primas, es exclusiva su inmediatez, no encontrándose ejemplos de materias exóticas.

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Materia prima | cuarcita: 93% | cuarzo: 4% | arenisca: 3% | |
| Núcleos | Grupo I: 3 | Grupo III: 2 (arenisca) | Grupo Xb: 3 | |
| Lascas | Corticales: 4 | Semocorticales: 1 | “Gajo de naranja”: 2 | Simples: 3 |
| Percutores | 1 | | | |

Tabla 3. Estudio técnico (salvo que se indique lo contrario, la materia prima es la cuarcita).

*Technical study (the raw material is quarcite, except if other lithology is indicated).*

- *Núcleos*: para los núcleos, 8 en total (Tabla 4) no predomina ningún grupo, ya que los tres representados: I, III y Xb, lo hacen con, prácticamente, el mismo número de efectivos. Aparte de lo mencionado sobre los núcleos de arenisca (los 2 del grupo III), la presencia del grupo Xb representa ya el conocimiento de una cierta

preparación técnica. En cuanto al grado de explotación de estos núcleos, en general, es muy escaso.La materia prima dominante es la cuarcita (93%), procedente de los cantos de los conglomerados, lo que condiciona las medidas de la industria, produciendo utensilios de tamaño mediano y pequeño (Tabla 3). El resto de las materias primas representadas, el cuarzo (4%) y la arenisca (3%), son puramente testimoniales. Señalaremos, sin embargo, que los núcleos de mayores dimensiones son los que tienen como base cantos de arenisca, siendo de ellos de los que obtienen las lascas de mayor tamaño. En cuanto a la provisión de estas materias primas, es exclusiva su inmediatez, no encontrándose ejemplos de materias exóticas.

- *Lascas*: no existe un predominio de algún tipo de lascas, aunque las corticales son más numerosas. Tres lascas presentan un cierto retoque, que por su marginalidad, no permite incluirlas dentro de los tipos descritos en las listas tipológicas usadas en este trabajo. Los talones predominantes son los corticales y lisos, careciendo de representatividad el resto. Por último, reseñar la aparición de un percutor sobre canto de cuarcita con saltaciones en el lateral izquierdo.

| | |
|---|---|
| 35: Raedera sobre cara plana | 3-5% |
| 31:Raspadores atípicos | 9-14% |
| 32:Buriles | 6-9% |
| 35: Perforadores atípicos | 3-5%/ 1 cuarzo |
| 36:Cuchillos de dorso | 2-3% |
| 37: Cuchillos de dorso atípico | 6-9% |
| 38: Cuchillos de dorso natural | 1-1% |
| 40: Lascas truncadas | 1-1% |
| 42: Escotaduras | 24-37%/12:clactonienses/ 12: retocadas |
| 43: Denticulados | 6-9% |
| 44: “Becs” | 1-1% |
| 56: “Rabot” | 3-5% |
| 62: “Diversos” | 10-15% |
| Índice de rederas | 5 |
| Índice achelense | 12 |
| Índice de bifaces | 0 |
| Índice de utillaje bifacial (trie+hend.) | 23 |
| Grupo I | 0 |
| Grupo II | 5 |
| Grupo III | 41 |
| Grupo IV | 48 |

Tabla 4. Utensilios sobre lasca: índices y grupos.

*Flake tools: index and groups.*

El estudio tipológico permite diferenciar los siguientes elementos (Tabla 5):

- *Cantos trabajados, triedros y hendedores*: Los cantos trabajados (Fig. 5, Lám. 1) son el grupo más numeroso de utensilios con diferencia, representando el 31% del total de la muestra. Predominan dentro de ellos los unifaciales de filo convergente (tipos 2.2, 2.20 y 2.23) lo que implica una cierta complicación en la talla. Aunque los cantos trabajados suelen ser muy abundantes en los yacimientos sobre formaciones fluviales, el claro predominio de ellos en el yacimiento de Espinilla parece ser un indicador de antigüedad, que como luego veremos se puede asociar a la aparición de triedros, hendedores de tipos simples y la no aparición de bifaces. La escasez de bifaces es una característica de los yacimientos campurrianos (Gutiérrez y Serrano, 1998), aunque en este caso adquiere una especial relevancia como síntoma de que nos encontramos ante lo que, probablemente, sea el ejemplo de una industria bastante más antigua que la encontrada, hasta ahora, en el sistema de terrazas del río Híjar. En este mismo sentido, parecen manifestarse, los triedros (Fig. 5, Lám. 2: 1 y 2) dentro de la industria; que aunque no muy numerosos (5% sobre el total de la muestra), sí, tipológicamente, son muy significativos, a lo que habría que unir el también escaso número de hendedores (7% sobre el total) con claro predominio del tipo 0 (Lám. 2: 3 y 4).
- *Utensilios sobre lasca* (Tabla 5): representan en conjunto un 39% del total de la muestra y como primera característica a destacar señalar la no presencia de la talla levallois y la escasez de raederas (Fig. 5, Lám. 3: 1) (los tres ejemplares son “sobre cara plana”), lo que hace que el valor del grupo Musteriense sea muy bajo: 5. El valor importante del grupo II (Paleolítico Superior: 41,5), se debe, sobre todo, a los raspadores (Figura 5, Lám. 3: 4) (que en

| | Cantos Trabajados | Triedros: | Hendedores: |
|---|---|---|---|
| Utensilios | (31%): 47 completos + 4 fragmentos=51 | (5%): 4 completos + 4 fragmentos=8 | (7%): 10 completos + 1 fragmento=11 |
| Materia prima | Cuarcita: 85% Cuarzo: 10% Arenisca: 5% | Cuarcita | Cuarcita |
| Talla | Unifacial: 85% Bifacial: 15% | 1 a: 1 3 a: 5 5 a: 2 | |
| Filos | Simples: 27% Convergentes:73% | | |
| Tipos | Predominan 2.2 (23%)/ 2.23 (14.5%) y 2.20 (13%) | | Tipo 0: 10 TipoII:1(fragmento) |

Tabla 5. Cantos trabajados: triedros y hendedores.

*Worked stones: trihedric and flake cleavers.*

términos generales son muy toscos y bastante atípicos, con claros ejemplares carenados) y a los buriles (Fig. 5, Lám. 3: 3), normalmente simples, sólo hay un caso de buril convergente. También cabría destacar la presencia de cuchillos de dorso, aunque predominantemente son atípicos, y algunos perforadores que, aunque mantienen esa atipicidad, presentan en algún caso una talla muy cuidada (Fig. 5, Lám. 3: 2). Pero son las escotaduras, indudablemente, el grupo tipológico mejor representado y el segundo en importancia numérica del conjunto de la muestra, después de los cantos trabajados (24 ejemplares, 14 % del total de la industria). Tanto las retocadas como las clactonienses aportan el mismo número de efectivos, 12 cada una; lo cual si se una a los denticulados (Fig. 5, Lám. 3: 6 y 7), cuchillos de dorso natural y becs (Fig. 5, Lám. 3: 8), como en algún caso han hecho algunos autores (Santonja y Pérez González, 1984) hace que el grupo IV sea el predominante. De esta forma se vuelven a encontrar elementos que parecen marcar un cierto grado de antigüedad en la industria. Los diversos utensilios compuestos están presentes en un porcentaje discreto (6%), siendo en la mayoría de los casos utensilios asimilables a cantos trabajados, aunque al ser su base una lasca, no han sido incluidos en ese grupo (Lám. 3: 10) o denticulados, que como están fabricados sobre canto, tampoco se han sumado a los denticulados que podrían llamarse "ortodoxos" (Fig. 5, Lám. 3: 9).

**Contextualización y discusión**

Procede a su contextualización en el ámbito de Campoo y la meseta, donde se piensa que se encuentra el mundo cultural en que se insertaría este yacimiento. En el sistema de terrazas fluviales del conjunto Híjar-Güares, se señalaron tres niveles de terrazas (Gutiérrez y Serrano, 1998), siendo en la superior (T1) donde se ha recogido una muestra de 370 artefactos, encuadrables cronológicamente en las fases finales del estadio isotópico 5 (115 ka-75 ka B.P). El yacimiento de Espinilla está más alto y correspondería a dos fases morfogenéticas anteriores, formando parte de una formación fluviotorrencial, un cono aluvial, formada por aportes laterales, frente a las longitudinales de la terraza fluvial (T-I), en una formación claramente más antigua. En ambos yacimientos, la cuarcita es la materia prima dominante (93% en Espinilla y 80 % en T1, desde ahora siempre se darán los datos por este orden). En Espinilla, los núcleos están menos diversificados, con grupos más simples y sin ejemplares con sistemas de extracción complejos, y sin utillaje levallois, frente a un I.L. tec. de 10 y un I.L. tip. De 5 en T-I, aunque ningún yacimiento se pueden considerar como levallois. El grupo II es minoritario en Espinilla y está bien representado en T1 (5 y 23-24,6 est.), el grupo III se presenta superior en Espinilla que en T1 (41 y 29-30 est.), aunque hay que señalar el predominio de útiles

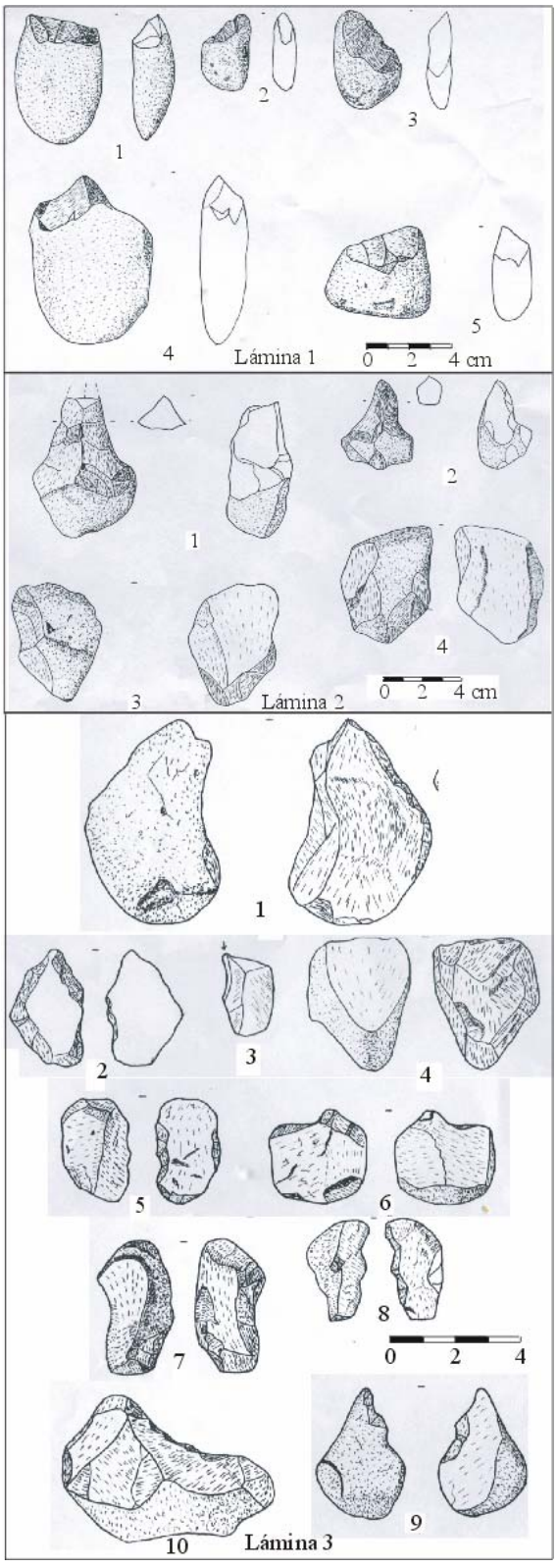



Figura 5. Industria lítica del yacimiento de Espinilla (Campoo de Suso).

*Lithic industry of Espinilla archeological site (Campoo de Suso).*

atípicos dentro del conjunto de Espinilla, y en cuanto al grupo IV es claramente superior en Espinilla (48 frente a 4-4,2 est), sobre todo como consecuencia del gran número de escotaduras.

Comparando el conjunto de cantos trabajados, triedros, hendedores y bifaces, es como se encuentran los matices más característicos. En Espinilla, los cantos trabajados son los predominantes en el conjunto de la industria (31% frente a 13%), manteniéndose la superioridad de los unifaciales sobre los bifaciales en ambos conjuntos (1 de cada 3 utensilios es un canto trabajado en Espinilla frente a 1 de cada 10 en T1). Los triedros están representados en ambos yacimientos en proporciones similares (5% y 7%, respectivamente, sobre el total de la industria), siendo el tipo de talla 3a, igualmente, la más numerosa.

Los hendedores, por contra, son más numerosos en T1 que en Espinilla (23% y 7%, respectivamente). El tipo 0 predomina en ambos yacimientos, aunque es casi el único que aparece en Espinilla frente a una mayor diversificación en T1 (aparte del 0 están los tipos I y II). En cuanto a los bifaces, no están presentes en Espinilla y son muy escasos y atípicos en T1 (3 ejemplares).

En resumen, el yacimiento de Espinilla presenta caracteres de una industria más antigua que T1: predominio de cantos trabajados y triedros frente a hendedores y bifaces; utensilios sobre lasca poco elaborados y bastante atípicos con un importante peso de las escotaduras y no talla levallois. Se puede concluir que las industrias del Pleistoceno Medio en Campoo evolucionan a las del Pleistoceno Superior desde el predominio de los cantos trabajados a los hendedores, con una presencia discreta de triedros y escasos bifaces y talla levallois.

En la meseta cabe detenerse en algunos yacimientos que puedan marcar pautas para una aproximación temporal al yacimiento de Espinilla. En Atapuerca, la industria de Galería (GII y GIII) (Carbonell *et al.,* 1999 y Carbonell *et al.,* 2000) fue encuadrada en una cronología desde 250 Ka a 450 ka (estadios 8-11), con características achelenses (Modo 2) con bifaces y hendedores bastante elevados, lo que no ocurre en Espinilla. En Gran Dolina (TD) la industria de TD6 (estrato Aurora) (Carbonell *et al.,* 1995) se caracterizó de Modo 1 (pre-achelense) con cantos trabajados unifaciales y ausencia de picos y bifaces, situándose en un momento anterior a 780 ka (Parés y Pérez González, 1995). Esto hace pensar que la industria de Espinilla es claramente más evolucionada (presencia de picos y hendedores) que la del estrato Aurora. Aunque la primitiva adscripción de TD6 (Carbonell *et al.,* 1995), basada en criterios bioestratigráficos (desaparición de *Mimomys savini*), a una cronología entre los estadios 14 y 13 (565-478 ka), podría representar una fecha, dada la mayor antigüedad de la industria de este estrato que la de Espinilla, que situaría el yacimiento de Espinilla en momentos posteriores a estos estadios isotópicos. En TD10 la industria se ha encuadrado en el episodio 8 (303-245 ka) (Carbonell *et al.,* 1995) y en TD11 entre los episodios 7-6 (245-130 ka). La presencia de elementos bifaciales muy elaborados en estas industrias y la escasez de cantos trabajados hace decantarse por un alejamiento de la industria de Espinilla.

En La Maya III, el yacimiento situado en la terraza de +56 m del Tormes (Santonja y Pérez González, 1984), se atribuyó a los inicios del Achelense y, aunque, la serie es muy corta (15 ejemplares), existe una escasez de bifaces y el predominio de cantos trabajados, elementos comunes con Espinilla. En Pinedo, en una terraza media del Tajo, se ha atribuido una cronología cercana a los 350 Ka (Querol y Santonja, 1979; Santonja, 1995) y una industria achelense con ciertas similitudes respecto a Espinilla: valores de cantos trabajados elevados, porcentajes de triedros parecidos (5% en Espinilla y entre el 6 y el 8% en Pinedo) y hendedores de tipos simples. Sin embargo, la falta de bifaces en la serie campurriana plantea la duda sobre si estamos ante dos tradiciones tecnológicas diferenciadas o si, por el contrario, se trata de un momento tecno-tipológico anterior en Espinilla (no hay que olvidar que los bifaces aparecen ya en el valle de Campoo en T1: estadio isotópico 5).

En Ambrona, Panera y Rubio (1999) proponen para el Complejo Inferior una industria achelense, comparable a Torralba, La Maya II, El Sartalejo o Áridos, y, para el Superior, un Achelense Final, comparable a la Maya I (terraza de +8 m.) y a Atapuerca (TD10 y TD11). Esto permite proponer para Espinilla un momento anterior al Complejo Inferior de Ambrona. Por último, en Torralba se propuso para el yacimiento una edad de 350 ka (estadio isotópico 10) (Carbonell *et al.,* 1995), aunque su interpretación es controvertida y su industria se aleja de las características de Espinilla, sobre todo, por la presencia de bifaces bien elaborados.

## Conclusiones

El análisis del yacimiento de Espinilla permite afirmar que la industria hallada en él se encuentra en el resto de un cono aluvial formado con materiales procedentes de la cercana Sierra del Cordel en un medio árido, y que a partir del análisis morfoestratigráfico pertenecería a un periodo entre el Pleistoceno Medio y el Pleistoceno Inferior. La industria de Espinilla se acerca tecnotipológicamente a la de yacimientos considerados como antiguos dentro del contexto del Pleistoceno Medio Peninsular (La Maya III o Pinedo) y se aleja de otros más evolucionados como la Maya II, Complejo Superior de Ambrona, Torralba y Atapuerca (TD10 y TD11).

A modo de hipótesis (verificable en estudios futuros: aumento de la colección, dataciones absolutas), se puede pensar que la industria de Espinilla es posterior a los 500 ka (estadio isotópico 14) y anterior a los 300 ka (estadio isotópico 8), situándose, probablemente, más cerca de la base de esta hipótesis que de su parte superior.

De esta forma, tanto la antigüedad del depósito como las características de la industria y su posición estratigráfica, concuerdan en situar este yacimiento en los momentos centrales del Pleistoceno Medio.

## Referencias


Bordes, F. (1961). *Typologie du Paléolithique ancien et moyen.* Ed. Delmás. Burdeos.

Bull, W.B. (1977). The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography*, 1, 222-270.

Carbonell, E., Giralt, S., Márquez, B., Martín, A., Mosquera, M., Ollé, A., Rodriguez, X.P., Sala, R., Vaquero, M., Vergés, J.M. y Zaragoza, J. (1995). El conjunto Lito-Técnico de la Sierra de Atapuerca en el marco del Pleistoceno Medio europeo. En: *Evolución humana en Europa y los yacimientos de la Sierra de Atapuerca*, 445-533. Junta de Castilla y León, Valladolid.

Carbonell, E., Bermudez de Castro, J.M., Arsuaga, J.L., Diez, J.C., Rosas, A., Cuenca-Bescós, G., Sala, R., Mosquera, M. y Rodríguez, X.P. (1995). Lower Pleistocene Hominids and Artifacts from Atapuerca-TD6 (Spain). *Science*, 269, 826-829.

Carbonell, E., Rosas, A. y Díez, J.C., eds. (1999). Atapuerca: ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería. *Arqueología de Castilla y León*, 7. Junta de Castilla y León. Zamora.

Carbonell, E., Cáceres, I., Canals, A., Esteban, M., Huguet, R., Mosquera, M., Ollé, A., Rodriguez, X.P., Rosell, J., Sala, R. y Vergés, J.M. (2000). Atapuerca en el contexto del Pleistoceno Inferior y Medio de la Península Ibérica. En: *Paleolítico da Península Ibérica, 16-25*. ADECAP. Porto.

Gale, S.J. y Hoare, P.G.(1991). *Quaternary sediments.* Belhaven Press. Nueva York.

Gómez Villar, A. (1996). Abanicos aluviales: aportación teórica a sus aspectos más significativos. *Cuaternario y Geomorfología*, 10, 77-124.

Gutiérrez Morillo, A. (1991). El yacimiento paleolítico de Riaño (Campoo de Suso, Cantabria). *Actas XX Congreso Nacional de Arqueología*, 261-267. Zaragoza.

Gutiérrez Morillo, A. (1995). La arqueología prehistórica en el valle de Campoo. *Cuadernos de Campoo*, 2, 23-26.

Gutiérrez Morillo, A. (2000a). Prospecciones de arqueología prehistórica en los términos municipales de Campoo de Suso, Enmedio, Santiurde de Toranzo y Reinosa. Megalitismo. En: Ontañón, R., coord. *Actuaciones arqueológicas en Cantabria 1*, 155-158

Gutiérrez Morillo, A. (2000b). Prospecciones arqueológicas en los cursos de los ríos Guiar e Izarilla. En: Ontañón, R., coord. *Actuaciones arqueológicas en Cantabria 1*, 155-158. Gobierno de Cantabria. Santander.

Gutiérrez Morillo, A. (2001). Arqueología prehistórica en Campoo. *Cuadernos de Campoo*, 24, 20-26.

Gutiérrez, A. y Serrano, E. (1998). El yacimiento del Paleolítico Medio de la "ermita del Abra" (Campoo de Suso, Cantabria). Aproximación cultural, cronológica y geomorfológica. *Cuaternario y Geomorfología***,** 12, 27-39.

Miall, A.D. (1977). A review of braided river depositional system. *Earth Science Review*, 13, 1-62.

Miall, A.D. (1996). *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer Verlag. Berlin.

Panera, J. y Rubio, S. (1999). Estudio Tecnomorfológico de la industria lítica de Ambrona. *Trabajos de Prehistoria*, 54, 58-71.

Parés, J. M. y Pérez González, A (1995). Paleomagnetic Age for Hominidid Fossils at Atapuerca Archaeological site, Spain. *Science*, 269, 830-832.

Querol, M. A. (1975). *Tipología analítica de cantos trabajados.* Tesis Doctoral (inédita). Universidad Complutense. Madrid.

Querol, M. A. y Santonja, M (1979). *El yacimiento achelense de Pinedo (Toledo).* Excavaciones Arqueológicas en España. Madrid.

Santonja, M. (1984/85). Los núcleos de lascas en las industrias paleolíticas de la meseta española. *Zephyrus, Homenaje al Profesor Jordá*, 17-33.

Santonja, M (1995). El Paleolítico Inferior en Europa: apuntes en un momento de revisión. *Boletín Asociación española de Arqueología*, 35, 53-62.

Santonja, M. y Pérez González, A. (1984). *Las industrias paleolíticas de la Maya I en su ámbito regional.* Excavaciones Arqueológicas en España. Madrid.

Serrano, E. (2001). El relieve de Alto Campóo. En: F. Manero, coord. *Espacio Natural y Dinámicas Territoriales*, 71-82. Universidad de Valladolid. Valladolid.

Serrano, E. y Gutiérrez, A. (2000). Las huellas de la última glaciación en Campoo. *Cuadernos de Campoo*, 20, 4 -14.

Serrano, E. y Gutiérrez, A. (2002). El glaciarismo pleistoceno en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica (montañas de Palencia, Cantabria y Burgos). *Geomorfología y Paisaje. Guía de excursiones. VII Reunión Nacional de Geomorfología*, 91-161. S.E.G Departamento de Geografía. Universidad de Valladolid. Valladolid.

Tixier, J. (1956). Le hachereau dans l´Acheuléen nor-africain. Notes typologiques. *Congress. Preh. Fr. XV*, 914-923. Poitiers-Angouleme.

Tucker, M. (1988). *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Pub. Oxford.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# LAS INDUSTRIAS PALEOLÍTICAS DEL YACIMIENTO DE TARAZONA (LA RINCONADA, SEVILLA): ACHELENSE Y MUSTERIENSE CLÁSICO EN LAS TERRAZAS MEDIAS DEL GUADALQUIVIR

**Lithic assemblages in Tarazona site (La Rinconada, Seville). Acheulian and Mousterian traditions in the Guadalquivir middle terraces**

J.A. Caro Gómez, F. Díaz del Olmo y J. Risquez Ollero

Dpto. de Geografía Física y A.G.R. Universidad de Sevilla. C/ María de Padilla s/n. 41004 Sevilla

jcaro@tragsa.es; fax: 954 998786

**Resumen**

Se presenta uno de los yacimientos más significativos de la Secuencia Paleolítica del Bajo Guadalquivir, que presenta en este lugar (T11) una sucesión estratigráfica compleja en la que se dan diversos fenómenos aluviales y de régimen lacustre y endorreico, que además presenta varios niveles arqueológicos con industrias líticas achelenses bien definidas en el caso de los depósitos propiamente aluviales. Sin embargo, los depósitos hidromorfos presenta unas industrias muy peculiares de difícil interpretación, ya que es el único lugar donde se puede documentar una serie, mayoritariamente en sílex, con unas características que podrían situarlo entre los conjuntos del Musteriense clásico en cuevas, pero que también contiene una elevada cantidad de utensilios macrolíticos (bifaces, hendedores y triedros) la mayoría de los cuales no desentonarían en los niveles infrayacentes del Achelense, aunque en otros casos se presentan con unas características muy evolucionadas, todo ello en el mismo nivel y mayoritariamente sin rodar.

**Palabras clave:** Pleistoceno, terrazas fluviales, Achelense, Paleolítico Medio, Guadalquivir.

**Abstract**

Tarazona has become one of the most significant sites explaining the Lower Guadalquivir basin Palaeolithic Sequence. Sections form this site (at T11) have shown a complex of mixed alluvial and lacustrine-endorrheic deposits. Besides there is a number of levels with artefacts, which have been studied in detail. This data allow identifying the well known Acheulian assemblage, mostly linked to the alluvial deposits. The remains found in lacustrine deposits are far more difficult to interpret as the assemblage belongs to the Classical Mousterian tradition but appears along with some macrolithic artefacts (bifaces, cleavers and trihedrals) related to the Acheulian tradition beneath, though occasionally some of these macrolithic pieces look more evolved. This assemblage is present in the same layer and mostly unworn.

**Key words:** Pleistocene, Terraces, Acheulian, Middle Palaeolithic, Guadalquivir Basin.

## Introducción

Los estudios de Paleolítico que, desde hace varias décadas vienen desarrollándose en el Bajo Guadalquivir por un equipo multidisciplinar de los departamentos de Prehistoria y Geografía Física y A.G.R. de la Universidad de Sevilla, han demostrado la existencia de una secuencia fluvial integral que se desarrolla espacialmente por los 14 niveles de terrazas fluviales constatados, y que, cronológicamente, abarca desde el tránsito Pleistoceno Inferior-Pleistoceno Medio, hasta el Pleistoceno Superior antiguo, esto es, todo el Paleolítico Inferior y Medio (Vallespí, 1994; Díaz del Olmo *et al*., 1993; Díaz del Olmo y Baena, 1997).

Asimismo, queda reconocido que en esta secuencia cultural existe una evolución desde unas industrias arcaizantes poco definidas en las terrazas altas, T5 y T6 (+ 139 a + 110 m), pasando por una dilatada etapa achelense en las terrazas altas y medias, T7 a T12 (+ 100 a + 30 m), con cambios tecnológicos poco acusados pero constantes que, sin embargo, darán paso, al final del Pleistoceno Medio, a una serie de yacimientos contemporáneos cuyos conjuntos industriales, de manera general, manifiestan una línea de evolución parecida, pero que particularmente se ve reflejada en elementos diferentes en cada uno de los conjuntos. De tal forma, que

este cambio que se aprecia desde finales del Pleistoceno Medio no se presenta en forma de ruptura sino de transformación, desde unas industrias con una marcada tradición Achelense, hasta otras que pueden desembocar en un nuevo modo técnico adoptando las modernas tradiciones, aunque sin perder de vista las anteriores, o permanecer invariables prácticamente hasta el final de la secuencia establecida. Para finalmente terminar con unas industrias que forman el Paleolítico Medio regional donde los caracteres evolutivos de naturaleza técnica, tipológica y de comportamiento en general lo separan claramente tanto del Achelense como del Musteriense clásico, confiriéndoles una personalidad propia (Caro Gómez, 1999a, 1999b, 2000; Fernández Caro, 1998).

**Localización y contexto geomorfológico**

El yacimiento genérico de Tarazona se encuentra en las inmediaciones de la Urbanización que, con el mismo nombre, existe hacia el km, 526 de la N IV, Madrid-Sevilla, en el término municipal de La Rinconada (Sevilla) (Fig. 1).

Dentro del contexto geomorfológico del Bajo Valle del Guadalquivir, este yacimiento se inscribe en el bloque morfogenético de las terrazas medias, a caballo entre los sectores de Carmona y Sevilla. En este lugar se puede observar un alto grado de solapamiento de sus niveles, con una gran potencia (entre 6 y más de 15 m), aumentando a medida que se desplaza río abajo, hacia Sevilla; mientras que a techo se constata la presencia de formaciones lacustres e hidromorfas como fase final de los aluvionamientos.

En esta serie el yacimiento de Tarazona, se emplaza en la T-11, caracterizada en el lugar (Baena, 1993), por una gran complejidad, con diversidad de fenómenos aluviales y de régimen lacustre y endorreico, y un atenuado escarpe erosivo hacia las proximidades del nivel del Aeropuerto.

Figura 1. Localización del yacimiento paleolítico de Tarazona en su encuadre regional y peninsular.

*Tarazona Palaeolithic site map location.*

**La secuencia sedimentaria. Perfiles estratigráficos**

En el entorno de la antigua hacienda de Tarazona, actualmente transformada en urbanización, se han podido estudiar tres secuencias sedimentarias de 2,5 m, de potencia máxima (Tarazona Ia, Ib y Tarazona II) que definen los rasgos de la terraza (Baena, 1993) (Fig. 2).

En la primera de ellas (Tarazona I), localizada a lo largo de una zanja artificial de drenaje de un arroyo que corta los depósitos dejando al descubierto sus diferentes niveles, se han realizado dos cortes:

A) *Tarazona IA.* 2,5 m de potencia, de muro a techo:

1. Depósito mixto (1,5 m) de barras de gravas y arenas con abundante rasgos hidromorfos, formando el techo de un pavimento ligeramente planar (Gms), sobremontado por nuevas barras centimétricas con cantos orientados (Gp) y una matriz rubefactada, que dejan cicatrices erosivas. La litología de las gravas de todas las barras: cuarcitas, areniscas, pizarras, grauwacas y conglomerados. Lateralmente penetran depósitos de relleno de canal ("channell-fill") con gravas y gravillas y restos de arcillas de

iluviación y carbonatos, todo biselando parcial y oblicuamente las barras infrayacentes. Industria lítica (TR1).

2. Un horizonte de suelo de caracteres pardo-isohúmico con gravillas sobremonta, onduladamente, la unidad anterior (1 m.).

B) *Tarazona IB:* Corresponde a la disección del arroyo del mismo nombre en el nivel de Tarazona. Muestra un perfil de 1,5 m de potencia, que de muro a techo:

1. Base de gravas con matriz rubefactada sin estructura interna aparente (50 cm), pero de aspecto similar a las facies Gp del depósito 1 de Tarazona IA, con matriz de arenas mal clasificadas, e igualmente con restos de industrias líticas (TR1).
2. Horizonte arcilloso, pardo-negruzco, descarbonatado con carácter de vertisuelo ligeramente tirsificado. Lateralmente está recubierto a techo por canales de gravas y gravillas de cuarcitas y sílex principalmente (1 m).

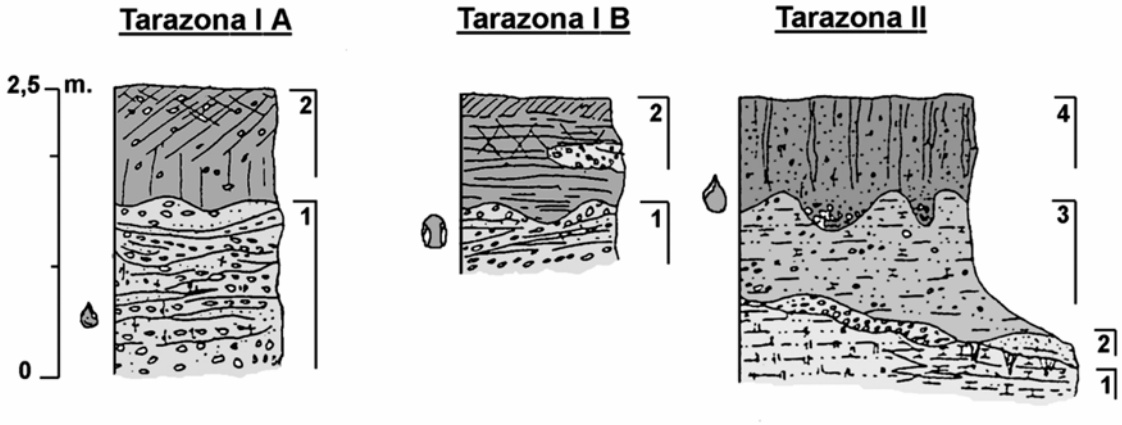



Figura 2. Perfiles estratigráficos de las tres secuencias sedimentarias estudiadas en el yacimiento de Tarazona.

*Stratigraphic sequences from Tarazona sections.*

C) *Tarazona II:* Aproximadamente a 2 km de la anterior localización, se descubrió una zanja de canalización de aguas con presencia en unos de sus niveles de abundante industria, así como en la parte superior de los montones acumulados que habían sido extraídos de la misma con una potencia de 2.5 m., cuyo desarrollo de muro a techo es el siguiente:

1. Nivel limo-arenoso con carbonatos pulverulentos muy abundantes y con nódulos sin gravas ni gravillas. Límite superior neto y oblicuo (1-0,5 m). En otro perfil próximo, este nivel presentaba, junto al carácter carbonatado, secuencias arcillosas con rasgos lacustres.
2. Barra centimétrica de gravas de cuarcitas con arcillas y lechos de arenas calcareníticas. Contacto erosivo con la unidad infrayacente. Lateralmente discontinua. Límite superior neto y ondulado.
3. Horizonte limo-arcilloso masivo con frecuentes nódulos de manganeso, presencia de nodulillos de carbonatos muy compactos y gravillas. El tramo superior presenta estructura poliédrica a prismática con leves movimientos de arcillas (7,5 YR6-5/4) (0,5 m).

4. Nivel arcillo-arenoso compacto, estructura poliédrica, nodulillos de manganeso, rasgos ligeramente hidromorfos. Color 7,5YR4-3/4. La base de este nivel entra en contacto erosivo y ondulado con el nivel infrayacente, presentando gravas de cuarcitas y sílex en estructuras acanaladas (1 m). Industria lítica (TARII-1).

**Síntesis de la industria lítica**

De los depósitos descritos con anterioridad, se ha recuperado la siguiente industria lítica (Fig. 3).

Nivel 1. *Depósito de gravas (TR1).*

La serie de este nivel está compuesta por 568 elementos, de los cuales 333 son lascas y restos de talla (58,5%), 96 núcleos (17%) y 139 utensilios (24,5%): 7 lascas levallois, 1 punta

levallois, 2 puntas seudolevallois, 16 raederas, 1 raspador, 1 buril, 3 perforadores, 4 cuchillos de dorso atípico, 1 lasca truncada, 3 denticulados, 13 cuchillos de dorso natural, 18 muescas, 9 diversos, 30 cantos tallados, 9 bifaces, 12 hendedores y 8 triedros.

La estructura de esta serie no resulta muy equilibrada (Tabla 1), ya que sólo hay 3 lascas por cada núcleo o elemento nucleiforme, pero tampoco es de extrañar debido al tipo de depósito donde se encuentran los materiales, faltan casi todas las lascas menores de 4 cm. De las lasca recogidas, 1 de cada 5 fueron utilizadas para la elaboración de tipos.

La cuarcita es la materia prima más representativa, mientras que el sílex y otros materiales sólo se utilizan en un bajo porcentaje del 4%. La mayoría de los restos se encuentran afectados por rodamiento fluvial leve, aunque hay un 30% de piezas muy frescas. En este sentido cabe destacar que en los útiles el porcentaje de los que no están afectados por rodamiento se reduce drásticamente al 1%, subiendo el rodamiento leve hasta el 94%.

El índice levallois (10,4) resulta relativamente elevado en estas industrias, aunque ninguna lasca levallois fue transformada en utensilio. Por su parte, los índices de facetado son muy bajos (3,4 y 5,9).

En los núcleos predominan los grupos menos elaborados, seguidos de los centrípetos con un alto porcentaje (22%) y los bifaciales. Las lascas-núcleo son representativas en este yacimiento con casi el 10%; y los levallois con más del 6%.

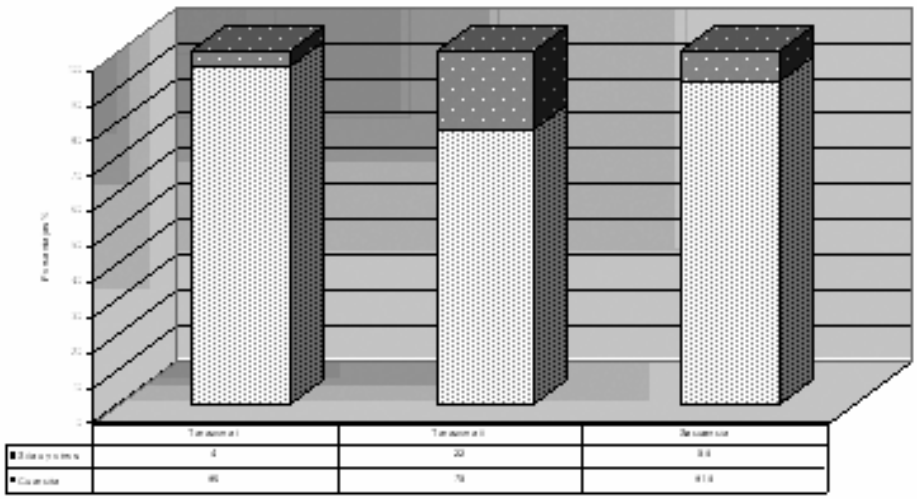


Tabla 1. Composición y estructura de las series líticas del yacimiento paleolítico de Tarazona (Sevilla): nivel 1 de Tarazona I y nivel 4 de Tarazona II.

*Composition and structure of lithic findings in Tarazona Palaeolithic site (Seville): Layer 1 at Tarazona I and layer 4 at Tarazona II.*

A nivel de grupos tipológicos, predomina el musteriense, con raederas abundantes sobre todo de tipo simple y sobre cara plana, con retoque simple, casi siempre amplio y profundo. Le sigue el grupo levallois con un índice de 10,4, con elementos atípicos casi siempre. El grupo paleolítico superior y el de denticulados, casi siempre con útiles atípicos, obtienen una escasa representatividad; sin embargo, las muescas se presentan abundantes con un porcentaje idéntico al del grupo musteriense, si bien todas ellas son simples.

La representatividad de los cantos tallados es alta con un índice tipológico esencial cercano a 30; entre ellos predominan los unifaciales frente a los bifaciales y diversos.

Finalmente, existe un índice de macroutillaje elevado -22- y representativo, entre las industrias del Bajo Guadalquivir; siendo los hendedores el útil más abundante 10,4, seguido por los bifaces 8,1 y los triedros 7,2, distribución muy característica para todos los yacimientos

situados en las terrazas medias más bajas (T11 y T12), donde se aprecia una progresiva desaparición de los triedros y un predominio de los hendedores sobre los bifaces.

Nivel 4. *Depósito arcillo-arenoso (TARII-1)*

En una primera aproximación al estudio de esta serie, el primer aspecto que llama la atención es la alta densidad de la industria aunque haya sido recogida a lo largo de la zanja mencionada (25-30 m) y en otros perfiles inmediatos de parecidas dimensiones; suele encontrarse acumulada en alguno de los canalillos descritos en la estratigrafía donde llegan a aparecer, haciendo un cálculo aproximativo, más de 50 piezas por $m^2$.

La serie, a falta del recuento final y la inclusión de los utensilios diversos no descritos, está compuesta por un total de 2.601 piezas distribuidas entre 1.387 lascas simples (53%), 511 núcleos (20%) y 703 utensilios (27%): 92 lascas levallois, 10 puntas levallois, 2 puntas seudolevallois, 14 puntas musterienses, 1 limaza, 159 raederas, 44 raspadores, 4 buriles, 27 perforadores, 20 cuchillos de dorso, 30 cuchillos de dorso natural, 1 racleta, 9 lascas truncadas, 1 tranchet, 139 muescas, 42 denticulados, 1 hachoir, 26 cantos tallados, 55 bifaces, 21 hendedores y 5 triedros.

La materia prima mayoritaria empleada en su realización ha sido la cuarcita (Tabla 2), aunque el sílex y algún otro material (cuarzo y caliza) suponen un porcentaje bastante representativo (78% y 22%, respectivamente), con una clara diferencia entre productos de talla y núcleos ya que en estos últimos la cuarcita sube hasta el 84% (Caro Gómez, 2000). Casi el 100% de las piezas se encuentran exentas de rodamiento fluvial o afectadas por un leve lavado acuoso, con una pátina que no llega a puna pátina que no llega a profundizar demasiado.

La serie ofrece en general un bajo equilibrio técnico en la relación productos de talla elementos nucleiformes puesto que existen 3,3 de aquellos por cada uno de estos, teniendo en cuenta además que los núcleos suelen estar muy agotados. Entre las lascas resultaron retocadas 1 de cada 3 lo que supone un porcentaje bastante alto (30%).

Entre las lascas hay un predominio de las semicorticales (64%), seguidas por las internas (30%) y una muy baja representatividad de las plenamente corticales, en consonancia con la elevada talla de los núcleos, y entre ellas buena representatividad de las lascas laminares (15%), uno de los porcentajes más altos entre todas las series del Bajo Guadalquivir. Del mismo modo, los talones facetados presentan una gran importancia (18%) y los diedros (6%) que suponen el índice de

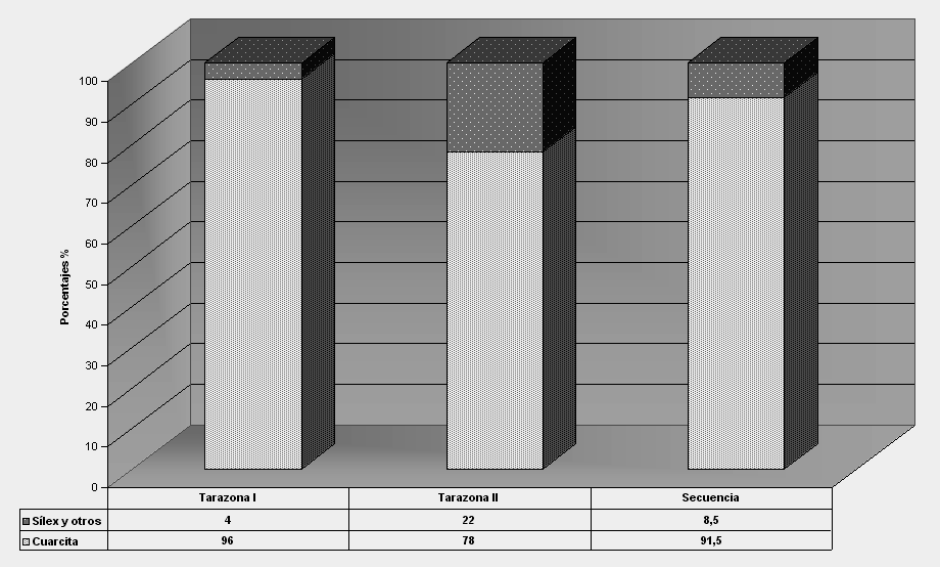



Tabla 2. Representatividad de las diferentes materias primas utilizadas en la elaboración de las series líticas del yacimiento paleolítico de Tarazona (Sevilla).

*Raw material analysis from lithics at Tarazona site (Seville).*

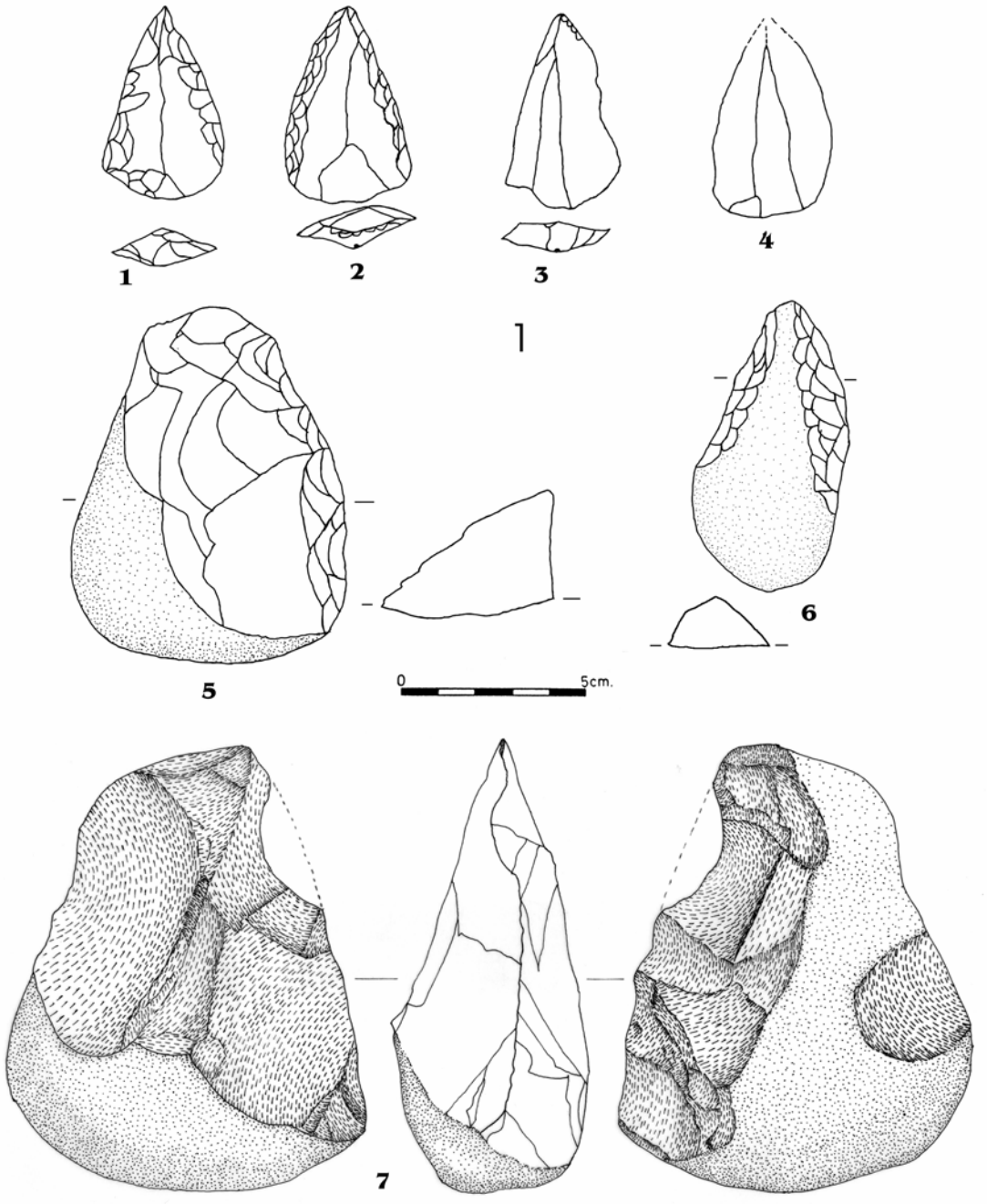



Figura 3. Industria lítica. Tarazona I: bifaz (7). Tarazona II: puntas musterienses (1 y 2); puntas levallois (3 y 4); raedera de tipo quina (5) y raedera doble (6). Los números 4 y 7, en cuarcita, el resto en sílex.

*Lithic industries. Tarazona I: biface (7). Tarazona II: Mousterian points (1 and 2), Levallois points (3 and 4), scraper Quina type (5), double-sided scraper (6). Numbers 4 and 7 made on quarcite, the other lithics made on flint.*

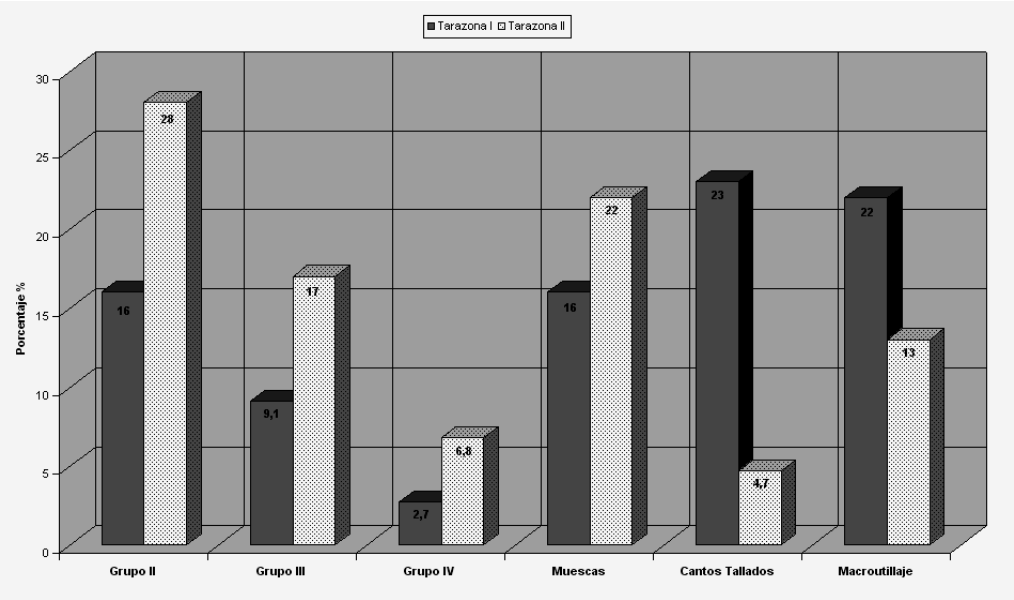



Tabla 3. Índices tipológicos característicos de la industria lítica del yacimiento paleolítico de Tarazona (Sevilla).

*Characteristical tipological values from industries at Tarazona site (Seville).*

que suponen el índice de facetado amplio más elevado de todas las series estudiadas -24-. Por su parte, el índice levallois también se presenta valioso -16-, aunque no lo sería tanto fuera de este contexto.

Entre los núcleos existe una sustancial ventaja para los centrípetos que suponen el 34%, con una sensible representación de los levallois, aunque los simples siguen siendo importantes.

Entre los utensilios sobre lasca sobresalen las raederas con un porcentaje cercano al 30%, seguidas de cerca por las muescas, con un índice de 22 %. También es de destacar la presencia de un buen número de utensilios del grupo Paleolítico Superior con un índice de 17 y piezas de una gran perfección muy típicas (Tabla 3). La variabilidad de las raederas, así como de otros utensilios sobre lasca, es muy destacada; en este sentido se puede apreciar una significativa una importancia del retoque cuidado con bellos ejemplos escaleriformes, importancia del plano, aunque es el simple el más importante. No podemos olvidar la presencia de un buen número de puntas musterienses y levallois, de bella factura, retoques muy cuidados y técnica depurada.

Junto a esta gran riqueza de útiles sobre lasca encontramos la presencia significativa del grupo bifacial dominado por los bifaces, dentro de los cuales hay que destacar, por su escasez en las series del Bajo Guadalquivir, la presencia de dos planos uno de ellos triangular. En cuanto a la morfología hay que significar también una doble situación, pues mientras algunos ofrecen siluetas muy equilibradas, otro buen número se presentan parciales y más asimétricos. Los escasos cantos tallados existentes presentan filos muy bien delineados.

## Conclusiones

Cronológicamente en el yacimiento de Tarazona se distinguen dos momentos bien diferentes, uno que se correspondería con el desarrollo del final de las terrazas medias (T11) para Tarazona I, cuya posición geomorfológica en la Secuencia General del Guadalquivir lo sitúa en el final del Pleistoceno Medio muy cerca del tránsito al Pleistoceno Superior, detectado en el siguiente nivel de terraza (T12, Las Jarillas). Por otro lado, el desarrollo de los niveles hidromorfos, tierras negras, etc, como es el caso de Tarazona II, queda bien encuadrado en la franja final de esta secuencia establecida en el nivel de terraza inferior T13, pues suelen cerrar las secuencias estratigráficas de gran parte de los yacimientos y formaciones estudiados, situándose a techo de las mismas como llanuras de inundación aledañas al cauce principal, donde son habituales los encharcamientos permanentes con tendencia a su colmatación, conteniendo en su interior una industria muy bien caracterizada de

Paleolítico Medio. La correlación paleomagnética (Baena y Díaz del Olmo, 1994) ha establecido para el nivel 3.2 de Saltillo la identificación de un evento negativo (Biwa 1, aprox. 180.000 a B.P.), sobre el que se instala uno de estos depósitos pardo-negruzco, que por lo tanto deben poseer una cronología posterior (<100.000 a B.P.).

Estos ambientes hidromorfos muestran un importante grado de ocupación, a través de la localización en sus depósitos de un elevado número de restos líticos que, generalmente, se encuentran en un buen estado de conservación, sin que en sus aristas se aprecien huellas de rodamiento. Sin duda, estos sitios fueron lugares de ocupación primaria, que sin embargo y a falta de la realización de excavaciones arqueológicas, es difícil precisar si hoy en día se han conservado como tales, ya que las pequeñas arroyadas de drenaje de estas zonas han removilizado, aunque mínimamente, gran parte de los materiales y modificando su situación, y por lo tanto han alterado el estado inicial de su deposición.

Por lo que se refiere a la industria lítica, los niveles de Tarazona I forman un conjunto representativo en el marco de la Secuencia General del Guadalquivir al que hemos denominado Achelense en Terrazas Altas-Medias, el cual presenta unas características tecnoculturales propias de un achólense pleno, aunque evidenciando ya algunas de las particularidades evolutivas más avanzadas del Achelense Final Transicional propio de la T12.

Por su parte, Tarazona II presenta una serie con unas peculiaridades singulares, amén de ser la única de toda la secuencia con unas características muy similares a las propias del Musteriense clásico en cuevas, sobre todo en el sílex aunque tampoco está exenta la de cuarcita, que si fuesen incluidos en alguno de los conjuntos industriales de las cuevas musterienses estarían en plena concordancia con ellos; de cualquier forma, la existencia del conjunto de industrias líticas correspondiente a la paleocavidad de Santisteban, y que participa de los ambientes de sierra y campiña, pone de manifiesto que la industria musteriense clásica se halla bien presente a escasos metros del ámbito de las graveras (Fernández Caro, e.p.). Pero también se ha recogido (todo en el mismo nivel y sin rodar) un elevado número de bifaces, hendedores y triedros que aún presentando unas características muy evolucionadas en algunos de sus ejemplares, tampoco desentonarían en cualquiera de los yacimientos del Achelense Superior. Por ello, y con la cautela que merece a falta de excavaciones arqueológicas que puedan ofrecernos más datos, podríamos estar ante una serie representativa del paso entre el Achelense y el Paleolítico Medio clásico donde en una mismo conjunto pervivirían las formas heredadas tradicionalmente de la industria en valles fluviales y las nuevos conceptos tecnotipológicos referentes al cambio cultural que se produce hacia el límite Pleistoceno Medio-Pleistoceno Superior.

**Referencias**

Baena Escudero, R. (1993). *Evolución Cuaternaria (3 M.a.) de la Depresión del Medio-Bajo Guadalquivir y sus Márgenes (Córdoba y Sevilla)*. Tesis Doctoral (inédita). Facultad de Geografía e Historia. Universidad de Sevilla.

Baena, R. y Díaz Del Olmo, F. (1994). Cuaternario aluvial de la depresión del Guadalquivir: episodios geomorfológicos y cronología paleomagnética. *Geogaceta*, 15, 102-103.

Caro Gómez, J.A. (1999a). Conjuntos achelenses de la Terrazas Altas y Medias del Bajo Guadalquivir: yacimientos de Muharra, Arroyo El Rubio, Tarazona I y El Caudal. En: L. Pallí Buxó y C. Roqué Pau, eds. *Avances en el estudio del Cuaternario Español. (Secuencias, indicadores paleoambientales y evolución de procesos)*, 241-246. Servei de Publications Universitat de Girona.

Caro Gómez, J.A. (1999b). *Yacimientos e industrias achelenses en las terrazas fluviales de la depresión del Bajo Guadalquivir (Andalucía, España). Secuencia estratigráfica, caracterización tecnocultural y cronología*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Sevilla.

Caro Gómez, J.A. (2000). Evolución de las industrias achelenses en las terrazas fluviales del Bajo Guadalquivir (780.000-40.000 B.P.): episodios geomorfológicos y secuencia paleolítica. *SPAL*, 9, 189-207. Universidad de Sevilla.

Díaz Del Olmo, F. y Baena, R. (1997). Interpretación de la Secuencia General del Guadalquivir (Valle Medio y Bajo): Terrazas fluviales y Paleolítico. En: J. Rodríguez Vidal, ed. *Cuaternario Ibérico, AEQUA*, 273-282. Huelva.

Díaz Del Olmo, F.; Vallespí, E. y Baena, R. (1993). Cuaternario y secuencia paleolítica en las terrazas del Bajo y Medio Guadalquivir: aluvionamientos, coluviones, suelos y paleosuelos. *Investigaciones arqueológicas en Andalucía, 1985-1992*. Proyectos VI. Jornadas de Arqueología Andaluza. Huelva.

Fernández Caro, J.J. (1998). *Las industrias líticas paleolíticas del Bajo Guadalquivir: Río Corbones*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Córdoba.

Fernández Caro, J.J. (2002). *El Musteriense clásico de la paleocavidad del Cerro de Santisteban (Morón de la Frontera, Sevilla)*. MAUROR (e.p.).

Vallespí, E. (1994). El Bajo Guadalquivir en el Paleolítico Inferior y Medio peninsular. En Homenaje al Dr. Joaquín González Echegaray. *Museo y Centro de Investigación de Altamira. Monografías* nº 17, 13-16.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# PALEOLÍTICO MEDIO EN ALCALÁ LA REAL. TECNOCOMPLEJOS LÍTICOS DE OCUPACIONES DE NEANDERTALES EN EL PLEISTOCENO MEDIO-SUPERIOR DE LOS LLANOS DE SANTA ANA Y ERMITA NUEVA, ALCALÁ LA REAL, JAÉN

**Middle Palaeolithic in Alcalá la Real. Lithic tecnocomplex**

(1) C. Borrás Querol, (2) F. Giles Pacheco, (3) A. Santiago Pérez, (4) C. Finlayson, (4) G. Finlayson, (2) C. Calvo, (5) J.M. Gutiérrez López y (6) E. Mata Almonte. Cartografía: (7) J. Aguilera García.

(1) Área de Desarrollo, Ayuntamiento de Alcalá La Real. C/ Real nº 48. 23680 Alcalá la Real. Jaén.
(2) Museo Municipal. C/ Pagador, nº 1. 11500 El Puerto de Santa María. Cádiz.
(3) Archivo Histórico Municipal. Pza. Primo de Rivera, 7-8. 11402 Jerez de la Frontera. Cádiz.
(4) The Gibraltar Museum, 18-20. Bomb House Lane. Gibraltar.
(5) Museo Municipal, Villamartín. Cádiz.
(6) C/ Sierra de Ubrique, nº 2. 11406 Jerez de la Frontera. Cádiz.
(7) G.I.E.X. Apartado 1745.11080 Jerez de la Frontera. Cádiz.

carlosborras@eresmas.com

**Resumen**

Se aborda por primera vez el estudio de una serie de yacimientos paleolíticos al "aire libre" en la cuenca endorreica de Alcalá la Real (Jaén). Los factores geomorfológicos de estas depresiones han favorecido que el registro de los tecnocomplejos líticos hayan permanecido "in situ", pudiéndose analizar modelos ocupacionales de captación de recursos líticos, transformación de los mismos y áreas de hábitats próximos a un sistema de humedales complejos y heterogéneos. Desde una perspectiva geoarqueológica aún más incipiente, se valoran estos nuevos modelos de enclaves paleolíticos atribuibles a poblaciones de Neandertales. Este área geográfica está vertebrada por estratégicas vías de comunicaciones naturales y diversidad de afloramientos mineros de rocas silíceas filonianas y sedimentarias intensamente antropizados durante el Pleistoceno Medio-Superior.

**Palabras clave:** humedales, recursos líticos, Neandertales, Paleolítico Medio Alcalá la Real, Jaén.

**Abstract**

This paper studies for the first time a set of Paleolithic sites located in the endoreic basin of Alcalá la Real (Jaén). Geomorphic patterns of these depressions have favored the in situ preservation of the resources of the lithic tecnocomplexes. Thus, it has been possible to analyze the occupational models to the obtaining and transforming the lithic resources, and the habitats which were close to complex and heterogeneous wetland area. From a geoarchaeological point of view not so detailed, these new models of Neantherthal Paleolithic sites area evaluated. The studied geographical area is characterized by natural strategic communication ways and by a diversity of siliceous dyke and sedimentary rocks, which were intensely anthropized during the Middle-Upper Pleistocene.

**Key words:** wetlands, lithic resources, Neantherthal, Middle Palaeolithic, Alcalá la Real, Jaén.

## Introducción

Situado en el extremo suroeste de la provincia de Jaén, el Término Municipal de Alcalá la Real forma parte de la unidad geográfica denominada "Los Montes" que se extiende por el borde septentrional de las depresiones granadinas que las separa del Alto Guadalquivir, quedando integrada en las cordilleras Subbéticas. Caracterizan a la región una sucesión de alineaciones montañosas entre las que destacan las sierras de Priego al oeste, Mágina al norte y Arana al sureste, con marcados pasos naturales en relación con la evolución de los valles fluviales. Ceñidos al entorno inmediato local, se pueden distinguir dos grandes bloques compuestos por la transversal Frailes-Guadalbullón en la región de los Montes Orientales y los Montes Occidentales. Los

yacimientos arqueológicos de nueva localización que aquí se presentan están situados en uno de los pasos naturales que enlazan la vega de Granada con el curso alto del Guadalquivir y la campiña de Jaén. Las unidades geológicas dominantes forman parte de las Subbéticas con depósitos de calizas secundarias y margas terciarias que dan lugar a cerros de poca altura y amplias depresiones (Fig. 1).

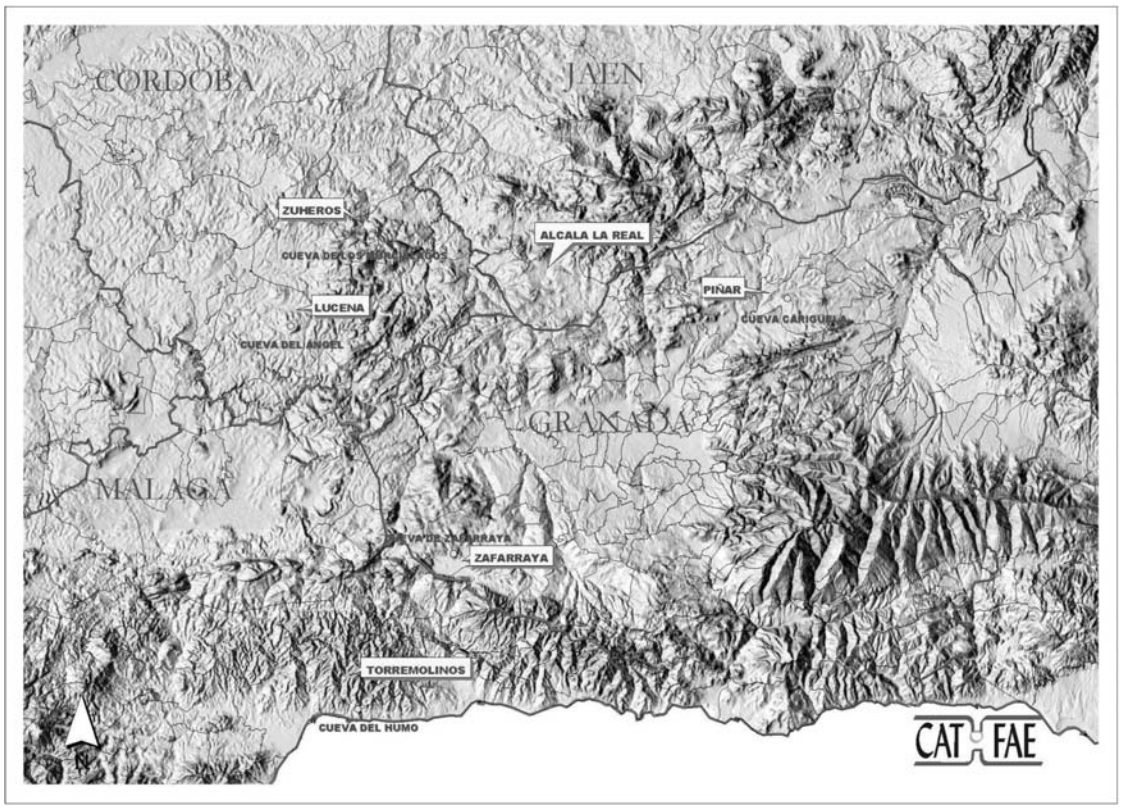



Figura 1. Contexto general de los yacimientos paleolíticos del Término Municipal de Alcalá la Real (Jaén).

*General setting of the Paleolithic sites in Alcalá la Real (Jaén).*

**Antecedentes históricos**

La provincia de Jaén adolece de investigación sistemática sobre el Pleistoceno Medio y Superior. Los escasos conocimientos que se tienen del Cuaternario hasta el momento no facilitan una vertebración secuencial y contrastada de conjunto que permita establecer modelos comparativos de las primeras ocupaciones humanas del territorio, existiendo un vacío general de estudios dedicados al Paleolítico.

Los primeros datos de que se disponen los aporta Cabré (1914) con el hallazgo de "*un inmenso taller al aire libre, Chelense ¿Achelense?"* en Puente Mocho (Beas de Segura), yacimiento considerado desde antiguo como una estación clásica del Paleolítico Inferior Peninsular (Breuil, 1914; Cabré y Wernert, 1916; Terra, 1956; Aguirre *et al*., 1964; Jordá, 1967). También Obermaier (1916 y 1925) hace mención de este yacimiento y aporta algunas referencias que se limitan a breves descripciones de nuevos enclaves que no han sido revisados con posterioridad:

- "La Puerta" situado a orillas del río Guadalimar con cuarcitas talladas que adscribe al Musteriense.
- "Campos del Olivar de Puente Mocho", situado también en las márgenes del Guadalimar con industrias "*Chelenses, Acheulenses y Musterienses"* sobre cuarcita.
- "Aldeaquemada" en Santiesteban del Puerto, con industrias "*Musterienses"* en cuarcita.

- "Atajo de los Arcos", cerca de Santa Elena con indicios de "*Paleolítico Inferior"*, sin especificar.
- "Cerro de la Horca", en el término de Peal del Becerro, también con indicios "*Musterienses"*.

Esta situación se mantiene casi hasta nuestros días con la excepción de algunas revisiones del registro lítico de Puente Mocho (Aparicio *et al*., 1979; Carrasco *et al*., 1979), la localización de un nuevo enclave del Paleolítico Inferior en "La Calera" (Santonja y Querol, 1984) y las estaciones localizadas en cuevas del Pleistoceno Superior Final y comienzos del Holoceno (Cortés *et al*., 1996):

- "Cueva del Nacimiento (Pontones)" con registro Magdaleniense y Epipaleolítico Geométrico (Rodríguez, 1979, 1982 y 1983).
- "Valdecuevas (Cazorla)", también con registro Epipaleolítico Geométrico (Sarrión, 1980).
- "Peña de la Grieta (Porcuna)", situado en la campiña de Jaén con industria Solutrense. (Arteaga *et al*., 1998).
- "Cueva del Morrón (Jimena)", un santuario monotemático con representaciones de cárpidos pertenecientes al Solutrense (Sanchidrián, 1982).

Prospecciones arqueológicas recientes realizadas con motivo del proyecto de nueva construcción de un polígono industrial en las proximidades de la pedanía de Santa Ana, situada a 3,5 km al SE de Alcalá la Real, promovido por el Área de Desarrollo del Ayuntamiento de dicha localidad, han permitido localizar una serie de enclaves inéditos del Pleistoceno Superior que sin duda contribuyen a llenar el vacío de investigación en el que hasta ahora se encontraba el sector suroccidental del territorio jienense.

**Descripción geomorfológica**

La depresión denominada Llanos de Santa Ana constituye una cuenca cuaternaria que se extiende aproximadamente 12 km$^2$ en dirección NO-SE, drenada por el arroyo de Fuente de Granada, tributario por la margen occidental del río Velillos, afluente del Genil (Fig. 2). Los materiales que conforman la cabecera de este arroyo pertenecen en su totalidad a secuencias terciarias neógenas desde el Mioceno Inferior hasta el Cuaternario, en la que aparece al sur un importante afloramiento de facies margoyesíferas triásicas. Los pequeños relieves de esta cuenca pertenecen a facies arenosas y conglomeráticas aquitano-burdigaliense. La presencia de facies subactuales compuestas por brechas periglaciares y suaves glacis que terminan en facies de pie de monte acercan la individualización de esta depresión en los contextos periglaciares del cuaternario antiguo.

Estas últimas formaciones de conglomerados y pudingas jugarán un papel importante en el contexto geoarqueológico de los yacimientos de Alcalá la Real, como fuente de aprovisionamiento o captación de materias primas (sílex, cuarzos, calizas), utilizadas para la elaboración de artefactos durante el Pleistoceno y Holoceno.

Los diversos sitios de ocupación de grupos de homínidos localizados en esta compleja unidad se instalan en un valle abierto de 2 a 4 km de anchura, rodeado por un sistema de glacis o pie de monte en los contactos con las laderas de los cerros circundantes, los cuales se prolongan y unen con los primeros niveles edafológicos, solapándose con los depósitos paleolacustres cuaternarios de los Llanos de Santa Ana. El yacimiento estudiado se extiende a lo largo de las formaciones de glacis que se distribuyen por los cerros colindantes, llegando a penetrar en el llano formado por niveles de limos y arenas calizas, éstas últimas de la erosión de las calcarenitas del Tortoniense, que rellenan la depresión. El contacto entre ambos depósitos (glacis con afloramiento de conglomerados y detritus de ambiente energético alto y las arenas calcarenitas de la llanura) está marcado por una paraconformidad y es prácticamente horizontal.

Los depósitos que se han valorado como posibles áreas paleolacustres, de diversidad y tamaños heterogéneos, los constituyen formaciones edafológicas de suelos pardos u otros de aspecto más oscuro (tierras negras descalcificadas), al menos en superficie, generados a partir de un sustrato de limos muy compactos con gravillas calcareníticas procedentes de estratos tortonienses y carbonatados pulverulentos de tonos blancos y amarillentos. Un modelo similar de ocupación se corresponde en Andalucía Occidental con los enclaves de Las Arenosas y Laguna de La Janda, Cádiz (Breuil, 1917; Breuil y Burkitt, 1929; Giles y Sáez, 1980; Ramírez *et al*., 1989).

El espacio geoarqueológico que nos ocupa consiste en una amplia hondonada, una llanada que, en el contexto geomorfológico, constituye una zona baja que drena muy suavemente hacia el arroyo de Fuente Granada, subafluente del Genil, y pequeñas colinas asentadas sobre un zócalo triásico, constituidas por materiales disueltos, probablemente pertenecientes al Jurásico Superior (Kimmeridgiense-Titónico) y

posteriormente transportados y depositados en forma de plataforma marina en el Mioceno Inferior (Aquitaniense-Burdigaliense).

En definitiva, se trata de un pequeño glacis, sin estructura de glacis como tal, pero con pequeños abanicos aluvionares que funcionan en base a avalanchas. La cabecera del arroyo se estructura en forma de pequeños abanicos aluviales coalescentes relacionados con episodios periglaciares de la zona. Desde el punto de vista de la organización interna estos abanicos se asemejan a barras anastomosadas que en cabecera presentan los

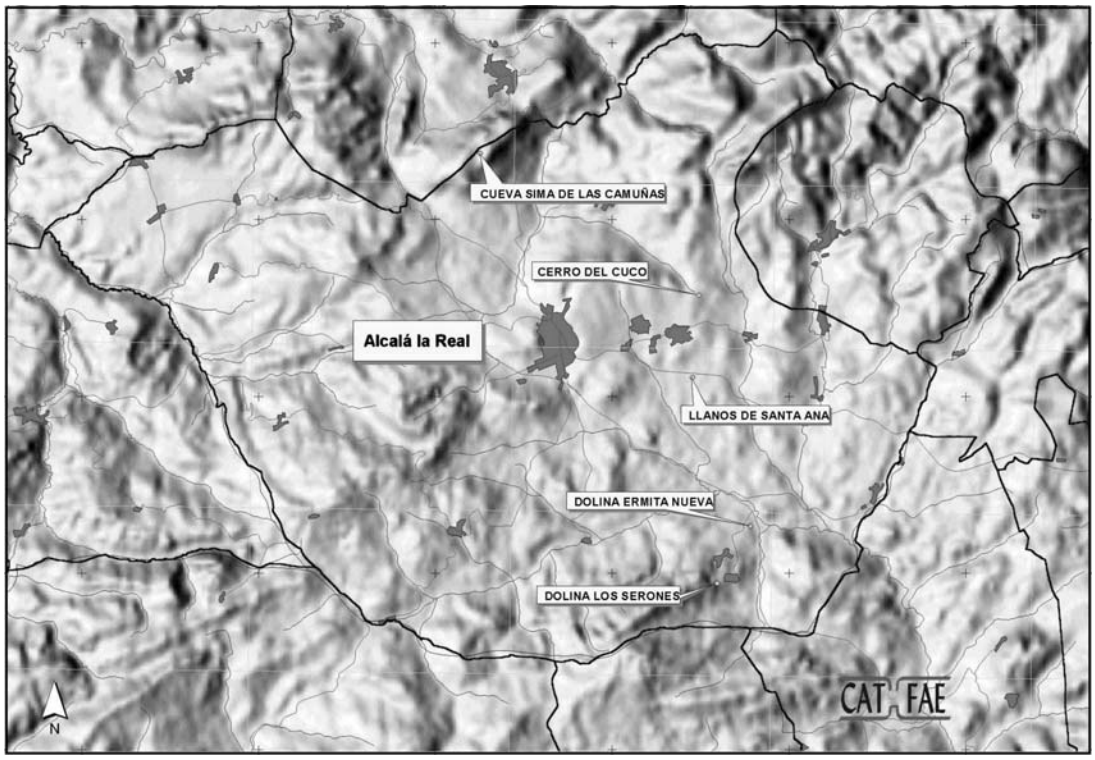



Figura 2. Situación de los yacimientos principales en el Término Municipal de Alcalá la Real (Jaén).

*Situation of the main sites in Alcalá la Real (Jaén).*

elementos más gruesos y en las zonas más bajas están los elementos más finos. Dentro de ese sistema también se configuran cauces más o menos permanentes. Ese cauce es más energético, de entrada, que la zona de la avalancha, con lo que quizá habría de diseñarse una cartografía de paleocauces ya que son éstos los que introducen los cantos en las zonas inundadas. No se trata de complejos palustres grandes con un sistema endorreico convencional con entradas de grandes ríos, no. Se trata básicamente de pequeñas zonas estancadas, con pequeños humedales y esto es posible precisamente porque toda la cubeta se apoya sobre un zócalo triásico.

Las arcillas del Trías Subbético contienen gran cantidad de yesos y sales, las cuales se disuelven creando pequeñas cubetas endorreicas, estas depresiones se producen porque hay colapso de esas sales creándose infinidad de pequeñas lagunas interdependientes alimentadas por pequeños ríos y arroyos laterales. Esto tiene lugar por el propio mecanismo de emplazamiento del Trías y también por su propia litología. En función de su halocinesis o, en otras palabras, en función de que esas sales se disuelvan más o menos, estas morfologías endorreicas serán más o menos planas o profundas. En el caso de los Llanos de Santa Ana, se trata de una zona colapsada, como lo son los Trías autóctonos de los Subbéticos; si a esto se le suma el que sobre el Trías ya se encuentran facies sueltas, o sea, las facies conglomeráticas no consolidadas, a las que se hacía referencia anteriormente, se está favoreciendo la denudación por agentes atmosféricos. Encontramos, pues, en la cabecera

de la cuenca de recepción de pequeños arroyos que vierten sus aguas al Palancares, un afluente del río Genil, y lo que nos muestra el relieve, en el inicio de las cabeceras de estos arroyos, son las primeras formas de erosión del relieve en forma de pequeños abanicos de arroyada. Éstos se van concentrando conforme avanzan en forma de arroyada difusa con sedimentación de clastos o de arcillas. En función de la capacidad energética de las arroyadas se irán conformando barras anastomosadas; cuanto más cerca del borde se está, o sea en la zona con más pendiente del arroyo aun dentro de la escasa pendiente que tiene el terreno, las estructuras más groseras estarán más anastomosadas. A medida que la arroyada avanza, las estructuras más groseras estarán más canalizadas y concentradas. La red hidrográfica se encaja paulatinamente, aunque no mucho más. No hay terrazas porque no hay una red fluvial definida; ¿que se tiene, entonces? Pues barras que separan suaves cauces por los que el agua se va moviendo en forma de arroyadas difusas hasta que se concentran. Si no hay arroyos, si no hay corrientes concentradas, no hay terrazas. Por la misma definición de lo que son las terrazas fluviales.

En la zona Prebética, que es la situada más al norte, Cazorla, La Sagra y Huéscar, los jurásicos son dolomíticos y los cretácicos son carbonatados, mientras que en la zona Subbética que se extiende desde Cádiz, desde los Llanos de Morón, hasta la Sierra de Orce los jurásicos son carbonatados calizos y los cretácicos son margosos. En el Subbético Medio estos jurásicos carbonatados sistemáticamente contienen sílex, bien sea en forma de nódulos o en forma de bancos. El origen de este sílex sería el del propio depósito de esas calizas. Al coincidir un depósito carbonatado con pequeñas impurezas, debido a la sedimentación y la diagénesis, se producen concreciones silíceas de formas arriñonadas. Cuando el banco calizo en el que se encuentran estos nódulos se disuelve por la meteorización atmosférica, el sílex permanece inalterado produciendo cantos sueltos que encontraremos luego en las grandes plataformas conglomeráticas de base del Mioceno Medio y las cuales, posteriormente, durante el Aquitaniense-Burdigaliense del Mioceno Superior, y debido a una erosión producida por playas muy energéticas, dan como resultado estos cantos rodados de sílex que se desprenden de los cerros burdigalienses con depósitos de conglomerados poco cohesionados rodeando los Llanos de Santa Ana.

Hay zonas con mayores acumulaciones de guijarros, aun dentro del mismo sistema en el que se encuentran las acumulaciones; se tratan de pequeños lomos que doblan la superficie del llano y donde se producen las acumulaciones de cantos más gruesos, y por la misma razón, hay también zonas más encajadas, zonas que ya existirían también en el Pleistoceno Medio, con lo que nuestros antepasados reconocerían sin demasiada complejidad este paisaje, porque, además, el territorio tampoco estaría mucho más deforestado de lo que lo está ahora. Por ejemplo, los montes de la sierra de Frailes no dispondrían de mucha mayor vegetación de la que mantienen ahora mismo y, probablemente, todos estos llanos de Santa Ana estarían adehesados, manteniendo una vegetación del tipo sauces y salvias en las zonas más húmedas y quizá de chaparros o acebuches donde ahora hay olivos. Quizá algo más adehesado, pero tampoco mucho más que ahora. Por la abundancia de sílice, la cual es muy agresiva, y ausencia de arcillas no se crean nutrientes, de hecho en los llanos se ha dado desde siempre cereal extensivo, y más condicionado por la climatología que por el suelo. En este aspecto no creemos tampoco que la vegetación, en cuanto a intensidad fuera muy diferente de lo que es hoy. Si utilizamos la columna polínica de Carigüela como referencia (Vega *et al*., 1988), veremos como en momentos más fríos esta vegetación fluctuaría hacia un tipo de estepa continental.

El yacimiento de Ermita Nueva representa un modelo de yacimiento distinto por su contexto geomorfológico. Se localiza en un depósito de arcillas, limos y gravas de origen aluvial del Cuaternario "reciente", con una profundidad media de 2'80 a 3 m., apoyado sobre depósitos yesíferos del Secundario (Trías) que forma una estructura diapírica. Este fenómeno de acumulación y rellenos se explica por el hundimiento del substrato secundario (yesíferos), producido por carstificación subyacente, desarrollado en momentos de alteraciones climáticas e hídricas. Los depósitos sedimentarios habrían quedado "atrapados" con los restos de actividad humana paleolítica, tras cierta actividad neotectónica díapírica en momentos del Pleistoceno Medio-Superior, cuya datación relativa puede ser interpretada por el registro arqueológico detectado en conexión estratigráfica. Este registro arqueológico corresponde a tecnocomplejos líticos del Paleolítico Medio (Modo 3). Por la secuencia de los sedimentos que forman en general estos depósitos podrían fecharse y obtener dataciones paleomagnéticas. También en fase de estudio se encuentran los restos óseos en fase de fosilización contenidos en los depósitos.

**Yacimientos Paleolíticos de los Llanos de Santa Ana y Ermita Nueva**

En el yacimiento de los Llanos de Santa Ana, los materiales líticos están dispersos por la llanura y ocupan grandes extensiones, detectándose acumulaciones significativas en algunos sectores. La realización de un sondeo mecánico de 4 m de longitud por 1 m de anchura en una de las zonas más deprimidas del llano, nos permitió comprobar que la disposición del registro arqueológico es superficial, aunque a veces se detectan estratificaciones de piezas líticas en posición secundaria en el nivel edafológico de 50 cm de espesor medio. Este

Nivel 1 contiene la industria lítica del complejo tecnológico del Paleolítico Medio.

El registro arqueológico de Ermita Nueva corresponde también a tecnocomplejos líticos del Paleolítico Medio. Pensamos en un Musteriense Final por sus tecnotipos más significativos hallados en conexión estratigráfica en un nivel de limos y arcillas rojizas.

Los estudios encaminados al conocimiento de las fuentes de suministro/origen de los soportes litológicos representados en los yacimientos, permiten establecer modelos interpretativos de gestión/distribución de las materias primas seleccionadas infiriendo en las estrategias de captación como base económica de los paleopobladores de un territorio. El aprovechamiento intensivo de los recursos líticos del pie de monte (gravitacional y/o hídrico) cursos fluviales y macizos montañosos inmediatos al área de estudio, no ha sido siempre igual durante el Pleistoceno, pudiéndose diferenciar distintos modelos o categorías estructurales que responden a estrategias que por el momento nos son poco conocidas, si bien están contribuyendo a la renovación conceptual y metodológica, que supone la interacción entre las ocupaciones humanas y el espacio natural.

De forma provisional exponemos algunas categorías que parecen responder a patrones fijos y que a lo largo de nuestras investigaciones hemos podido diferenciar en los yacimientos distribuidos a lo largo del pie de monte e inmediaciones de la paleolaguna. Estas diferencias están determinadas por la presencia/ausencia de las categorías estructurales del análisis morfotécnico (Carbonell *et al*., 1992; Giles *et al*., 2000; Santiago *et al*., 2001) de acuerdo al grado de intervención o selección a que han sido sometidos los soportes:

- Áreas de captación de recursos líticos
- Áreas de captación y transformación
- Áreas de transformación
- Áreas de captación, transformación y configuración lítica final

Sobre las estaciones localizadas en la depresión de los Llanos de Santa Ana, se mantiene la hipótesis de que se tratan de áreas de captación y transformación de recursos líticos con aprovechamiento de las Bases Naturales (BN), propias del entorno geológico. Como apoyo a esta interpretación tenemos el ejemplo del Cerro del Cuco, situado al NE de los llanos donde se observan en superficie afloramientos silíceos y registro lítico de tecnología similar. Los resultados de una primera inspección visual realizada en el yacimiento, aportan un registro arqueológico con predominio de BP, y en menor proporción BN1G y BN2G. Entre las Bases Naturales destaca la presencia de sílex en formatos de guijarros rodados conglomeráticos, autóctonos, junto a sílex filoniano, extraídos en pequeñas unidades a modo de plaquetas. Las características de este yacimiento son parangonables a las estaciones localizadas en depósitos de glacis estudiados por nosotros, en otras cuencas cuaternarias de Andalucía Occidental (glacis y terraza de Arcos de la Frontera, glacis de San José del Valle, etc) (Giles *et al*., 1995; Gutiérrez *et al*., 1994; Giles *et al*., 1999 y 2000; Santiago *et al*., 2001). En cuanto al registro lítico, el primer Tema Operativo Técnico considerado cabe atribuirse al Paleolítico Medio (Modo 3). Apoya esta caracterización la ausencia de Temas Operativos Técnicos Directos de tecnología achelense, la abundancia de BN1G (Bases Negativas) de tipo centrípeto y levallois, así como un alto número de BP (Bases Positivas) con talones facetados. En la muestra recogida en la prospección, también se cuenta con un elevado porcentaje de BN2G bien configuradas que responden a morfotipos de raederas, denticulados, muescas, y puntas.

Reparto similar se aprecia en las series industriales localizadas recientemente en las estaciones paleolíticas próximas al yacimiento de los Llanos de Santa Ana (Cerro del Cuco, Diapiro de Ermita Nueva), donde se observa cierta homogeneidad en las categorías estructurales, destacando la presencia mayoritaria de BP con alto grado de corticalidad que evidencian una talla *in situ,* junto a series de BN1G y BN2G en menor proporción (Fig. 2). Estos modelos pueden interpretarse como evidencias de una larga ocupación temporal del territorio.

**Valoración**

Partiendo de un primer análisis del contexto geomorfológico y de las condiciones en que aparece el registro lítico**,** valoramos el interés de este nuevo enclave paleolítico que viene a llenar un vacío de investigación sobre las primeras ocupaciones humanas en esta área geográfica, en relación con otras zonas bien conocidas en el contexto de la Sierras Subbéticas Cordobesas y los macizos granadinos de Sierra Arana (Botella *et al*., 1986; Molina, 1983; Vega, 1988; Vega *et al*., 1988; Vega, 1997).

Hay que resaltar la importancia de la posición geográfica de los yacimientos, situados en una de las vías naturales que por el S comunican el valle del Guadalquivir con las vegas y altiplanicies granadinas que, a la vez, enlazan con la costa del sudeste peninsular. Estos yacimientos al aire libre en el área de Alcalá la Real confirman la fuerte vinculación de los grupos neanderthales con estos corredores naturales que vertebran la ocupación de un territorio comunicando espacios biofísicos distintos. Los asentamientos del Paleolítico Medio

hoy conocidos en el área meridional de la península Ibérica muestran una distribución espacial en tres grandes ámbitos geográficos: cursos fluviales (Guadalquivir, Guadalete, Tinto-Odiel...), cordilleras Subbéticas y depresiones intrabéticas (cueva Horá, cueva de la Carigüela, cueva de los Murciélagos, cueva del Angel...) y Sistema Penibético (cueva del Boquete de Zafarraya, complejo del Humo, Bajondillo, Gibraltar Caves...), (Finlayson y Giles, 2000). Esta distribución en espacios tan diferentes refleja la capacidad de estos grupos cazadores-recolectores para adaptar sus estrategias a la variabilidad medioambiental de los territorios que frecuentan con una alta movilidad de carácter fundamentalmente estacional. La densidad de fuentes de aprovisionamiento de materias primas y la disponibilidad para obtener alimentos en el entorno de áreas lacustres caracterizaría a estos yacimientos al aire libre de Alcalá la Real. Las condiciones paleoclimáticas, a partir de las referencias de la secuencia palinológica de la turbera de Padul y de la Cueva de la Carigüela (Granada), muestran para el último interglacial un ambiente cálido/templado-húmedo que favoreció los asentamientos al aire libre con ocupaciones también en cuevas que serán más frecuentes coincidiendo con el progresivo enfriamiento durante los estadios isotópicos 4 y 3. La caracterización de estos asentamientos a través del registro lítico ha de partir de su contrastación con las secuencias conocidas en cavidades como Horá (Darro, Granada) y cueva del Angel (Lucena, Córdoba) que parten de niveles transicionales achelenses-musterienses, la amplia serie de Carigüela (Piñar, Granada) y el desarrollo de tecnocomplejos del Pleistoceno Superior de la cueva de los Murciélagos (Zuheros, Córdoba). De las valoraciones de Vega (1988) sobre el Musteriense Meridional se destaca la gran homogeneidad de los tecnocomplejos, truncada de manera brusca por industrias del Paleolítico Superior; a nivel tipológico señala una diferenciación entre un monótono Musteriense Típico y los enriquecidos en raederas, denticulados o del grupo del Paleolítico Superior. La perduración del Paleolítico Medio en esta zona meridional de la Península Ibérica hasta momentos contemporáneos del inicio del Auriñaciense en el norte peninsular reviste de mayor interés al estudio de estos yacimientos en el contexto de los datos cronoestratigráficos que hoy ofrecen Carigüela, Zafarraya, Bajondillo o Gorham's Cave.

**Referencias**

Aguirre, E., Collins, D. y Cuenca, J. (1964). Perspectivas del Paleolítico Inferior en España. *Noticiario Arqueológico Hispánico*, T. IV, Cuad., 13, 714.

Aparicio, J., Sánchez, C., López, F. y Gracia, F. (1979). Dos importantes yacimientos arqueológicos para la Prehistoria andaluza y peninsular hallados en la Carolina (Jaén, España). *Varia. Dpto. de Historia Antigua de la Facultad de Geografía e Historia. Universidad de Valencia*. *Serie Arqueológica*, 6, 35-70.

Arteaga, O., Ramos, J. y Roos, A. Mª. (1998). La Peña de la Grieta (Porcuna, Jaén). Una nueva visión de los cazadores-recolectores del mediodía atlántico-mediterráneo desde la perspectiva de sus modos de vida y de trabajo en la cuenca del Guadalquivir. En: J. L. Sanchidrian Torti y M. D. Simón Vallejo, eds. *Las culturas del Pleistoceno Superior en Andalucía*, 75-109. Patronato Cueva de Nerja. Málaga.

Breuil, H. (1914). Prospectión entre la Province de Almerie et la Sierra Morena. *L'Anthropologie*, XXV, 244-246. Paris.

Breuil, H. (1917). Observations sur les terres noires de la Laguna de la Janda. *L' Anthopologie*, XXXVIII, 235-240. Paris.

Breuil, H y Burkitt, M.C. (1929). *Rock paintings of Southern Andalusia. A description of a neolithic and copper age Art Group.* Oxford University Press.

Botella, M.C., Martínez, C. y Cardenas, F.J. (1986). Industria Musteriense y Achelense en Cueva Horá (Darro, Granada). *Actas del Congreso.* Homenaje a Luis Siret (1934-1984), 79-93. Madrid.

Cabré, J. (1914). El Arte Rupestre en España. *Com. Inv. Paleont. y Preh.* Memoria nº 1. Madrid. 42.

Cabré, J. y Wernert, P. (1916). El Paleolítico Inferior de Puente Mocho. *Com. Inv. Paleont y Preh.* Memoria nº 11. Madrid.

Carbonell, E., Mosquera, M., Olle, A., Rodriguez, X. P., Sala, R.,Vaquero, M. y Verges, J. M. (1992). New elements of the Logic Analityc Sistem. *Cahier Noir*, 6. Tarragona.

Carrasco, J., Aníbal, C., Toro, I., Almohalla, M. y Gámiz, J. (1979). El yacimiento paleolítico de Puente Mocho (Beas de Segura, Jaén). Nuevos hallazgos. *Boletín de Estudios Jienenses*, XCIX, 81-95.

Cortés, M., Muñoz, V. E., Sanchidrián, J. L. y Simón, M.D. (1996). *El Paleolítico en Andalucía. La dinámica de los grupos predadores en la Prehistoria andaluza. Ensayo de Síntesis.* Repertorio bibliográfico de 225 años de investigación (1770-1995). Córdoba.

Finlayson, C. y Giles, F. (2000). The southern Iberian Peninsula in the Late Pleistocene: Geography, Ecology and Human occupation. En: C.B. Stringer, R.N.E. Barton y J.C. Finlayson, eds. *Neanderthals on the Edge*, 139-153. Oxbow Books. Oxford.

Giles, F. y Saéz, A. (1980). Prehistoria de la Laguna de la Janda: Nuevas aportaciones. *Boletín del Museo de Cádiz*, I, 7-18.

Giles, F., Gutiérrez, J. Mª., Mata, E., Santiago, A. y Prieto, F.J. (1995). Secuencia fluvial y paleolítica del río Guadalete. 4ª Campaña: Prospecciones arqueológicas superficiales en la Depresión de Arcos de la Frontera (Cádiz). *Anuario Arqueológico*

*de Andalucía/1992. II Actividades Sistemáticas*, 63-70.

Giles, F., Santiago, A., Mata, E., Aguilera, L. y Gutiérrez, J. Mª. (1999). Prospecciones Arqueológicas Superficiales en la Cuenca del Río Guadalete (Cádiz). Análisis geocronológicos y sedimentológicos. 6ª Campaña (1994): Villamartín-Puerto Serrano. *Anuario Arqueológico de Andalucía/1994. II Actividades Sistemáticas*, 37-43.

Giles, F., Santiago, A., Gutiérrez, J. Mª., Mata, E. y Aguilera, L. (2000). The Transition from the Final Acheulian to the Middle Palaeolithic in the South of the Iberian Peninsula. En: C.B. Stringer, R.N.E. Barton y J.C. Finlayson, eds. *Neanderthals on the Edge*, 41-48. Oxbow Books. Oxford.

Gutiérrez, J. Mª., Santiago, A., Giles, F., Gracia, F. J. y Mata, E. (1994). Áreas de transformación de recursos líticos en glacis de la Depresión de Arcos de la Frontera (Cádiz). En: J.F. Jordá Pardo, ed. *Actas 2ª Reunión Nacional de Geoarqueología*, 305-316. Madrid.

Jordá F. (1967). La España de los tiempos Paleolíticos. Raíces de España. *Instituto Español de Antropología Aplicada*, 127. Madrid.

Molina González, F. (1983). La Prehistoria. En: *Historia de Granada. De las primeras culturas al Islam*, 11-31. Granada.

Obermaier, H. (1916). *El hombre fósil* (1ª edición). Madrid.

Obermaier, H. (1925). *El hombre fósil* (2ª edición reformada y ampliada), 214-215. Madrid.

Ramírez, J,. R., Fernández-Llebrez, C. y Mateos, V. (1989). Aproximación al estudio del Cuaternario de la Laguna de la Janda (Cádiz). En: F. Díaz del Olmo y J. Rodríguez Vidal, eds. *El Cuaternario en Andalucía Occidental. AEQUA, Monografías*, 1, 48-57. Sevilla.

Rodríguez, G. (1979). La cueva del Nacimiento (Pontones, Jaén). *Saguntum*, 14, 33-38. Valencia.

Rodríguez, G. (1982). La Cueva del Nacimiento de Pontones Santiago Provincia de Jáen (España). En: *Actes du Colloque International Le Neolthique Ancien Mediterraneen.* Archéologie en Languedoc, nº especial 1982, 237-250. Paris.

Rodríguez, G. (1983). La cueva del Nacimiento de Pontones (Jaén). En: *Actas del I Congreso de Historia de Andalucía. Prehistoria y Arqueología*, 175-182. Córdoba.

Sanchidrián, J. L. (1882). La Cueva del Morrón, Jimena, (Jaén*). Zephyrus*, XXXIV-XXXV, 6-16. Salamanca.

Sarrión, I. (1980). Valdecuevas, estación MesoNeolítica en la Sierra de Cazorla (Jaén). *Saguntum*, 15, 23-56. Valencia.

Santiago, A., Gutiérrez, J.M., Giles, F., Mata, E. y Aguilera, L. (2001). El registro arqueológico de los primeros grupos humanos en la comarca de Jerez y su contexto en el sur de la Península.Resultados de un proyecto de investigación. *Monografía nº 1. Revista de Historia de Jerez, 7*, 1-53. *Centros de Estudios Históricos Jerezanos.* Jerez de la Frontera.

Santonja, M. y Querol, M. A. (1984). La industria lítica de La Calera, La Carolina (Jaén). *Serie Monográfica nº 4 del Grupo de Estudios Prehistóricos La Carolina*. Jaén.

Terra, H. (1956). Climatic terraces and the Paleolithic of Spain. En: *Libro Homenaje al Conde Vega del Sella*, 47-63. Servicio de Investigaciones Arqueológicas de la Diputación Provincial de Asturias. Oviedo.

Vega, L. G. (1988). *El Paleolítico Medio en el Sureste español y Andalucía Oriental*. Serie Tesis Doctorales. Universidad Complutense de Madrid.

Vega, L.G., Hoyos, M., Ruiz, A y Laville, H. (1988). La sèquence de la Grotte de la Carihuela (Piñar, Grenade): Chronostratigraphie et Palèoècologie du Plèistocéne Supèrieur au Sud de la pèninsule Ibèrique". En: M. Otte, ed. *L'Homme de Nèandertal, Vol.*, 169-180. *L'Environnement*. Lieja.

Vega, L.G., Cosano, P., Villar, A., Escarpa, O. y Rojas, T. (1997). Las industrias de la interfase Pleistoceno Medio-Superior en la Cueva de la Carihuela (Piñar, Granada). En: R. Balbín Behrmann y P. Bueno Ramírez, eds. *II Congreso de Arqueología Peninsular. Tomo I Paleolítico y Epipaleolítico*, 105-131. Zamora.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# EL REGISTRO ARQUEOLÓGICO DEL PLEISTOCENO SUPERIOR FINAL EN EL ABRIGO DE LA PEÑA DE ESTEBANVELA (S DE LA CUENCA DEL DUERO, SEGOVIA, ESPAÑA)

## The archaeological record of Peña de Estebanvela rockshelter (Southern Duero Basin, Segovia, Spain) during the Late Pleistocene

(1) C. Cacho Quesada, (2) S. Ripoll López, (3) J.F. Jordá Pardo, (2) F. Muñoz Ibáñez, (2) J. Yravedra Sainz de los Terreros y (1) R. Maicas Ramos

(1) Departamento de Prehistoria. .Museo Arqueológico Nacional. C/ Serrano, 13. 28001 Madrid.

(2) Departamento de Prehistoria e Historia Antigua. Facultad de Geografía e Historia. Universidad Nacional de Educación a Distancia. C/ Senda del Rey s /n. 28040 Madrid.

(3) Departamento de Química Agrícola. Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Ciudad Universitaria de Cantoblanco. 28049 Madrid.

jorda-sm@teleline.es; fax 91 542 79 39

**Resumen**

Situado en el borde S de la cuenca del Duero en contacto con el Sistema Central, el abrigo rocoso de la Peña de Estebanvela (Ayllón, Segovia) contiene un potente relleno sedimentario del Pleistoceno Superior Final en el que se han detectado importantes restos arqueológicos del Magdaleniense Superior-Final, entre los que destaca la presencia de elementos de arte mueble. Los estudios llevados a cabo en los últimos años en este yacimiento (análisis geoarqueológicos, dataciones radiocarbónicas, estudios de las industrias, arte mueble y faunas) permiten profundizar en el conocimiento del Magdaleniense en la Meseta Norte española y establecer un marco geocronológico para el Pleistoceno Superior Final en la región.

**Palabras clave:** abrigo rocoso, dataciones radiocarbónicas, arte mueble, Magdaleniense, Pleistoceno Superior Final, cuenca del Duero, España.

**Abstract**

Located on the southern side of the Duero Basin in contact with the Spanish Central Range, Peña de Estebanvela rock shelter (Ayllón, Segovia) have a Late Pleistocene stratigraphic record with important remains of Upper and Final Magdalenian, including elements of portable art. The latest research at this site (geaoarchaeological analysis, radiocarbon dates, analysis of the industries, portable art and faunas) gives us a better knowledge for the Magdalenian of northern Spanish Meseta and a chronological framework for the Late Plesitocene record of this area.

**Key words:** rockshelter, radiocarbon dates, portable art, Upper and Final Magdalenian, Late Pleistocene, Duero Basin, Spain.

### Introducción

El abrigo rocoso de la Peña de Estebanvela se encuentra en la localidad de Estebanvela, término municipal de Ayllón, al NE de la provincia de Segovia. Su descubrimiento fue realizado en 1992 por Fernando López Ambite durante los trabajos de prospección relativos a la carta arqueológica de la zona. El arqueólogo territorial de Segovia de la Junta de Castilla y León puso en nuestro conocimiento el hallazgo, acompañándonos al sitio en varias ocasiones, lo que permitió evaluar la importancia del yacimiento. Tras solicitar permiso de excavación a la Junta de Castilla y León, los trabajos comenzaron en el verano de 1999, realizándose hasta la actualidad una campaña anual de un mes de duración aproximadamente. Estas excavaciones han sido subvencionadas por la Consejería de Patrimonio y Promoción Cultural de la Junta de Castilla y León y el Plan de Promoción de la Investigación del Vicerrectorado de Investigación de la UNED.

Con este trabajo se pretende dar a conocer el registro sedimentario del abrigo de la Peña de Estebanvela, los procesos que han intervenido en su génesis y transformación, los componentes arqueológicos del mismo y las dataciones radiocarbónicas de las que se disponen, para ofrecer una síntesis interpretativa del conocimiento que se tiene en estos momentos de este enclave y de su ocupación antrópica, atribuida a grupos humanos del Magdaleniense Superior-Final. La información que se aporta corresponde a los trabajos de 1999 a 2001, si bien se incluyen algunos datos significativos obtenidos durante el 2002 cuyos materiales y muestras se encuentran en proceso de estudio en estos momentos

**La cavidad y su relleno**

El abrigo de la Peña de Estebanvela está situado en el borde S del sector SE de la cuenca terciaria del Duero en las proximidades del contacto de esta con el macizo paleozoico de la Sierra de Ayllón, estribación oriental del Sistema Central (Fig. 1.1), caracterizado en la zona por la presencia de pizarras y areniscas del Silúrico, materiales sobre los que descansa mediante discordancia angular una sucesión detrítica del Mioceno medio y superior. El posterior encajamiento durante el Cuaternario del río Aguisejo en estos depósitos ha generado un cañón ensanchado en su margen derecha por la acción erosiva del trazado meandriforme del río, en donde se ha desarrollado un sistema de escarpe-ladera (Fig. 1.3). El abrigo de la Peña de Estebanvela se abre en el punto de máxima concavidad del ensanchamiento, a + 20 m sobre el cauce actual del citado río, a la cota de 1.085 m sobre el nivel del mar, en el punto de contacto entre el farallón vertical del escarpe y los depósitos de vertiente. La visera del abrigo corresponde a un potente tramo de paraconglomerados cementados por carbonatos, mientras que la cavidad se ha generado a consecuencia de la erosión diferencial de un tramo arenoso-lutítico, pudiéndose constatar una penetración máxima observable de 6 m, encontrándose la cavidad prácticamente colmatada antes de la intervención arqueológica. La superficie desarrollada sobre los conglomerados recoge las aguas de escorrentía que, salvando el escarpe, caen en la vertical del abrigo sobre los depósitos de vertiente dando lugar a un pequeño barranco encajado en ellos. Hacia el E y protegiendo los depósitos de vertiente citados, la ladera se encuentra cubierta por grandes bloques desplomados de la cornisa.

Los trabajos de campo entre 1999 y 2001 se centraron en los sectores oriental y central del yacimiento, excavándose diferentes superficies en cada unidad estratigráfica: nivel I, 9 $m^2$; nivel II, 7$m^2$; nivel III, 4$m^2$; y nivel IV, 2$m^2$. El nivel V sólo se ha documentado en un sondeo durante la campaña de 2.002. Como se deduce de la superficie excavada, los niveles que ofrecen un mayor registro arqueológico son los dos superiores, unidades I y II. Hasta el momento, la base de la sedimentación en el abrigo se desconoce, por lo que de techo a muro la secuencia litoestratigráfica se compone de los siguientes niveles:

Nivel I

Con una potencia de 40/140 cm, está formado por conglomerados, arenas y arcillas de color rojo anaranjado (Fig. 1.2), que se acuñan hacia el O. Está estructurado en los subniveles: el superior, de arcillas rojas con limos y arenas finas y medias de cuarzo que en zonas engloban cantos autóctonos y distribución caótica, generado por flujos densos, que alternan con arenas y lutitas en niveles centimétricos laminados producto de arroyada difusa e incluso hacia el techo hay gravas laminadas; el inferior de color naranja integrado por lutitas, arenas finas y medias y gravas con laminación milimétrica y centimétrica, de color naranja, producidas por decantación, arroyada difusa y flujos tractivos. En conjunto, el nivel presenta una inclinación deposicional hacia el O y su base es muy irregular pues ha sufrido procesos postdeposicionales muy intensos (crioturbación). El techo y la base de este nivel han sido datados mediante $^{14}C$ a partir de material carbonoso, siendo las fechas radiocarbónicas convencionales las siguientes: Beta-155113 11.170 $\pm$ 50 BP y Beta-155114 11.060 $\pm$ 50 BP; calibradas a 2 sigma con el 95 % de probabilidad ofrecen los siguientes intervalos: Cal BP 13.370 - 13.270 y Cal BP 13.210 - 13.000, y Cal BP 13.170 - 12.890, respectivamente. La fauna recuperada en este nivel corresponde a más de 2.200 restos, de los que 100 se han podido determinar a nivel de especie: *Equus hydruntinus, E. caballus, Cervus elaphus, Capra pyrenaica, Capra/Rupicapra, Rupicapra rupicapra, Lynx lynx, Vulpes vulpes* y *Felis silvestris*. Se observa una gran diversificación taxonómica, en la que ningún taxón supera el 50 % de los restos respecto a los demás, destacando la presencia de carnívoros que no aparecen en los niveles infrayacentes. En cuanto al NMI, destaca en este nivel el caballo, que supone el 25 % de los individuos representados. Dentro de la industria lítica el conjunto no retocado asciende a 1595 restos, de los que la mayoría son lascas (43,40%), mientras que hojas y hojitas suponen un 10% respectivamente. El material retocado son 137 piezas, de las que 11 son lascas retocadas. Los raspadores suponen un 42%, casi siempre cortos (22%), sobre lasca retocada o no, destacando alguno circular, siendo escasos los realizados sobre extremo de hoja (14%); siguen los útiles sobre hojita (24 %), entre los que dominan las hojitas de dorso (19 %), varias micrograveltes (2,38%), una punta aziliense, algunas raederas (7,14%), los perforadores y becs (4%), hojas de dorso y truncaturas (4,76%), varias hojas retocadas (3,17%) y escasos buriles

(2,38%). Entre la industría ósea destaca una aguja completa de 54,5 mm de longitud con el extremo proximal rematado en una concavidad causada por una perforación anterior fallida (Stordeur, 1979). El arte mueble está representado por 9 cantos aplanados de esquisto con grabados geométricos.

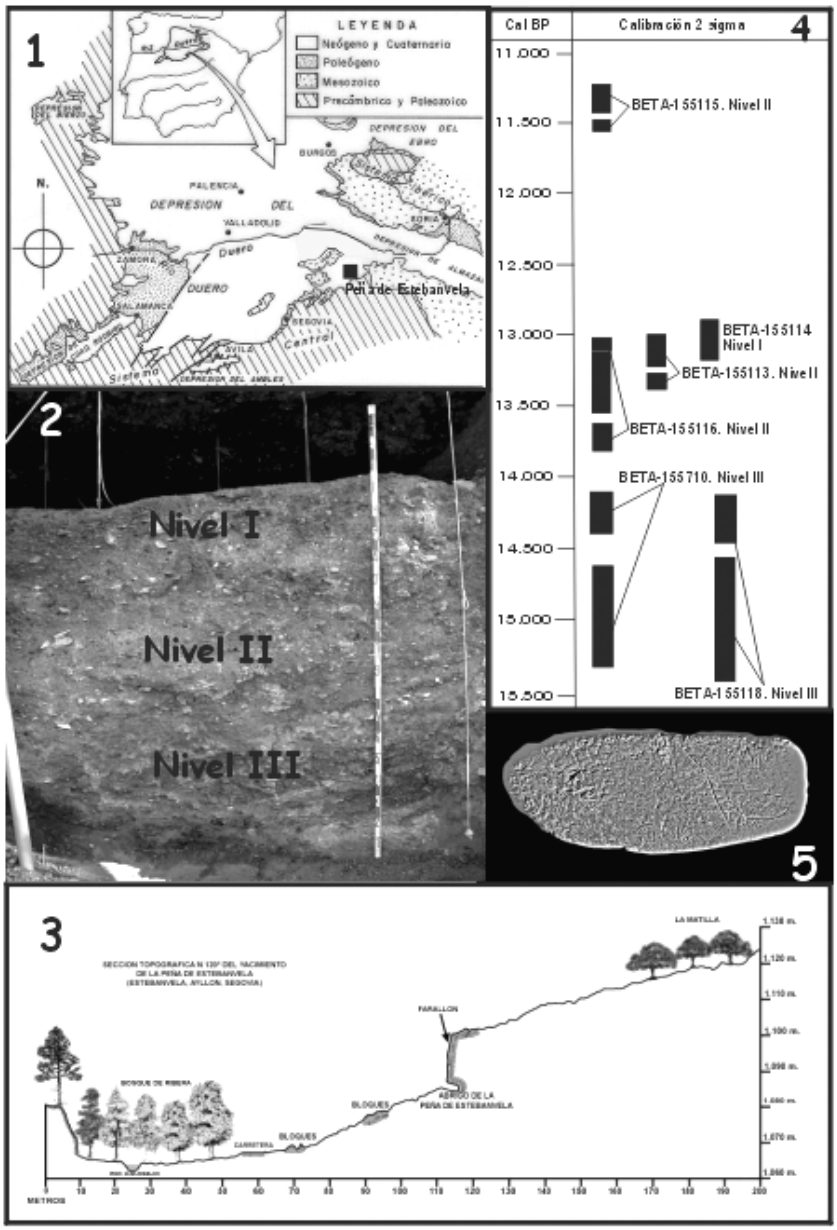



Figura 1. Abrigo de la Peña de Estebanvela (Ayllón, Segovia, España). 1: situación geológica regional; 2: detalle de la sección estratigráfica; 3: perfil topográfico N120ºE del sistema escarpe-ladera; 4: representación gráfica de la calibración dendrocronológica de las fechas radiocarbónicas; 5: canto aplanado de esquisto con dos prótomos de équido contrapuestos y trazos geométricos.

*Peña de Estebanvela rock-shelter (Ayllón, Segovia, Spain): 1, Geological location on regional context. 2, Detail of the stratigraphical section. 3, Topographical section (N120ºE) of scarpment-slope system. 4, Dendrocronological calibration pattern of the radiocarbon dates. 5, Schist flat pebble with two engraving equids set against each other and geometric strokes.*

### Nivel II

Con una potencia de 18/40 cm, son una lutitas arenosas de color gris (Fig. 1.2) con cantos y bloques cuarcíticos autóctonos y clastos alóctonos de pizarra muy angulosas, con geometría tabular e internamente desorganizadas. Su interior contiene fragmentos de la base de la unidad suprayacente intruidos por procesos de crioturbación, que incluso aparecen desprendidos por completo y "flotan" en este nivel, el cual también se inyecta en el nivel I en la zona externa del abrigo. La génesis de estos depósitos hay que relacionarla con flujos densos tipo *debris flow*, si bien los procesos postsedimentarios pueden haber desorganizado el sedimento por lo que su interpretación habría que considerarla con precaución. Internamente y hacia la base aparecen lentejones de arenas y gravas finas rojizas que lateralmente pasan a limos rojizos laminados con pendiente deposicional hacia el interior, cuya génesis está asociada a procesos de decantación, arroyada difusa y flujos tractivos. El conjunto buza al SO y su contacto inferior es erosivo. Durante la excavación del año 2.001 se documentó en la base de este nivel la existencia de un hogar de doble cubeta, colmatado por cenizas (10/15 cm de espesor) y configurado por una serie de bloques dispuestos de forma ovalada en la zona más oriental de la superficie de excavación actual. La cubeta mayor presenta una morfología ovalada de 89 cm de anchura por 68 de longitud, tomando siempre como referencia la orientación norte de la misma y la cubeta menor, situada al sur de la primera, tiene una morfología más irregular, pero también ovalada, con unas dimensiones de 63 cm de ancho por 39 cm de largo. El perímetro de ambas está marcado por bloques de conglomerado procedentes de desprendimientos de la visera del abrigo y en su interior se observan algunos cantos que presentan fracturas térmicas. La conservación del hogar es excelente por lo que los procesos postdeposicionales que afectan al nivel II son apenas imperceptibles en esta parte del abrigo. Cabe destacar que el interior del hogar apenas contiene restos de actividad humana, exceptuando 7 restos óseos no identificables y 47 piezas líticas aparecidas en la superficie inmediatamente próxima a la base del hogar, alrededor de las dos cubetas, hecho este que permite pensar que se trata de un hogar calefactor. Esta hipótesis estaría avalada, además, por la presencia de cantos de cuarcita en el interior de las cubetas, algunos de los cuales presentan fracturas térmicas. Las fechas radiocarbónicas convencionales obtenidas a partir de material carbonos y sedimentos orgánicos del techo y la base de este nivel son respectivamente: Beta-155115 9.950 $\pm$ 40 BP y Beta-155116 11.400 $\pm$ 120 BP; calibradas a 2 sigma con el 95 5 de probabilidad ofrecen los intervalos: Cal BP 11.550 - 11.490 y Cal BP 11.430 - 11.230, y Cal BP 13.810 - 13.630, Cal BP 13.540 - 13.120 y Cal BP 13.110 - 13.020, respectivamente. La primera de estas fechas (Beta-155115) es anómala dentro de la serie ordenada que constituyen las restantes. La fauna de este nivel corresponde a más de 13.500 restos, de los que 579 se han determinado específicamente: *E. hydruntinus, E. caballus, C. elaphus, C. pyrenaica* y *Capra/Rupicapra*. Se observa una gran especialización, con un predominio del caballo tanto en número de restos (60 % del total) como en NMI (33 %). En este nivel se han recuperado 11.380 restos líticos no retocados de los que el 25,4 % son lascas y el 15,5% son hojas y hojitas, mientras que el material retocado suma 267 piezas de las que 24 son lascas con retoque. Dominan los raspadores (33 %), siendo frecuentes los cortos (18%) entre los que destacan los circulares y unguiformes, siendo escasos los realizados sobre hoja (9%), junto con los útiles sobre hojita (44%), entre los que son mayoritarias las hojitas de dorso único (33%); también hay microgravettes (2%), varias puntas azilienses (2%) y un segmento de circulo alargado. Los buriles aparecen en un porcentaje muy bajo (2%), frente a otros grupos como las hojas de dorso y truncaturas (4%) y las hojas retocadas (7%). La industria ósea está representada por una veintena de piezas (azagayas, punzones y espátulas) que en general presentan pequeño tamaño y alteraciones superficiales. Este nivel ha proporcionado varios elementos de adorno sobre conchas, entre los que destaca un ejemplar perforado de *Hinnia reticulata*, así como 2 caninos atrofiados de ciervo perforados. En cuanto al arte mueble, de este nivel proceden 18 cantos aplanados y alargados y placas de esquisto grabados, entre las que destacan una con dos prótomos de équido contrapuestos debajo de los que se observan unos trazos geométricos paralelos y otra con la silueta de un équido, mientras que las restantes están decoradas con motivos geométricos, apareciendo con frecuencia dos series de trazos paralelos enfrentados y separados por un espacio central con incisiones paralelas al eje de la pieza o sin ningún grabado. Otras representaciones geométricas en este conjunto son bandas longitudinales de trazos más o menos paralelos en ocasiones con un motivo escaleriforme o en forma de espiga. Finalmente hay que señalar la presencia de 5 fragmentos planos de arenisca recortados, con una forma más o menos circular y una perforación central que podrían interpretarse como rodetes.

Nivel III

35/40 cm de arenas finas y limos con escasa arcilla, de color marrón rojizo/marrón claro (Fig. 1.2), con cantos y gravas alóctonas hacia el techo. No presentan organización interna sino una gran homogeneidad y se acuñan hacia el O, con una base irregular y una pendiente deposicional hacia el O. Las muestras de materia carbonosa procedentes del techo y de la base del nivel han proporcionado las siguientes fechas radiocarbónicas convencionales: Beta-155710 12.270 ± 40 BP y Beta-155118 12.360 ± 50 BP; su calibración a 2 sigma con el 95 % de probabilidad ofrece los intervalos: Cal BP 15.320 - 14.630 y Cal BP 14.380 - 14.100, y Cal BP 15.390 - 14.570 y Cal BP 14.430 - 14.120, respectivamente. La fauna de macromamíferos está representada por más de 6.200 restos de los que 137 han podido ser determinados específicamente, siendo los taxones representados los mismos del nivel anterior a los que se añade *Sus scrofa*. Igualmente se observa una gran especialización aunque en esté caso dirigida hacia *C. pyrenaica*, cuyo número de restos supone el 50 % del total. Los restos líticos no retocados de este nivel ascienden a 3.985, con un 39 % de lascas y un 24% de hojas y hojitas, mientras que el conjunto retocado asciende a 87 piezas de las que 10 son lascas retocadas. Dominan los útiles sobre hojita (53,24%), destacando junto a las hojitas de dorso (28,57%) las hojitas de fino retoque directo (18,18%) poco representadas en los niveles superiores; los raspadores suponen un 25,97% con un predominio de los elaborados sobre hoja retocada o no (7,79%) y sobre lasca (10,38%); los buriles ascienden hasta un 8%, mientras que los perforadores (2,59%), los útiles compuestos (2,50%) y las hojas retocadas aparecen en porcentajes poco significativos. En la campaña de 1.999 se recuperó un fragmento de sepiolita decorado en todo su contorno con unas incisiones muy profundas en forma de espiga, fracturado en los dos extremos, un de los cuales mantiene parte de una perforación, lo que haría pensar en un colgante u objeto de adorno. El arte mueble está representado por 2 piezas que presentan pequeños trazos incisos.

Nivel IV

Con 40 cm de potencia visible, es un conglomerado con matriz lutítica, de color naranja claro, con gravas, cantos y bloques autóctonos, que internamente presenta laminaciones alternas de granulometría diferente producto de arroyada difusa y zonas con distribución caótica producto de flujos densos tipo *debris flow*. Se observa carbonatación secundaria afectando parcialmente a la matriz. Su límite inferior es muy neto y su geometría es tabular con una pendiente deposicional muy suave, con sentidos divergentes (E y O). Este nivel ha proporcionado más de 1.100 restos óseos de macromamíferos, de los cuales 35 han sido determinados como *C. elaphus*, *C. pyreanica* y *Capra/Rupicapra*. Dada la pequeña superficie excavada de este nivel, sólo ha proporcionado 19 piezas líticas además de 5 lascas retocadas, pudiendo únicamente destacar que los buriles aparecen en la misma proporción que los raspadores.

Nivel V

15 cm visibles de arenas limosas marrones con cantos y bloques autóctonos de gran tamaño dispersos. Internamente las arenas tienen una tendencia a la laminación horizontal, producida por arroyada difusa, con una pendiente deposicional hacia el S. Los restos faunísticos de este nivel se encuentran en proceso de estudio.

**Cronoestratigrafía y adscripción cultual**

En una primera aproximación, el análisis detallado de los indicadores paleoclimáticos y de las dataciones radiocarbónicas informan de la posición del yacimiento en la escala cronoestratigráfica. Las fechas convencionales, referidas a la escala cronológica radiocarbónica, forman una serie ordenada que presenta dos anomalías cronológicas: por un lado, las fechas Beta-155113 11.170 ± 50 BP y Beta-155114 11.060 ± 50 BP representan una inversión cronológica, dado que Beta-155114 es ligeramente más joven que Beta-155113 situada inmediatamente por encima en el mismo nivel I, anomalía atribuible a los procesos postdeposicionales que afectaron al nivel; por otro lado Beta-155115 9.950 ± 40 BP, procedente del techo nivel II, es claramente anómala en la serie general, explicándose esta anomalía por los procesos de crioturbación que intruyeron sedimentos del nivel I en el II y que pudieron situar en el contacto entre ambos niveles a materiales más jóvenes que los propios del nivel I, actualmente inexistentes. Las dataciones radiocarbónicas permiten establecer dos hipótesis cronológicas en función de que se consideren las convencionales o las calibradas. La primera hipótesis utiliza las fechas convencionales y sitúa la secuencia estratigráfica del abrigo de la Peña de Estebanvela en los momentos de tránsito entre el Pleistoceno Superior Final y el Holoceno (tradicionalmente denominados Tardiglaciar), dado que el límite entre ambas series se sitúa convencionalmente en los 11.800 años BP. En este contexto, el momento frío detectado mediante el excelente indicador paleoclimático correspondiente a la crioturbación que afecta a los niveles I y II, que en cualquier caso es posterior a la sedimentación del nivel I,

podría ser algo posterior a los materiales de los que procede la datación anómala Beta-155115, por lo que los procesos fríos podrían estar asociados a la pulsación fría holocena conocida como Dryas reciente en la literatura paleoclimática tradicional. La segunda hipótesis, basada en la calibración dendrocronológica de las fechas convencionales (Fig. 1.4) que utiliza la escala cronológica solar, hace retroceder en el tiempo toda la secuencia, hasta situarse por completo en los últimos momentos del Pleistoceno superior final, de forma que los niveles I, II y III corresponderían al estadio isotópico 2 de Shackleton y Opdyke (1973), con el nivel III asociado a un pico de características frías de este estadio y los niveles II y I asociados a la zona de la curva que indica un atemperamiento climático; la crioturbación descrita, posterior a la sedimentación del nivel I, correspondería a la última pulsación fría del estadio isotópico 2 y estaría en relación con la fecha anómala Beta-155115. Además la calibración de las fechas amortigua el efecto de la anomalía del nivel I, dado que para la máxima probabilidad las fechas Beta-155113 11.170 ± 50 BP, Beta-155114 11.060 ± 50 BP y Beta-155116 11.400 ± 120 BP se solapan ampliamente, indicando una gran homogeneidad cronológica del nivel I. La calibración de estas tres fechas nos sitúa los niveles I y II en un mismo segmento de la curva dendrocronológica comprendido entre 12.890 cal BP y 13.810 cal BP con la máxima probabilidad. Este hecho y las similares características sedimentológicas de estos dos niveles indica se sedimentaron de forma prácticamente continua, sin que mediara una ausencia de sedimentación entre ambos. También ofrece buena concordancia la calibración de las dos fechas del nivel III, Beta-155710 12.270 ± 40 BP y Beta-155118 12.360 ± 50 BP, hecho que permite situar su sedimentación en el intervalo comprendido entre 15.390 cal BP y 14.100 cal BP con la máxima probabilidad. Además, las fechas calibradas del nivel III no se solapan con las de los niveles II y I, lo que indica que entre el nivel III y el II existió un hiato estratigráfico relacionado con una ausencia de sedimentación pues no se observan rasgos erosivos entre ambos niveles.

En un segundo nivel de aproximación, la interpretación en términos tecnoculturales de los componentes antrópicos del registro del abrigo de la Peña de Estebanvela (industrias líticas y óseas, objetos de adorno, arte mueble, restos faunísticos) permite situarlo en un marco cronocultural preciso. Así, los niveles superiores (I y II) parecen pertenecer a un mismo momento cultural, dado que en general, su industria lítica es muy similar tanto desde el punto de vista tecnológico como tipológico, hecho este que concuerda plenamente con la homogeneidad sedimentaria y cronológica de ambos niveles. Su industria lítica, caracterizada por el fuerte dominio de los raspadores (casi siempre cortos), unos valores relativamente elevados del grupo de los útiles sobre hojita y la escasa presencia de puntas azilienses, junto con la presencia de agujas perforadas permiten atribuir estas ocupaciones al Magdaleniense Final. El nivel III puede atribuirse al Magdaleniense Superior e igualmente ocurre con el IV, aunque en este caso los datos existentes no son suficientes para justificarlo. En cuanto a la industria ósea, en las proximidades de Estebanvela únicamente se conocen las piezas óseas asignadas al Magdaleniense Inferior de Jarama II (Adán y Jordá, 1989), yacimiento situado al otro lado del Sistema Central en la provincia de Guadalajara, cuya industria ósea, aunque escasa, presenta un marcado carácter cantábrico; a más distancia se encuentra Verdelpino (Cuenca) cuyo nivel V aportó dos piezas de industria ósea del Magdaleniense Superior (Moure y Fernández Miranda, 1977); en ambos casos con valores métricos similares a los de Estebanvela. En el entorno del Sistema Central y la Cuenca del Duero, a una distancia no demasiado alejada de Estebanvela, existen sendas muestras de arte mueble, como son la placa de Villalba (Jimeno *et al*., 1990) que carece de contexto, y la estatuilla de bulto redondo de marfil de Jarama II atribuida al Magdaleniense (Jordá *et al*., 1988). El arte mueble de Estebanvela (Cacho *et al*., 2001) tiene paralelos en Francia como Rochédane (Doubs) (Thevenin, 1983), Pages (Lot) (Couraud et Lorblanchet, 1986), Gourdan (Haute Garonne), abrigo Dufaure (Landas) (Straus *et al*., 1995), en los Pirineos en Espelugues (Couraud, 1985) y Gazel en el SE francés (D'Errico, 1994), en Italia como Paglicci, Romanelli y Polesini entre otros (Graziosi, 1973; Radmilli, 1974), y en España, como la espátula-colgante del Tossal de la Roca (D'Errico y Cacho, 1994), ciertas plaquetas del Parpalló (Villaverde, 1994) y sobre todo varios objetos de hueso decorados tardiglaciares procedentes del norte de la Península, como una espátula de Rascaño o un punzón grabado de la Chora (Fernández-Tresguerres, 1980).

En una tercera aproximación, la comparación de la fechas $^{14}$C convencionales de los niveles I y II de la Peña de Estebanvela (Beta-155114 11.060 ± 50 BP y Beta-155113 11.170 ± 50 BP del nivel I y Beta-155116 11.400 ± 120 BP del nivel II), con otras de yacimientos regionalmente cercanos concuerda con la atribución cultural propuesta. Así, para el Magdaleniense Final existen dataciones $^{14}$C convencionales similares en el nivel 1 de la Peña del Diablo 1 (Cetina, Zaragoza), 11.080 ± 500 BP (Utrilla *et al*., 1999) y en otros sitios más alejados geográficamente, como el nivel III de Parco (Lérida), 11.510 ± 170 BP y el nivel II de Zatoya (Navarra), Ly-1599 11.620 ± 360 BP y Ly-1399 11.480 ± 270 BP (Barandiarán y Cava, 1989). También se puede asimilar el repertorio de los niveles superiores de Estebanvela a los de los niveles D a F de Urtiaga (González Sainz, 1989). El nivel III de la Peña de Estebanvela pude atribuirse al Magdaleniense Superior con unas dataciones $^{14}$C convencionales de Beta-155710 12.270 ± 40 BP y Beta-155118 12.360 ± 50 BP, similares a las del nivel V de Verdelpino (Cuenca), I-9840 12.930 ± 470 BP (Moure y Fernández Miranda, 1977); del nivel IV de Parco,

12.900 ± 130 BP; del nivel 13 de Forcas (Huesca), 12.620 ± 380 BP (Utrilla y Mazo, 1997); de los niveles 2a y 2b de Chaves (Huesca), 12.020 ± 350 BP, 12.660 ± 70 y 12.950 ± 70 BP (Baldellou y Utrilla, 1985); y del nivel 2 de Abauntz (Navarra), 12.340 ± 60 BP (Utrilla y Mazo, 1997).

A la vista de todo lo anterior, el abrigo de la Peña de Estebanvela se muestra como un yacimiento clave a la hora de establecer una secuencia cronoestratigráfica, paleoambiental y cultural para los últimos momentos del Pleistoceno Superior y comienzos del Holoceno en el centro de la península Ibérica, zona donde el vacío existente hasta hace unas décadas para estos momentos del Cuaternario comienza a verse cubierto por una serie de yacimientos a ambos lados del Sistema Central cuya investigación contribuirá al esclarecimiento de la dinámica de las poblaciones humanas en estas épocas y en esta zona geográfica. El hecho de que algunos rasgos de las industrias y arte mueble de los niveles superiores de la Peña de Estebanvela presenten una mayor semejanza con conjuntos similares del área cantábrica del norte peninsular que con los de la vertiente mediterránea, unido a la presencia de un ejemplar perforado de un gasterópodo claramente atlántico, permiten pensar en la existencia de una serie de relaciones entre grupos humanos de Cantábrico y del Sistema Central durante el final del Pleistoceno Superior, que, dada la situación geográfica del yacimiento segoviano, podrían tener como eje de comunicación el curso alto del Duero y sus afluentes por el N hasta enlazar a través del Corredor de La Bureba con el curso alto del Ebro que permitiría el acceso a la orla cantábrica. Futuras investigaciones en esta línea permitirán verificar o no esta sugestiva hipótesis.

## Referencias

Adán, G. y Jordá Pardo, J.F. (1989). Industrias óseas del Paleolítico y postpaleolítico pirenaico en relación con los nuevos hallazgos de Jarama II (Guadalajara). *Espacio, Tiempo y Forma, serie I Prehistoria y Arqueología*, 2, 109-130.

Baldellou, V. y Utrilla, P. (1985). Nuevas dataciones de radiocarbono de la prehistoria oscense. *Trabajos de Prehistoria*, 42, 83-95.

Barandiarán, I. y Cava, A. (1989). El yacimiento prehistórico de Zatoya (Navarra). *Trabajos de Arqueología Navarra*, 8. Pamplona.

Cacho, C., Ripoll López, S. y Municio, L. (2001). L'art mobilier d'Estebanvela. En: Zilhao, J, Aubry,T. y Carvalho, A.F., eds. *Les premiers hommes modernes de la Péninsule Ibérique.* Actes du Colloque de la Commission VIII de l' UISPP. Vila Nova de Foz Côa, 22- 24 octobre 1998, *Trabalhos d' Arqueologia*, 17, 175- 182.

Couraud, C (1985). L'art azilien. Origine. Survivance. Paris CNRS. *XX supplément à Gallia Préhistoire*. CNRS. Paris.

Couraud, C. y Lorblanchet, M. (1986). Les galets aziliens de l'abri Pagès et l'art azilien en Quercy. *Préhistoire Quercynoise*, 2, 5-37.

D'Errico, F. (1994). L'art gravé azilien. De la téchnique à la signification. Paris CNRS. *XXX supplément à Gallia Préhistoire*. CNRS. Paris.

D'errico, F. y Cacho, C. (1994). Notation *versus* decoration in the Upper Palaeolithic. A case study from Tossal de la Roca, Alicante (Spain). *Journal of Archaeological Science*, 21, 185 - 200

Fernandez-Tresguerres, J.A. (1980). *El Aziliense en las provincias de Asturias y Santander*. Monografías núm. 2. Centro de Investigación y Museo de Altamira. Santander.

González Sainz, C. (1989). *El Magdaleniense Superior-Final de la región cantábrica.* Ed. Tantín. Santander.

Graziosi, P. (1973). *L'arte preistorica in Italia.* Ed. Sansoni. Firenze.

Jimeno, A., Fernández, J.J., Gómez, J.A. y Galindo, M.P. (1990). Arte paleolítico en la provincia de Soria. *Numantia*, 3, 9-50.

Jordá Pardo, J.F., García, M.A., Adán, G. y Sánchez, B. (1988). Una nueva pieza de Arte Mueble magdaleniense: el glotón de la Cueva de Jarama II (Guadalajara). *Ars Praehistorica*, VII-VIII, 107-122.

Moure Romanillo, J.A. y Fernández Miranda, M. (1977). El abrigo de Verdelpino (Cuenca). Noticia de los Trabajos de 1976. *Trabajos de Prehistoria*, 34, 31-83.

Radmilli, A. M. (1974). *Gli scavi nella Grotta Polesini a Ponte Lucano di di Tivoli e la piu antiqua arte nel Lazio*. Ed. Sansoni. Firenze.

Shackleton, N.J. y Opdyke, N.D. (1973). Oxygen isotope and palaeoclimatic stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxigen isotope temperatures and ice volumes on $10^5$ year and $10^6$ year scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55.

Straus, L. *et al*. (1995). Les derniers chasseurs de rennes du monde pyréneen. L'abri Dufaure: un gisement tardiglaciaire en Gascogne. *Memoires de la Societé Préhistorique Française*, 21.

Stordeur-Yedid, D. (1979). Les aiguilles à chas au Paléolithique. *XIII supplement à Gallia Préhistoire*. CNRS. Paris.

Thevenin, A (1983). Les galets gravés et peints de l'abri de Rochédane (Doubs) et le problème de l'art azilien. *Gallia Prehistoire*, 26, 139- 188

Utrilla, P. (1995). Le couloir de l'Ebre après le Pleniglaciaire: Influences méditerranéennes et atlantiques. *El món mediterrani després del Peniglacial (18.000-12.000 B.P.)*, Banyoles, 1995. Museu d'Arqueologia de Catalunya. *Serie Monogràfica*, 17, 431-444. Girona.

Utrilla, P. y Mazo, C. (1997). La transición del Tardiglaciar al Holoceno en el Alto Aragón: Los Abrigos de las Forcas (Graus, Huesca). En: R. Balbín y P. Bueno, eds. *II Congreso de Arqueología Peninsular*, 349-365. Fundación Rei Afonso Henriques. Zamora.

Utrilla, P., Gonzalez, P., Ferrer, C. y Blasco, F. (1999). La ocupación magdaleniense del valle del río Henar: los asentamientos de Cetina (Zaragoza) y Deza (Soria). *Geoarqueologia i Quaternari litoral. Memorial Maria Pilar Fumanal*, 283-296. Universidad de Valencia.

Villaverde, V. (1994). *Arte paleolítico de la Cova del Parpallo. Estudio de la colección de plaquetas y cantos grabados y pintados*. S.I.P. Valencia.

# ESTUDIO GEOARQUEOLÓGICO DE LOS MATERIALES DE RELLENO Y COBERTERA DEL PARQUE ARQUEOLÓGICO DE LA *CUEVA PINTADA DE GÁLDAR* (GRAN CANARIA, ISLAS CANARIAS)

## Geoarchaeology of the sediments from the Archaeological Park of *Cueva Pintada de Gáldar* (Gran Canaria, Canary Islands)

(1) S. Sánchez-Moral, (2) J. Lario; (3) J.C. Cañaveras, (4) V. Soler, (5) J. Onrubia y (6) J.I. Sáenz

(1) Museo Nacional de Ciencias Naturales-CSIC. c/ José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.
(2) Departamento de Ingeniería Geológica y Minera. Facultad de Ciencias del Medio Ambiente. Universidad de Castilla-La Mancha. 45071 Toledo.
(3) Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante. 03080 Alicante.
(4) Instituto de Productos Naturales y Agrobilogía, CSIC. Avenida Astrofísico "Francisco Sánchez". La Laguna. Tenerife.
(5) Departamento de Historia, Facultad de Letras. Universidad de Castilla-La Mancha. 13071 Ciudad Real.
(6) Museo y Parque Arqueológico Cueva Pintada. c/ Audiencia, 2. 35460 Gáldar (Gran Canaria).

lario@uclm.es; fax: 925 26 88 40

**Resumen**

Se presentan los resultados del trabajo de campo y análisis de siete perfiles de material sedimentario procedente de la alteración de los materiales volcánicos sobre los que se asienta el Parque Arqueológico de la Cueva Pintada de Gáldar. El objetivo del estudio es caracterizar mineralógica y sedimentológicamente los materiales sedimentarios acumulados en el complejo arqueológico sobre las estructuras de habitación de la primera etapa de ocupación prehispánica. A partir de los datos obtenidos se han podido diferenciar tres fases relacionadas con la ocupación y usos del poblado prehispánico.

**Palabras clave**: geoarquelogía, susceptibilidad magnética, mineralogía de sedimentos, parque arqueológico.

**Abstract**

The results of the field work and analysis of seven profiles of sedimentary material coming from the alteration of the volcanic materials are presented on those that settles the Archaeological Park of *Cueva Pintada de Gáldar*. The objective of the study is to characterize mineralogy and sedimentology of sedimentary materials accumulated in the archaeological complex on the structures of room of the first stage of prehispanic occupation. Obtained data have been able to differentiate three phases related with the occupation and uses of the prehispanic town.

**Key word**: geoarchaeology, magnetic susceptibility, mineralogy of sediments, archaeological park.

### Introducción

El Parque Arqueológico de la Cueva Pintada se sitúa en el interior del casco urbano de la ciudad grancanaria de Gáldar (Fig. 1). En la actualidad, el recinto arqueológico se presenta como una antigua manzana agrícola, de contorno triangular y rodeada de distintas edificaciones, donde aún son visibles los restos de los bancales cultivados hasta los años ochenta (Fig. 2). Aunque la cámara rupestre decorada que da nombre a la zona arqueológica fuera en parte conocida desde el siglo XIX, han sido los trabajos de excavación aquí efectuados a partir de 1987 los que han permitido sacar a la luz un importante caserío prehispánico cuya ocupación se fecha entre los siglos VII a XV (Onrubia, 1986; Martín y Onrubia, 1990; Martín *et al*., 1992; Martín *et al*., 1994; Martín *et al*., 1996; Fontugne *et al*., 1999).

### Contexto geológico

El Parque Arqueológico se asienta sobre materiales volcánicos generados en las últimas fases de la génesis del actual Pico de Gáldar, en el flanco occidental del cono de este volcán. El edificio volcánico de Pico de Gáldar está constituido por la acumulación de material piroclástico, caracterizado por su textura vacuolar,

escasa densidad y alta porosidad, que le confiere un alto grado de vulnerabilidad frente a la los procesos de erosión y meteorización. En general, dicho material se encuentra bien estratificado, alternando las capas de piroclastos sueltos (lapillis y escorias) con niveles cementados por zeolitas y calcita (toba). En la zona de ubicación del Parque predominan los niveles de toba con buzamientos suaves (en torno a 5°) de carácter deposicional, y potencia variable con valores medios de 50 cm. El barranco de Gáldar constituye el principal cauce de la red de drenaje de la zona, generando un escarpe acusado al suroeste del apéndice lateral del cono volcánico principal y marca la altura máxima del nivel freático local. La red drenaje se reduce a pequeños barrancos, encajados y profundos en su mayoría, dada la escasa competencia de los piroclastos a la erosión, acentuándose su incisión en las zonas de mayor pendiente, donde se generan pequeños conos de recepción de las aguas meteóricas (Sanchéz-Moral *et al*., 2002; Fig. 1).

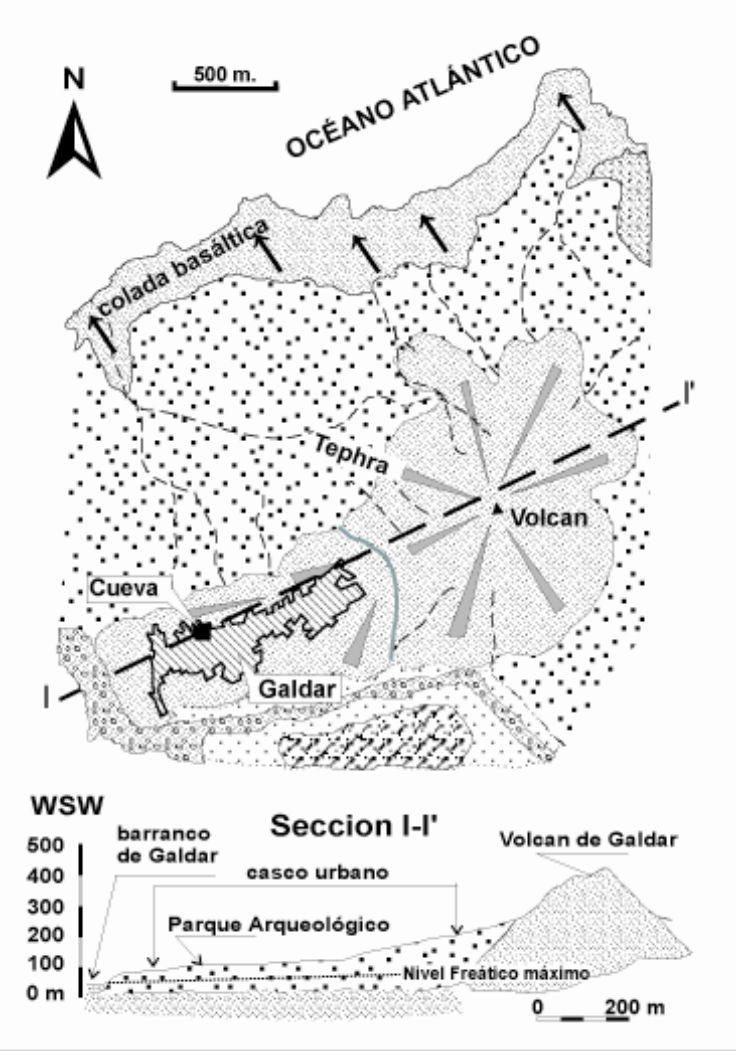



Figura 1. Localización del Parque Arqueológico de la Cueva Pintada de Gáldar y esquema geomorfológico de la situación del mismo.

*Situation of Archaeological Park of Cueva Pintada de Gádar and geomorphologic sketch.*

**Metodología de trabajo**

Se procedió a la selección y análisis de campo de 7 perfiles que contuvieran sedimentos representativos del intervalo de tiempo desarrollado entre las diferentes fases principales de ocupación del poblado por habitantes prehispánicos (Fig. 2). De estos perfiles se tomaron 103 muestras divididas en dos series en función de las determinaciones analíticas a realizar en cada una de ellas: *Serie GP*: 41 muestras repartidas en 7 perfiles arqueológicos, representativas de los diferentes tramos identificados en las observaciones de campo. Tomadas para su análisis granulométrico mediante cribado en seco de la muestra, análisis mineralógico total y detallado de minerales de la arcilla. *Serie SM*: 62 muestras de los mismos perfiles tomadas con menor espaciado para una mayor resolución en cada uno de los tramos anteriores. Sobre estas muestras se ha realizado la determinación de la susceptibilidad magnética de los sedimentos. El análisis granulométrico ha sido realizado mediante contador láser para obtener mayor definición en cada fracción de tamaño de partícula y poder correlacionar los cambios en ambos parámetros en la fracción más fina del sedimento. Para cada uno de los perfiles se elaboró una ficha incluyendo su ubicación, descripción, columna estratigráfica, localización de las muestras, distribución granulométrica, susceptibilidad magnética y mineralogía. Asimismo se ofrecen los principales parámetros granulométricos de la fracción <300 μm considerados para la interpretación sedimentológica de los materiales de cada perfil.

**Técnicas mineralógicas**

En total se han analizado por difracción de rayos X (DRX) las 103 muestras de material detrítico pertenecientes a las dos series. Cada una de las muestras ha sido triturada y desecada a 60°C durante 24 horas antes de llevar a cabo cada análisis mineralógico, los cuales han sido realizados en un difractómetro de R-X PHILIPS PW-1710. Para todas las muestras se han realizado difractogramas de muestra total en polvo, rodados de 2° a 70°. Posteriormente, en las muestras de la Serie GP se han realizado difractogramas de agregado orientado de la fracción arcillosa (A.O.), A.O. tratado solvatado con etilén-glicol, A.O. calentado a 110°C y A.O. calentado a 550°C para la fracción menor de 64 μm.

**Susceptibilidad magnética**

En cada perfil se han efectuado medidas en el propio yacimiento arqueológico y posteriormente en el laboratorio. Para las determinaciones en campo se utilizó un equipo portátil de la firma Bartington modelo MS2, provisto de sensor MS2F para la medida directa sobre los perfiles, y otro sensor MS2B para las muestras tomadas directamente del perfil. En total se tomaron 62 muestras en contenedores cilíndricos de policarbonato de 22 mm de diámetro por 22 mm de longitud para su análisis en el laboratorio. Debido a la pobre granoselección del sedimento, se realizaron determinaciones de susceptibilidad de la muestra total y, a continuación, se llevó a cabo un tamizado de cada muestra para obtener la fracción fina menor de 0,3 mm (300μm); de esta forma se evita la fuerte influencia de pequeños fragmentos de toba volcánica que poseen una fuerte señal debido a su elevado contenido en minerales ferromagnesianos. Las medidas llevadas en el laboradorio se realizaron con un equipo Kappabridge KLY-2, tanto las de muestra total (KLY2) como las de la fracción fina (KLY2 f.f.). En los perfiles GP1 y GP5 se incluyen las medidas efectuadas directamente sobre el perfil arqueológico con la sonda MS2F. En general la concordancia de las medidas es buena, y únicamente en los perfiles GP2 y GP4 parece observarse una mejora sobre los resultados de la fracción fina. En los datos del equipo de medida directa MS2F (GP1 y GP5) es evidente una atenuación de las variaciones de señal a lo largo del perfil, muy probablemente debido al efecto promediador de esta sonda.

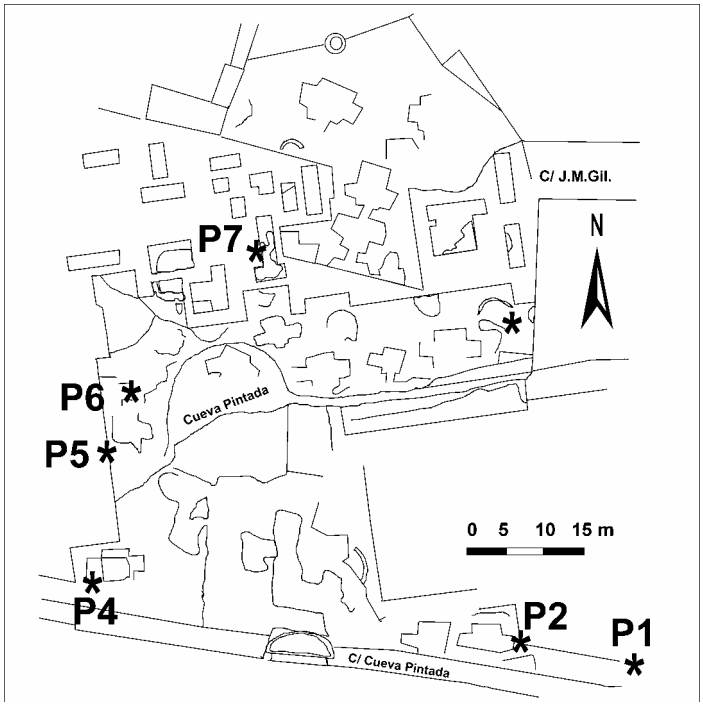



Figura 2. Plano del conjunto arqueológico con localización de los perfiles estudiados.

*Map of arcaheological site with situation of studied profiles.*

**Análisis granulométricos**

Se han utilizado dos tipos de metodología analítica de las dos series de muestras tomadas en los diferentes perfiles. Sobre las muestras de la Serie GP, correspondientes a las diferentes litologías encontradas en cada perfil, se ha realizado una clasificación granulométrica a partir del cribado en seco de la muestra. Además, se ha realizado un muestreo de mayor detalle (Serie SM) para elaborar perfiles de mayor resolución sobre la mineralogía, la susceptibilidad magnética y la granulometría de cada muestra. Sobre estas últimas se ha realizado un cribado a 300 μm con el fin de realizar su análisis granulométrico de detalle de la fracción menor de ese tamaño. El análisis s realizó con un contador láser ANALYSSETE 22 de la casa Fritsch. A partir del análisis realizado, se han calculado diferentes parámetros granulométricos de cada muestra. La escala granulométrica

utilizada en las descripciones de cada tramo ha sido la siguiente: arcilla: fracción <4 μm; limos muy finos y finos: fracción entre 4-16 μm; limos medios y gruesos: fracción entre 16-63 μm; arenas muy finas y finas: fracción entre 63-250 μm; arenas grano medio y grueso: fracción entre250 μm-2 mm; gravas: fracción > 2mm.

**Resultados**

La ubicación geomorfológica del poblado prehispánico en una zona de menor desnivel favorece el predominio de los procesos de sedimentación de los materiales arrastrados desde esas zonas de mayor pendiente, procedentes de la meteorización, erosión y edafización de los depósitos volcánicos. En las zonas de menor pendiente, la posibilidad de acumulación de agua es mayor y los procesos de alteración y acumulación de sedimentos se ven favorecidos dada la rápida pérdida de energía del medio de transporte. En conjunto, los materiales estudiados en los perfiles han sufrido muy poco transporte previo a su acumulación. Esto, unido a la gran vulnerabilidad de la toba volcánica frente a los procesos de alteración y su alta permeabilidad, provocan que los perfiles estudiados presenten una gran homogeneidad composicional. No obstante, es fundamental entender que el poblado, por su propia ordenación, constituye en sí mismo un complejo medio de acumulación de depósitos debido a los numerosos obstáculos y/o zonas preferentes de paso de la escorrentía superficial (p.e.: viviendas, canalizaciones, etc). De esta forma, los cambios que se pueden observar entre niveles coetáneos pueden ser totales y difíciles de correlacionar, dado el reducido tamaño de los cortes estudiados y su proximidad a las estructuras de habitación. A partir de las observaciones de campo y de los resultados de las determinaciones analíticas efectuadas en los distintos perfiles estudiados, se han podido distinguir las siguientes fases:

*1ª Fase. Fase de ocupación del poblado*

La construcción del poblado prehispánico implicó la retirada de los materiales detríticos de cobertera y la excavación de los niveles de toba volcánica, con la consiguiente modificación de las condiciones naturales de drenaje. Los procesos de erosión por aguas de escorrentía natural quedaban controlados por la estructura del poblado, mediante la realización de canalizaciones de desagüe para el aislamiento de las viviendas respecto de los niveles de toba volcánica. Estas canalizaciones son de dos tipos: por una parte, se encuentran estructuras semicirculares convexas a la dirección principal de circulación de la escorrentía superficial, excavadas para la protección de las viviendas entre el frente de toba volcánica y la propia habitación, con el fin de generar una discontinuidad entre ambas. De esta forma se impedía la infiltración directa del agua a la vivienda y el continuo encharcamiento de las zonas de habitación, así como la entrada de sedimentos en los periodos de lluvias. Por otra parte, se observan canales de desagüe excavados en la propia toba, que a menudo se encuentran rellenos de sedimentos. Normalmente, los canales deberían ser limpiados retirando los sedimentos acumulados, los cuales podrían ser utilizados para recubrir las zonas de paso e incluso las de habitación. Esto favorecería la protección de la toba volcánica fácilmente alterable y explicaría que no se encuentren restos significativos de industria y/o huesos inmersos en esos materiales, dado que los sedimentos encontrados corresponderían a la etapa inmediatamente anterior al abandono del poblado. A esta fase corresponderían, en conjunto, los sedimentos de los tramos inferiores de los perfiles estudiados, especialmente el 1 y el 7 (Fig. 3), caracterizados por una granulometría tamaño limo y arena fina, significativamente menor que los tramos inmediatamente suprayacentes. En cuanto a la composición mineralógica, estos niveles muestran pocos datos reseñables, destacando sólo la casi total ausencia de minerales primarios y fácilmente alterables de la toba volcánica (por ejemplo piroxenos tipo augita). La parte superior de estos tramos podría ya representar un intervalo de transición a la fase siguiente de abandono, mostrado por el incremento de la susceptibilidad magnética a techo de estos niveles, y sugiriendo un cierto espacio de tiempo con mayor exposición a la intemperie, como sucede con los valores de susceptibilidad.

En cuanto a la superficie sobre la que se habitaba en el interior de las viviendas, los mejores datos se obtienen en el Perfil 7 (tramo IV, Fig. 3), donde se puede apreciar con nitidez la lámina de revestimiento utilizada como suelo en la segunda etapa de ocupación. Por comparación con la superficie que posiblemente constituía el suelo de la primera etapa, se puede apuntar una mayor elaboración de los materiales para dar consistencia al paramento en la 2ª etapa. En esta fase no es descartable el uso de cal como base para la cementación del suelo, previamente preparado y nivelado con una capa centimétrica de arcillas con objeto de limitar la infiltración de agua en los materiales inferiores (base tramo IV).

*2ª Fase. Fase de abandono, desmantelamiento y enterramiento del poblado*

El abandono del poblado, con el descuido en la protección de la toba volcánica y de los sistemas de desagüe, favoreció la acción erosiva de las aguas de escorrentía y el desmantelamiento de las viviendas, con la consiguiente caída de paramentos verticales y la acumulación de los materiales de alteración en zonas deprimidas próximas, como corresponde a flujos de agua con escasa energía. El resultado final

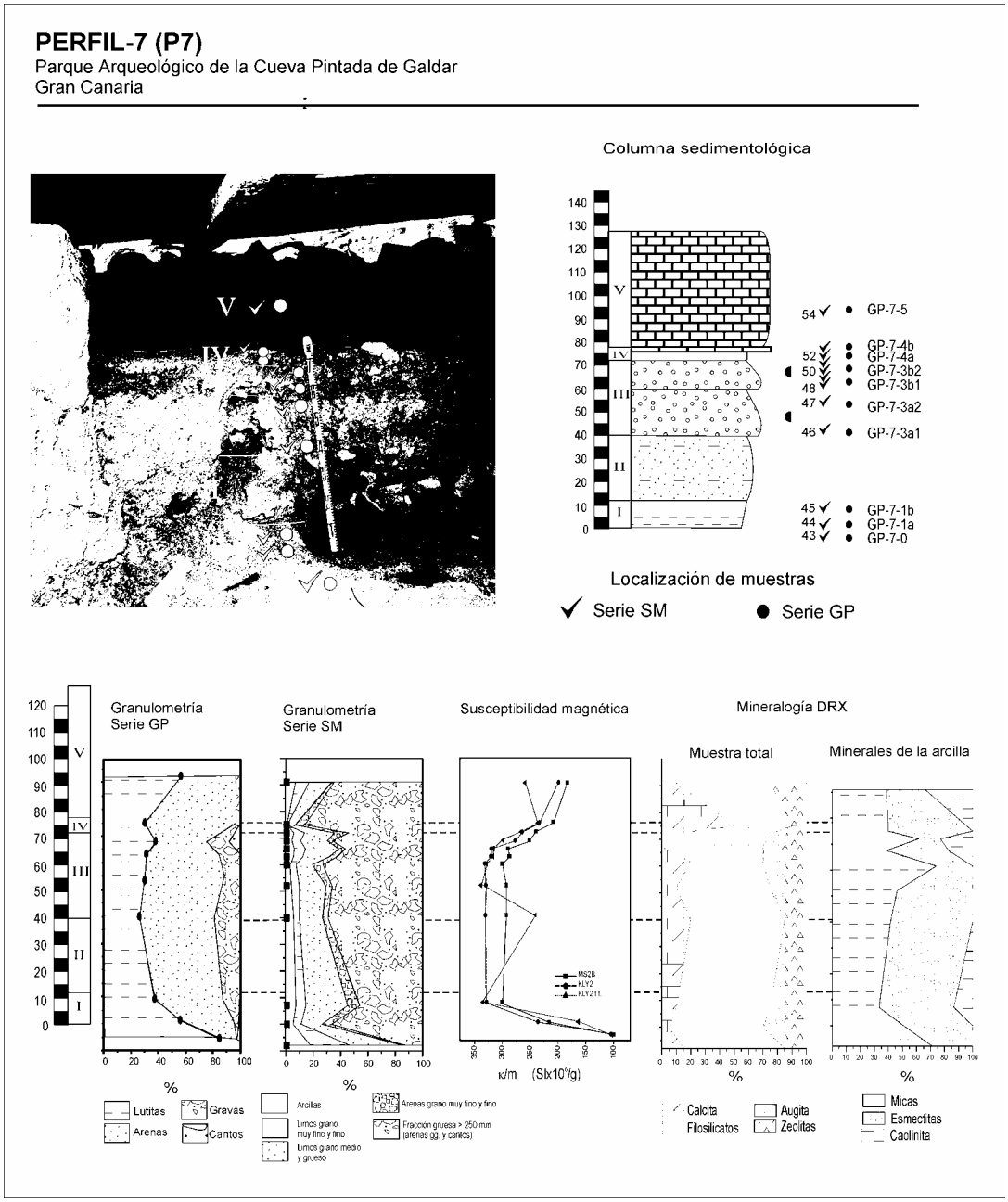



Figura 3. Datos del Perfil 7 con los datos analizados.

*Data from Profile 7.*

dejó al poblado cubierto por un manto de derrubios de ladera que incluye materiales propios de la habitación del poblado acumulados tras un muy escaso transporte, representado por los materiales acumulados en los tramos intermedios de los perfiles estudiados. Se caracterizan por una selección textural muy mala, una granulometría mucho más grosera que la infrayacente, unos valores estables de la susceptibilidad magnética y la presencia de minerales (augita) de la propia toba volcánica.

No es descartable, a partir de los datos disponibles, la existencia de una o varias etapas breves de ocupación entre las dos principales. Así lo indican algunos de los materiales estudiados, como los correspondientes a los tramos III y IV del perfil 6, que contienen niveles de fuego cuyos bajos valores de susceptibilidad magnética parecen indicar períodos relativamente cortos en el uso de esta zona para

estos fines. Asimismo, en el perfil 1, el techo del tramo III, podría representar un nivel de suelo, dada la buena selección del material y el incremento en la proporción de carbonatos (calcita).

*3ª Fase. Fase reciente de abancalamiento para cultivos*

La instalación de las plataneras cambió sensiblemente la morfología del terreno con la construcción de bancales, y sobre todo una alteración total en las condiciones de drenaje de la zona. Los perfiles estudiados correspondientes a esta fase (P2 y P5) presentan características típicas de depósitos seleccionados antrópicamente, con niveles basales de drenaje en los frentes del bancal, acuñándose hacia la zona más alta, y materiales de relleno procedentes de la zona más próxima posible. En este caso los bolos de basalto utilizados para los drenajes deben proceder del barranco de Gáldar, y el material detrítico más fino para el relleno principal fue extraído del poblado y de su cobertera de alteración. La gran homogeneidad en los valores de susceptibilidad magnética y en la granulometría de la fracción fina, indican la rapidez en la instalación del material. La disposición de la parte basal de los bancales se adapta a la morfología erosionada/excavada de la toba. En general, se apoyan sobre una delgada capa de materiales de la primera fase (P2) o sobre materiales de la fase de desmantelamiento (P5), en función de la configuración del terreno en cada zona.

## Conclusiones

Los estudios geoarqueológicos realizados en el parque Arqueológico de la Cueva Pintada de Gáldar confirman, en lo esencial, las observaciones obtenidas durante los trabajos de excavación del caserío prehispánico. Una primera fase de ocupación, fechada entre los siglos VII y XI y caracterizada por la presencia de casas semisubterráneas de pequeñas dimensiones, cuevas artificiales y áreas de uso doméstico, concluye con el abandono súbito de esta residencia. Tras un lapso de tiempo difícil de determinar, sobre las ruinas de este primitivo poblado se levantan nuevas moradas prehispánicas de mayores dimensiones cuya construcción exige, a veces, el recurso de vaciados y terraplenados importantes. A este momento corresponde la excavación del complejo troglodita de la Cueva Pintada tal y como ha llegado hasta nosotros. La deserción de este último caserío, acaecida casi con total seguridad a finales del siglo XV, le sigue un episodio generalizado de desmantelamiento y enterramiento, facilitado por el desmonte intencional de los paramentos de las casas para reaprovechar sus materiales. Exceptuando la construcción de una vivienda de nueva planta sobre los restos del poblado prehispánico, la función residencial de este espacio desaparece por completo para ser sustituida, con el correr del tiempo, por limitados usos agrícolas y por labores de extracción de cantos. En la segunda mitad del siglo XIX se realizó una transformación profunda de todo este sector con el acondicionamiento de los bancales de cultivo que marcan la fisonomía con la que la manzana de la Cueva Pintada ha llegado hasta nosotros.

## Referencias

Fontugne, M., García Bartual, A., Hatté, C., Núñez Villanueva, M.A., Olmo Canales, S., Onrubia Pintado, J. Pérez Jordá, G., Rodríguez Santana, C.G., Sáenz Sagasti, J.I., Soler Javaloyes, V., García Guerra, C., Mireles Betancor, F., Moreno Pelayo R.M. y Martín Gútiez I. (1999). Parque Arqueológico Cueva Pintada (Gáldar, Gran Canaria). Programa de intervenciones e investigaciones arqueológicas. Avance de los trabajos efectuados entre los años 1995-1997. *Investigaciones Arqueológicas*, 6, 489-561.

Martín de Guzmán, C. y Onrubia Pintado, J. (1990). Excavaciones en el parque arqueológico de la Cueva Pintada (Gáldar, Gran Canaria). Avance de las campañas de 1987-1988. *Investigaciones Arqueológicas en Canarias*, II, 135-156.

Martín de Guzmán, C., Onrubia Pintado, J., Llavori de Micheo, R. y Sáenz Sagasti, J.I. (1992). Excavaciones en el Parque Arqueológico Cueva Pintada de Gáldar, Gran Canaria (Avance de las actuaciones de 1989 y 1990). *Investigaciones Arqueológicas en Canarias*, 3, 153-205.

Martín de Guzmán, C., Onrubia Pintado, J., Sáenz Sagasti, J.I. , Domínguez Peña, J.M., García Bartual, A., García Guerra, M.C., García Sánchez, M.A., Llavori de Micheo, R., Mireles Betancor, M.A. y Olmo Canales, S. (1994). Trabajos en el parque arqueológico de la Cueva Pintada de Gáldar, Gran Canaria. Avance de las intervenciones realizadas entre julio de 1990 y diciembre de 1992. *Anuario de Estudios Atlánticos*, 40, 17-115.

Martín de Guzmán, C., Onrubia Pintado, J., Sáenz Sagasti, J.I., García Bartual, A., García Guerra, C., Olmo Canales, S., Mireles Betancor, F.M.. García Sánchez, M.A, Domínguez Peña, J.M., Marrero Quevedo, C. y Barroso Cruz, V. (1996). Trabajos en el parque arqueológico de la Cueva Pintada de Gáldar, Gran Canaria. Avance de las intervenciones realizadas en 1993. *Anuario de Estudios Atlánticos*, 42, 17-95.

Onrubia Pintado, J. (1986). El complejo arqueológico de la Cueva Pintada de Gáldar (Gran Canaria). Estudio preliminar de los materiales exhumados en 1970. *Noticiario Arqueológico Hispánico*, 28, 243-285.

Sánchez-Moral, S., García-Guinea, J., Sanz-Rubio, E., Cañaveras, J.C. y Onrubia Pintado, J. (2002). Mortars, pigments and saline efflorescence from Canarian pre-Hispanic constructions (Gáldar, Gran Canary Island). *Construction and Building Materials*, 16, 241-250.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# EL YACIMIENTO ARQUEOLÓGICO DE IRIKAITZ (ZESTOA, PAÍS VASCO). DESCRIPCIÓN DEL DEPÓSITO Y CARACTERIZACIÓN INDUSTRIAL DE SU NIVEL IV

## The archaeological site of Irikaitz (Zestoa, Basque Country). Description of the deposit and industrial characterization of the level IV

A. Arrizabalaga, y M.J. Iriarte

Área de Prehistoria. Universidad del País Vasco. Facultad de Filología y Geografía-Historia. C/ Tomás y Valiente s/n. 01006 Vitoria.

fgparvaa@vc.ehu.es

**Resumen**

El País Vasco está situado en un área de tránsito entre la península Ibérica y el continente europeo. Durante el siglo XX han sido numerosos los hallazgos de industrias del Paleolítico Inferior en su vertiente septentrional. De manera más reciente, también se van detectando ocupaciones al sur de los Pirineos, en depósitos que presentan ocasionales testimonios estratigráficos. Entre estos últimos, cabe destacarse el yacimiento de Irikatz (Zestoa, Gipuzkoa), en curso de excavación desde 1998. Las cinco campañas de excavación desarrolladas permiten comenzar a describir su nivel IV, que datamos de modo preliminar en el último período interglaciar.

**Palabras clave:** Paleolítico Inferior, Achelense, península Ibérica, Europa, Pleistoceno.

**Summary**

The Basque Country is located in a transit area between the Iberian Peninsula and the European continent. During the XX century they have been numerous the discoveries of Lower Paleolithic industries in its northern slope. In a more recent way, occupations are being also detected to the south of the Pyrenees, in deposits that present occasional stratigraphical testimonies. Among these last ones, we may highlight the location of Irikatz (Zestoa, Gipuzkoa), in excavation course from 1998. The five developed excavation campaigns allow to describe its level IV that is preliminary dated in the last interglaciar period.

**Key words:** Lower Palaeolithic, Acheulean, Iberian Peninsule, Europe, Pleistocene.

### Historia de la investigación

El yacimiento arqueológico de Irikaitz fue descubierto a inicios del año 1996 por parte de miembros del Antxieta Jakintza Taldea de Azpeitia. Tras haber observado que, en la margen izquierda del río Urola a su paso por el municipio de Zestoa, se había abierto una trinchera para insertar una canalización de agua, miembros de este grupo se acercaron a la misma para efectuar una comprobación estratigráfica. Pronto fueron recuperando diversos restos de industrias prehistóricas en superficie y sobre el perfil de la zanja abierta, lo que les llevó a ampliar el radio de los trabajos a terrenos vecinos al que había entregado los primeros indicios. Los miembros del grupo comunicaron su hallazgo a J. Altuna del Departamento de Prehistoria de la Sociedad de Ciencias Aranzadi, quien les encargó practicaran una serie de catas perimetrales para ir delimitando la extensión del yacimiento. Nuevos avivados del cantil, sobre la trinchera abierta a principios de siglo por el tendido del ferrocarril, y diversos sondeos efectuados aleatoriamente en distintos puntos de una amplia extensión, fueron entregando nuevos materiales arqueológicos. Cuando se nos encargó la peritación de los materiales obtenidos en estas primeras actuaciones, a finales de 1997, la dispersión de materiales alcanzaba, por el O, hasta un área más occidental que la trinchera del ferrocarril del Urola, por el S hasta la estación del Balneario de Zestoa, por el N hasta el campo de fútbol de Zubiaurre y por el E, hasta el mismo río Urola.

Los restos líticos recuperados en estas primeras intervenciones apuntaban hacia una ocupación en campamentos ocasionales durante la primera mitad del Paleolítico Superior. Sin embargo, sobre todo en la llamada Cata V, efectuada por los miembros del Grupo Antxieta, se reconocían unas industrias más toscas, que recordaban al Paleolítico Inferior. Como resultado de esta observación se animó a investigar en Irikaitz y desde 1998, hasta la fecha, se han venido desarrollando sucesivas campañas de excavación en esta misma zona (que se

referirá aquí como excavación principal), junto a diversos sondeos perimetrales (Arrizabalaga, 1999, 2000, 2001 y 2002). En las mismas, se ha podido comprobar la existencia de varios niveles correspondientes al Paleolítico Inferior en la zona, alguno de los cuales (el IV) empieza a presentar ya un perfil tipológico más definido.

**Descripción del depósito de Irikaitz y de algunos de sus materiales**

Irikaitz es un depósito al aire libre, situado en una amplia ladera que desciende hacia el río Urola en su curso medio, entre los actuales núcleos urbanos de Lasao y Zestoa. Aunque resulta pronto aún para delimitar de modo definitivo el yacimiento, se sabe que han sido recuperados restos arqueológicos (en superficie o mediante sondeos) en una extensión de unos 80.000 $m^2$. La mayoría de estos testimonios ha sido localizada en estratigrafía, por debajo de la superficie del nivel alterado por la actividad antrópica. Los restos han sido recuperados en diversos puntos de una amplia ladera de pendiente moderada que desciende hacia el cauce del Urola. En momentos recientes se han sucedido las alteraciones severas del depósito, entre las que caben destacarse el trazado del ferrocarril de vía estrecha del Urola (hacia 1920), incluyendo la apertura de una trinchera y la edificación de una estación para el Balneario, así como la construcción del campo de fútbol de Zubiaurre sobre el propio yacimiento (hacia 1960). Estas actuaciones obligan a reconstruir la dinámica posdeposicional del depósito ya que, al incidir sobre sedimento arqueológico, han repartido restos industriales por una superficie amplia de terreno. A pesar de que el yacimiento ha sido recientemente (julio de 2001) calificado con la máxima protección jurídica y urbanística por el Gobierno Vasco y el Ayuntamiento de Zestoa ha comenzado un nuevo campo de fútbol en otra zona, el proyecto de remodelar el campo existente sobre Irikaitz reverdece periódicamente, con grave riesgo para la conservación del depósito.

En cada una de las cinco campañas de excavación desarrolladas hasta la fecha se han abordado dos iniciativas. En primer lugar, una actuación principal en las proximidades de la denominada “Cata V” por los descubridores del yacimiento. En segundo término, un sondeo de superficie variable en el perímetro de la zona reconocida como depósito arqueológico, con el fin de irla acotando. Todos estos sondeos perimetrales han arrojado resultados positivos en distinto grado, incluyendo materiales arqueológicos sobre estratigrafía intacta.

Entre estos últimos, se debe destacar que, con vistas a la futura extensión de la excavación del yacimiento, en 2002 abrimos un sondeo, unos 75 m al NE de la excavación principal. La elección de la zona estuvo guiada por el hecho de que los restos del Paleolítico Superior parecían mejor conservados allí, según los datos proporcionados por las catas del Grupo Antxieta de Azpeitia. Aunque se trata sólo de dos $m^2$ de excavación, una vez superado el nivel I, revuelto por el arado (y casi estéril) se encontró con un depósito de alta densidad. En apenas 40 cm de profundidad y dos niveles arqueológicos, se han recuperado unos 800 restos líticos, adscribibles al Gravetiense y al Paleolítico Inferior. Estas dos unidades arqueológicas excavadas, II y III, recuerdan respectivamente a las unidades III y IV de la llamada Cata V. En la unidad II, la densidad de restos gravetienses es muy alta, descendiendo posteriormente en la unidad III (pero sin llegar a desaparecer). La reconstrucción que se hace, a la vista de las circunstancias en la dispersión de los restos y de las características de la estratigrafía, es la siguiente: tanto el nivel II, como el III, deben ser datados originalmente en el Paleolítico Inferior. Desde épocas muy antiguas (anteriores desde luego a la formación del nivel I, posteriormente arado y que es casi estéril), los niveles gravetienses que se ubicaban por encima del nivel II han sido desmantelados por la erosión y parte de sus restos se ha percolado en el seno del nivel III y, sobre todo, el II. Los restos con debitado laminar, casi exclusivamente en sílex y entre los que se cuenta cuatro puntas de la Gravette, dos buriles de Noailles y tres laminitas Dufour, aparecen en posición topográfica oblicua o totalmente vertical, intercalados entre las grandes lascas y soportes masivos empleados en el Paleolítico Inferior. La elección de unos cuadros en rellano, próximos a la trinchera del que fuera ferrocarril del Urola, ha generado cierta distorsión en la sedimentación, que se espera limitar a medida que se extienda la excavación hacia el O, remontando la ladera. En todo caso, afortunadamente, las características de los conjuntos industriales atribuibles a una y otra época son muy claras (materia prima, laminaridad, debitado, tipos de talón o soporte, modos de retoque), de modo que podrían establecerse los límites entre uno y otro conjunto, incluso a falta de la disposición vertical de la mayoría de los restos del Paleolítico Superior.

En la serie del sondeo 2002, además de 450 microlascas en sílex o débris, hay casi 175 lascas y quince láminas o laminitas (estos materiales, deben ser adscritos, en general, al nivel gravetiense desmantelado). El material de talla resulta también muy importante, comprendiendo ocho núcleos, veinte soportes masivos con extracciones, media docena de avivados, un yunque o diez percutores. En cuanto a los soportes retocados, cabe añadir a los tipos propios del Paleolítico Superior descritos más arriba un extraordinario chopping tool, dos hendedores, dieciséis útiles sobre soporte masivo, tres denticulados o seis elementos con retoque abrupto. Este conjunto ofrece una densidad muy alta para el volumen de sedimento excavado y aconseja desplazar el año que viene el área principal de excavación a la nueva zona excavada.

Por lo que se refiere a la excavación principal, comprende una superficie de 48 $m^2$, en los que se ha profundizado hasta diferentes cotas, en función a las condiciones de la estratigrafía en cada punto (la superficie completa para los niveles I, II y III, 42 $m^2$ para el nivel IV y áreas discontinuas para las unidades descritas como V y VI). Se han sondeado los cuadros C11 y D11 en 5 m desde la superficie, sin lograr alcanzar la roca madre y obteniendo materiales arqueológicos hasta una profundidad cercana a los 4 m. Desde el punto de vista estratigráfico, han sido diferenciados dos ciclos sedimentarios hasta el momento, el superior y el inferior, en ambos casos constituidos por gruesos paquetes de arcilla. El ciclo inferior (que llega a tener 3,5 m de potencia) se apoya probablemente sobre la roca madre y presenta a techo una superficie en la que parecen reconocerse depresiones de planta circular o elíptica, de varios metros de radio y más de 0,5 m de profundidad. En la estratigrafía provisional de Irikaitz comprende los niveles V y VI, el primero de los cuales al menos incluye industria lítica.

El ciclo superior se asienta sobre esta superficie irregular, colmatando las depresiones observadas (nivel IV) hasta mostrar una estratigrafía cuyos buzamientos son coherentes con los actualmente mostrados por la ladera de Irikaitz. Desde el punto de vista sedimentológico, también está integrado por paquetes de arcilla sin apenas elementos líticos no aportados por el ser humano. Todos los niveles incluyen algún material arqueológico, si bien los pertenecientes al nivel I, por ubicarse en el suelo removido por las tareas agrícolas, carecen de la necesaria contextualización.

Hasta la fecha, se cuenta con cerca de seiscientos elementos inventariados para los niveles II a V (ambos inclusive) cuya elaboración y presencia en el lugar obedecen con seguridad a la acción humana. Además, otro numeroso grupo de restos plantea dudas razonables acerca de uno o ambos aspectos arriba señalados, probablemente debido a problemas de conservación de los indicios en el sedimento acidificado del depósito. La distribución de estos restos muestra grandes diferencias entre unidades, representando con mucho el nivel IV (con más de doscientos elementos tallados) la principal unidad a ser valorada. Será necesario ampliar la superficie de excavación y recuperar más indicios de los restantes niveles como fase previa a una descripción provisional de los niveles II, III y V. Sin embargo, comenzamos ya a tener una impresión bastante precisa sobre las características de la ocupación que describimos como nivel IV (Tablas 1 y 2).

| **IRIKAITZ. Nivel IV (1.998-20.01)** | | |
|---|---|---|
| ***Materia Prima*** | ***Σ*** | ***f*** |
| Arenisca | 137 | 68,5 % |
| Nódulos ferruginosos | 16 | 8,0 % |
| Limonita | 13 | 6,0 % |
| Sílex | 13 | 6,5 % |
| Vulcanita | 10 | 5,0 % |
| Cuarcita | 4 | 2,0 % |
| Cuarzo | 3 | 1,5 % |
| Otros | 4 | 2,0 % |

Tabla 1. Irikaitz (Nivel IV). Distribución por materias primas líticas.

*Irikaitz (Level IV). Distribution for lithic material.*

En primer lugar, cabe destacarse que los restos líticos recogidos en este nivel fueron sometidos a un filtrado previo, al objeto de descartar aquellos elementos que no presentan (por su condición o por su estado de conservación) indicios seguros de estar manipulados por el ser humano. Sin embargo, resulta muy probable que no sólo los aquí presentados, sino todos ellos, hayan sido aportados al depósito por éste, aunque todavía resulte problemático demostrar esta hipótesis. Siguiendo este criterio (el habitual para cronologías del Paleolítico Inferior), se han tabulado sólo 200 restos líticos, a los que cabría sumar otras 12 piezas recuperadas en la cata inicial (cuadro G13 de nuestra excavación) por miembros del Grupo Antxieta de Azpeitia. Para una superficie de 35 $m^2$ excavados hasta este nivel, se obtiene una densidad restringida al nivel IV, superior a 6 restos trabajados por $m^2$. Esta media no desentona con la presentada por otros depósitos relevantes del Paleolítico Inferior europeo: Clacton (0,4 a 4), Castel di Guido (0,9), Ambrona (1), Swanscombe (1,7 a 25), Schöningen (1,8), Torralba (2'5), Áridos (4,5 a 11), San Quirce (31,6 a 448) o Isernia (38,5 a 67,5) (Gamble, 2001).

La Tabla 1 muestra la distribución de los 200 restos directamente recuperados en estratigrafía, atendiendo al criterio de materia prima empleada. Como puede verse, la pauta de selección de materia prima resulta también muy similar a la descrita para otros depósitos del Paleolítico Inferior cantábrico y peninsular

(Molones *et al*., 1996; Montes y Sanguino, 1998). Concretamente, se caracteriza por el oportunismo (empleo de los materiales disponibles en el entorno próximo) y la inmediatez (escasez de materiales transportados desde distancias superiores a 10 km). En este sentido, resulta lógica la sobreabundancia (68,5 %) de restos confeccionados sobre arenisca (en particular, una arenisca bien cementada, que produce buenos filos al ser tallada y que se conserva relativamente bien), como la que puede encontrarse todavía ahora en el curso medio del río Urola. También el segundo grupo de materiales empleados (limonitas y nódulos ferruginosos, con el 14,5 % del total) es accesible en el entorno. Como materiales aportados, seguramente ya en su forma final, sólo se puede anotar el sílex (6,5 %) y la cuarcita (2 %). Entre estas materias alóctonas no se han recuperado núcleos, avivados o materiales que permitan suponer una talla in situ, sino sólo lascas brutas o elementos retocados.

La Tabla 2 permite una aproximación preliminar a la distribución de los restos tallados del nivel IV. La distribución general de la misma apunta hacia un sitio de taller, en el que se tiene cierta sobrerrepresentación de núcleos, matrices y soportes masivos con extracciones o de percutores. En su conjunto, los restos no retocados agrupan al 70 % de la serie. Siguiendo un criterio provisional (en la clasificación definitiva se incluirán también determinadas lascas con formato predeterminado como útiles) se ha consignado, entre los soportes retocados, el 30 % restante de la serie. Entre los elementos retocados, cabe destacar los que incluyen retoques no articulados (8 %) o los que muestran delineaciones en escotadura o denticulado (10,5 %). La clasificación definitiva se establecerá atendiendo a temas tipológicos recurrentes en la organización de las piezas. Entre los temas que se van perfilando como relevantes en la interpretación cronotipológica del nivel IV de Irikaitz se incluyen las grandes lascas con filo transversal (a modo de sencillos hendedores), los denticulados sencillos (tipo espina), los abruptos transversales o los grandes biseles en diedro. Hasta el momento, sólo se ha recuperado una pieza compatible con la descripción de bifaz y las raederas descritas se ajustan muy superficialmente al concepto clásico de estos útiles (entre otras razones, por su formato muy grande). El único núcleo de aprovechamiento centrípeto recuperado en Irikaitz se localiza en otro nivel. En definitiva, aunque no resulta fácil encontrar paralelismos para esta industria, tanto su caracterización, como la ausencia de determinados elementos tipológicos permiten ubicarla dentro del Paleolítico Inferior, probablemente avanzado.

| **IRIKAITZ. Nivel IV (1.998-2.001)** | | |
|---|---|---|
| ***Restos tallados*** | ***Σ*** | ***f*** |
| **Soportes no retocados** | **140** | **70 %** |
| Lascas brutas | 87 | 43,5 % |
| Lascas muy pequeñas | 15 | 7,5 % |
| Núcleos/ matrices | 7 | 3,5 % |
| Masivos con extracciones | 22 | 11,0 % |
| Percutores | 8 | 4,0 % |
| Avivados | 1 | 0,5 % |
| **Soportes retocados** | **60** | **30 %** |
| Retoques no articulados | 16 | 8,0 % |
| Ir 1 (CT) | 6 | 3,0 % |
| Ir 2 (D) | 21 | 10,5 % |
| Ir 3 (A) | 5 | 2,5 % |
| Ir 4 (B) | 4 | 2,0 % |
| Ir 5 (T) | 2 | 1,0 % |
| Ir 6 (R) | 2 | 1,0 % |
| Otros | 4 | 2,0 % |

Tabla 2. Irikaitz (Nivel IV). Distribución por tipos de soporte de la industria lítica.

*Irikaitz (Level IV). Distribution for types of blanks of the lithic industry.*

De modo paralelo a la excavación, se ha procedido al muestreo polínico, antracológico y micromorfológico del depósito (en un apartado, a continuación, se detallan datos arqueobotánicos preliminares). A falta de restos arqueozoológicos, se ha extremado la atención a las restantes disciplinas que aportan información ambiental y geocronológica. En estas disciplinas se cuenta con informes preliminares al respecto de la caracterización paleoambiental del nivel IV. En los tres casos, los elementos de juicio discriminados apuntan hacia una ocupación en algún momento templado y húmedo, probablemente durante el último interglaciar (Eemiense). Provisionalmente, hasta que se cuente con una serie más amplia de objetos tipologizables o con

alguna datación absoluta (lo que se está persiguiendo con otros procedimientos, como TL y OSL), esta adscripción parece verosímil y ajustada a la tipología de la industria. En todo caso, el nivel IV de Irikaitz correspondería a un momento templado anterior al Eemiense, pero difícilmente posterior.

**Algunas consideraciones sobre las particularidades del yacimiento y el procedimiento de excavación**

La relevancia del yacimiento de Irikaitz radica en las relativamente buenas condiciones de conservación de sus materiales. El hecho de tratarse de un depósito al aire libre y muy lavado por las precipitaciones ha impedido, desgraciadamente, la conservación de restos arqueozoológicos en el lugar. Sin embargo, todas las informaciones recopiladas hasta la fecha acerca de Irikaitz indican que se trata de un depósito de carácter primario, en el que los objetos no se localizan en posición derivada, como viene siendo habitual para los testimonios del Paleolítico Inferior en el País Vasco y fuera del mismo (Baldeón, 1990; Barandiarán, 1988; González Echegaray y Freeman, 1998; Montes, 2003, Rodríguez Asensio, 2001, Sáenz de Buruaga, 2000). Los datos diversos recogidos en el lugar permiten cifrar en menos de 30 cm el desplazamiento horizontal de los diversos restos de este nivel. Más difícil de acotar resultan los movimientos verticales dentro de un suelo arcilloso en el que las lombrices, los topos, las raíces de los árboles y las grietas originadas en los ciclos de desecación e hidratación del suelo inciden en una desplazamiento de componentes de pequeña talla hacia puntos inferiores. Este desplazamiento vertical está acreditado para algunos materiales sedimentarios (con especial gravedad en determinados cuadros) y cabe suponer que también ha podido originar la percolación de algún resto lítico de pequeña talla. En este sentido, los muestreos arqueobotánicos y sedimentológicos acometidos lo han sido en zonas en las que se considera menor este efecto de percolación de materiales.

Como primera premisa para el estudio de Irikaitz se quiso desde un primer momento averiguar si el depósito correspondía a una deposición de carácter primario o derivada. En la campaña de 1998 (y reiterativamente en las consecutivas) se recopiló numerosa información que aboga a favor de que Irikaitz es un yacimiento en posición primaria. En primer lugar, los restos líticos elaborados sobre materias duras, como el cuarzo o la cuarcita, no muestran indicios de rodamiento o pulido, mientras que el redondeamiento de materias blandas (la vulcanita, por ejemplo) es compatible con la evolución natural de este material imbuido en un suelo lavado y acidificado. El registro más numeroso (el lítico) no aparece clasificado, ni según la relación talla/peso (propia de una terraza fluvial), ni con una orientación dominante sobre el eje mayor de la pieza (como sucedería, por ejemplo, en un glacis u otras estructuras con movimiento de ladera). Como tercer argumento señalar la gran coherencia interna (materias primas, tipo de elementos presentes, interpretación conjunta de los mismos, etc) que muestran las unidades descritas, incluyendo desde luego la posibilidad de efectuar remontajes de distintas piezas líticas cuyas fracturas presentan pátina antigua y próximas entre sí en topografía. En este mismo sentido, la lectura e interpretación estratigráfica del propio yacimiento también indica claramente que, con independencia del desarrollo posdeposicional del sedimento, éste se encuentra aproximadamente donde se depositó. Finalmente, cada una de las unidades descritas presenta otros materiales de contextualización, de modo muy visible, restos de carbón vegetal que atestiguan la presencia de seres humanos en las inmediaciones del punto que venimos excavando. En su conjunto, esta batería de argumentos cruzados permite llegar a la conclusión de que el nivel IV de Irikaitz (y probablemente los restantes) constituye un depósito de carácter primario.

La estrategia de excavación ha estado dirigida en dos direcciones diferentes, delimitar el yacimiento y tener una lectura adecuada de las ocupaciones en un área de limitada superficie. En ambas se han obtenido resultados en las campañas efectuadas hasta la fecha. Con respecto a la delimitación del yacimiento, el hecho de que se hayan obtenido testimonios arqueológicos en todos los sondeos efectuados puede llevar a la conclusión de que encontrarse ante un yacimiento de dimensiones colosales, poco compatible con el tipo de asentamientos que se registran a lo largo de Paleolítico. Sin embargo, resulta mucho más probable que Irikaitz sea un área amplia en la que se han sucedido a lo largo del tiempo ocupaciones bastante ocasionales y de pequeñas dimensiones, eso sí, en zonas diferentes. En este sentido, la dificultad principal en la caracterización de Irikaitz no radicaría tanto en describir los conjuntos recuperados en una secuencia vertical (como la que se viene excavando), como en comprender adecuadamente las relaciones horizontales entre las distintas fases de asentamiento en el lugar. Probablemente, es este el motivo por el cual los materiales recuperados en superficie en distintos puntos no son excesivamente coherentes. Para el conjunto de Irikaitz se perciben dos momentos en los que el sitio se ocupa reiteradamente, el Paleolítico Inferior (probablemente, en una fase avanzada) y los inicios del Paleolítico Superior. Sin embargo, si se quiere acometer el conocimiento detallado del sitio, resulta necesario emprender una excavación en extensión sobre una amplia superficie de terreno. En este sentido, los sondeos puntuales efectuados permiten conocer mejor la potencialidad de cada zona y planificar a medio plazo esta iniciativa.

La excavación de hasta 48 $m^2$ en una zona puntual de Irikaitz ha arrojado también importantes resultados, sobre todo en lo referente a la caracterización del nivel más rico, el IV. Éste presenta un conjunto coherente (probablemente procede de una misma ocupación) de densidad media/alta. Quizá sea un asentamiento

de cierta duración en una ladera cubierta por caducifolios (robles y avellanos, entre otros) junto al río Urola. Al mismo se aportan algunos restos líticos de pequeña talla en sílex y cuarcita, aunque la actividad de talla principal se centra en grandes cantos de arenisca, nódulos ferruginosos y vulcanitas, recogidos del propio río y trabajados toscamente. La composición por soportes de la muestra estudiada apunta a que este asentamiento se producía, dominantemente, un uso como taller (núcleos, percutores, material bruto de talla de diferentes tamaños, etc).

En cuanto al nivel V, puede empezar a ser descrito a partir de la acumulación de efectivos derivada de la campaña 2002. Tres son las diferencias fundamentales con respecto al nivel superior (IV): desde la perspectiva de la materia prima, pierde relevancia la arenisca, a favor de los nódulos ferruginosos y limonitas; desde el punto de vista tipométrico, los pequeños cantos y lascas inferiores a los cinco centímetros representan una parte muy significativa del nivel V, frente a los grandes soportes dominantes en el nivel IV; finalmente, son conjuntos muy diferentes desde el punto de vista tecnotipológico, ya que ahora son frecuentes las delineaciones denticuladas y los útiles de tipo clactoniense. La ausencia de elementos bifaciales en la serie, junto a las características anteriores, dotan al conjunto de un aspecto que rememora el Tayaciense. Sin embargo, será necesario incidir aún más sobre esta unidad antes de adscribirla con cierta seguridad.

Concluir con un sencillo ejemplo para ilustrar la necesidad de reorientar la investigación de esta época. La Tabla 2, presentada con la distribución por soportes del nivel IV de Irikaitz, ofrece aspectos llamativos, tanto por la sobreabundancia de lascas brutas, como por la composición heterométrica de los soportes. La mayor parte de los soportes que incluyen retoques están confeccionados sobre lasca y no sobre soportes masivos, como cabría esperar, a la vista de las recolecciones de superficie efectuadas en diversos puntos del país. La diferencia radica en que los depósitos estratificados presentan una imagen más global y fidedigna de la composición de una serie, en tanto que una muestra recolectada en superficie está integrada de acuerdo al prejuicio del prospector acerca de lo que es o no digno de ser recogido. Sin embargo, existe el contrasentido de que, al obedecer la mayoría de los depósitos identificados al segundo patrón, es este tipo de series la que marca pautas acerca de la composición del Achelense Medio, Achelense Avanzado, Achelense Final o Musteriense de Tradición Achelense y trata de establecer los límites entre categorías.

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado parcialmente por el Grupo de Investigación Consolidado y de Alto Rendimiento de Prehistoria de la Universidad del País Vasco (9/UPV 155.130-14570/2002).

## Referencias

Arrizabalaga, A. (1999). Irikaitz (Zestoa, Gipuzkoa). *Arkeoikuska, 98*, 141-144. Gobierno Vasco. Vitoria.

Arrizabalaga, A. (2000). Irikaitz (Zestoa, Gipuzkoa). *Arkeoikuska*, 99, 116-120, Gobierno Vasco. Vitoria.

Arrizabalaga, A. (2001). Irikaitz (Zestoa, Gipuzkoa). *Arkeoikuska, 2000*, 105-109. Gobierno Vasco. Vitoria.

Arrizabalaga, A. (2002). Irikaitz (Zestoa, Gipuzkoa). *Arkeoikuska, 2001*, 143-146. Gobierno Vasco. Vitoria.

Baldeón, A. (1990). El Paleolítico inferior y medio en el País Vasco. Una aproximación en 1990. *Munibe (Antropologia-Arkeologia)*, 42, 11-22.

Barandiarán, I. (1988). *Prehistoria: Paleolítico.* Historia General de Euskalerria. Auñamendi. San Sebastián.

Gamble, C. (2001). *Las sociedades paleolíticas de Europa*. Ariel Prehistoria. Barcelona.

González Echegaray, J. y Freeman, L.G. (1998). *Le Paléolithique inférieur et moyen en Espagne*. Collection L'Homme des Origines, 6. Million. Grenoble.

Moloney, N., Raposo, L. y Santonja, M., eds. (1996). *Non-Flint Stone Tools and the Palaeolithic Occupation of the Iberian Peninsula. BAR International Series 649*. Oxford.

Montes, R. (2003). *El primer poblamiento de la Región Cantábrica. El Paleolítico inferior cantábrico*. Monografías del Museo Nacional y Centro de Investigación de Altamira, 18. Madrid.

Montes, R. y Sanguino, J. (1998). La adquisición de materias primas en la región cantábrica durante el Paleolítico inferior, *Rubricatum 2. Actas de la 2ª Reunió de Treball sobre Aprovisionament de Recursos Lítics a la Prehistòria*, 77-87. Barcelona.

Rodríguez Asensio, J.A. (2001). *Yacimiento de Cabo Busto. Los orígenes prehistóricos de Asturias*. Ed. Gran Enciclopedia Asturiana/GEA 2000. Gijón.

Sáenz de Buruaga, A. (2000). El Paleolítico Inferior y Medio en el País Vasco: síntesis de datos y algunas reflexiones. *SPAL*, 9, 49-68. Sevilla.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# EL YACIMIENTO ARQUEOLÓGICO DE IRIKAITZ (ZESTOA, PAÍS VASCO). CONTEXTUALIZACIÓN ARQUEOBOTÁNICA Y EN EL MARCO DEL PALEOLÍTICO INFERIOR VASCO

## The archaeological site of Irikaitz (Zestoa, Basque Country). Archaeobotanical contextualization and in the Basque Lower Palaeolithic framework

A. Arrizabalaga, M.J. Iriarte y M. Ruiz Alonso

Área de Prehistoria. Universidad del País Vasco. Facultad de Filología y Geografía-Historia. C/ Tomás y Valiente s/n. 01006 Vitoria.

fgpirchm@vc.ehu.es

**Resumen**

El yacimiento de Irikatz (Zestoa, Gipuzkoa) incluye niveles correspondientes a cronologías del Paleolítico Superior e Inferior y está en curso de excavación desde 1998. Es una de las principales novedades en la investigación del Paleolítico Inferior vasco, sobre todo a partir de la constatación de que se trata de un depósito en posición primaria. Se describen de modo preliminar el contexto arqueobotánico (Palinología y Antracología) del depósito, así como la trascendencia que puede tener este yacimiento en el contexto del Pirineo occidental.

**Palabras clave:** Paleolítico Inferior, Achelense, Arqueobotánica, península Ibérica, Europa, Pleistoceno.

**Summary**

The site of Irikatz (Zestoa, Gipuzkoa) includes levels corresponding to chronologies of the Upper and Lower Palaeolithic and it is in excavation course from 1998. It is one of the main novelties in the research of the basque Lower Palaeolithic, mainly since the verification that it is a deposit in primary position. In this work it will be described in a preliminary way the archaeobotanical context (Palynology and Anthracology) of the site, as well as the transcendency that can have this location in the context of the western Pyrenees.

**Key words:** Lower Palaeolithic, Acheulean, Archaeobotany, Iberian Peninsule, Europe, Pleistocene.

### Introducción

Irikaitz (Zestoa, País Vasco) es un yacimiento arqueológico al aire libre de gran superficie (al menos de unas 8 Ha). Ocupa el espacio interior de un meandro encajado en el curso medio-alto del río Urola, aunque no se ha localizado hasta el momento traza alguna de terrazas en los 5 m de secuencia registrada. A pesar de situarse en una zona de cierta pendiente, sobre la ladera de una pequeña colina, no se detectan rasgos de reptación entre los materiales recogidos, ni en el caso de la industria, ni en el del sedimento que la contiene. Diversas observaciones (remontajes de piezas, ausencia de clasificación u orientación dominante de los restos, objetos no rodados, presencia de elementos de contextualización, etc.) permiten suponer que, al menos los niveles IV y V (Paleolítico Inferior) mejor conocidos, están en posición primaria. La investigación en Irikaitz está todavía dando sus primeros pasos, no pudiendo considerarse los resultados disponibles hasta el momento como definitivos (Arrizabalaga, 1999, 2000, 2001 y 2002).

### Contexto arqueobotánico de Irikaitz

Desde la primera campaña de excavación se ha muestreado Irikaitz desde la perspectiva arqueobotánica. La presencia de restos de carbón en el sitio resultaba llamativa, por lo que se procedió durante las dos primeras campañas a una recogida selectiva de los fragmentos mayores, procediéndose a partir de 2.000 a flotar de modo sistemático amplios volúmenes de sedimento, para la recuperación de macrorrestos arqueobotánicos. En el mismo sentido se viene procediendo con la recogida de muestras palinológicas. En ambos casos, los estudios arqueobotánicos acaban de iniciarse, aunque ya se pueden avanzar algunas observaciones preliminares sobre la determinación de los restos de carbón (Mónica Ruiz Alonso) y de polen (María José Iriarte) de Irikaitz.

El examen preliminar de las muestras de carbón se ha centrado en el análisis antracológico de los fragmentos >4 mm del cuadrante sur, bandas 5/9 y F/C. Ha sido examinado un total de 684 carbones, procedentes de 26 capas (de la capa 6 a la 31), englobadas en 4 niveles diferentes (niveles II, III, IV y V). Veintidós carbones no han sido identificados por presentar anatomías retorcidas/distorsionadas (nudos) o porque sus células se presentan cristalizadas o vitrificadas, sin poder reconocerse patrones anatómicos diagnósticos.

La madera identificada hasta el momento en Irikait (Tabla 1 y Fig. 1) corresponde a un mínimo de 17 taxones: *Acer, Alnus glutinosa, Betula, Carpinus, Cornus, Corylus avellana, Fagus sylvatica, Frangula alnus, Fraxinus, Leguminosae, Populus, Quercus subgénero Quercus, Quercus/Castanea, Rosaceae (Pomoideae, Prunus), Salix* y *Ulmus. Quercus subgénero Quercus* es, hasta el momento, el taxón más abundante a lo largo de la secuencia. Se extiende por todo el diagrama disminuyendo su porcentaje en la muestra más reciente. Los porcentajes son muy similares en las muestras antiguas representando en todos los casos más de 50% de los fragmentos identificados. Este taxón incluye todos los *Quercus* de hoja caducifolia y marcescente que en la actualidad crecen en el País Vasco (roble albar, pedunculado, pubescente, quejigo, marojo).

| | **Nivel II** | **Nivel III** | **Nivel IV** | **Nivel V** | **TOTAL** |
|---|---|---|---|---|---|
| *Acer* | 3,4% | | 0,5% | 2,0% | **8** |
| *Alnus* | 17,2% | 4,7% | 5,5% | 2,0% | **53** |
| *Betula* | | | 0,5% | | **1** |
| *Carpinus* | 1,1% | | | | **2** |
| *Cornus* | | | | 6,1% | **3** |
| *Corylus avellana* | 7,6% | 4,7% | 15,3% | 6,1% | **56** |
| *Fagus sylvatica* | 5,7% | 2,7% | 2,2% | 2,0% | **22** |
| *Frangula alnus* | 2,3% | 0,8% | | | **6** |
| *Fraxinus* | 1,1% | 2,3% | 1,6% | | **11** |
| *Leguminosae* | 1,1% | 1,2% | | | **5** |
| *Populus* | 1,1% | 0,8% | | | **4** |
| *Quercus subg.Quercus* | 52,9% | 73,8% | 70,5% | 73,5% | **445** |
| *Quercus sp.* | 1,1% | 6,2% | | 2,0% | **19** |
| *Rosaceae* | 3,4% | 2,3% | 1,1% | 4,1% | **16** |
| *Salix* | 2,3% | 0,4% | 1,6% | 2,0% | **9** |
| *Ulmus* | | | 1,1% | | **2** |
| **TOTAL** | **174** | **256** | **183** | **49** | **662** |
| No Identificado | 7 | 6 | 8 | 1,0 | **22** |

Tabla 1. Resultados frecuenciales del análisis antracológico (n = 662).

*Taxa frequences in the anthracologic analysis (n = 662).*

*Corylus avellana* es abundante en Irikaitz y tiene una mayor representación en los niveles más antiguos (nivel IV), disminuyendo en los más recientes. *Alnus glutinosa* (aliso) aparecería a lo largo de toda la secuencia pero con mayor número en el Nivel II. *Fagus sylvatica* tiene un número inferior de fragmentos pero se evoluciona claramente desde un mínimo (un fragmento) en el Nivel V (y más antiguo), incrementándose los fragmentos hasta el nivel más moderno. El resto de los taxones es muy escaso. *Salix* y *Fraxinus* aparecen con unos porcentajes constantes a lo largo de la secuencia. Representados en un único nivel: *Acer, Frangula alnus, Betula*, *Cornus, Carpinus* y *Ulmus*. También *Pomoideae* y *Prunus*, que a pesar de estar representadas en más de un nivel, la mayoría de sus fragmentos se encuadran preferentemente en uno. *Leguminosae* y *Populus* tendrían una aparición testimonial en los niveles modernos al igual que *Quercus*/*Castanea.*

En cuanto al análisis palinológico del asentamiento, atendiendo a las características del depósito y en función de la evolución de la excavación, el muestreo se ha adaptado al ritmo de la misma. Por este motivo, la recogida de la columna palinológica (cantil F9/F11) se hace progresivo a medida que se profundiza en el registro arqueológico. De todos modos, en un futuro próximo y en función a la estrategia de excavación, se muestrearán otras zonas de esta extensa área de ocupación prehistórica. Por el momento y recién iniciado el proceso de laboratorio, los escasos resultados preliminares de que se disponen corresponden al nivel V de la estratigrafía de Irikaitz (Paleolítico Inferior). En las tres muestras pertenecientes a este nivel se observa la importante influencia que la cercanía del río Urola ejerció sobre la vegetación circundante en la que se aprecia una interesante diversidad arbórea (*Carpinus, Alnus, Quercus, Frangula, Corylus*). En el estrato herbáceo destacan *Ericaceae* y *Poaceae* junto a taxones relacionados con la ribera del río como *Ranunculaceae* y *Cyperaceae*. Por su parte, la humedad ambiental también queda registrada por la presencia mayoritaria de esporas de helechos, destacando *Polypodiaceae* y *Filicales monoletes*. Al disponer de datos preliminares y no está completado todo el estudio palinológico, por el momento no es posible establecer las fluctuaciones y variaciones del paisaje vegetal a lo

largo de la ocupación humana. Sin embargo, es posible adelantar que, en el nivel V de Irikaitz, adjudicado al Paleolítico Inferior, las condiciones paleoclimáticas eran muy favorables y con toda probabilidad se asociarían a un período interglaciar. En virtud del análisis de la industria recuperada se pueden considerar básicamente dos hipótesis, al último (Eemiense) y al penúltimo (Holsteiniense) periodo interglaciar, respectivamente.

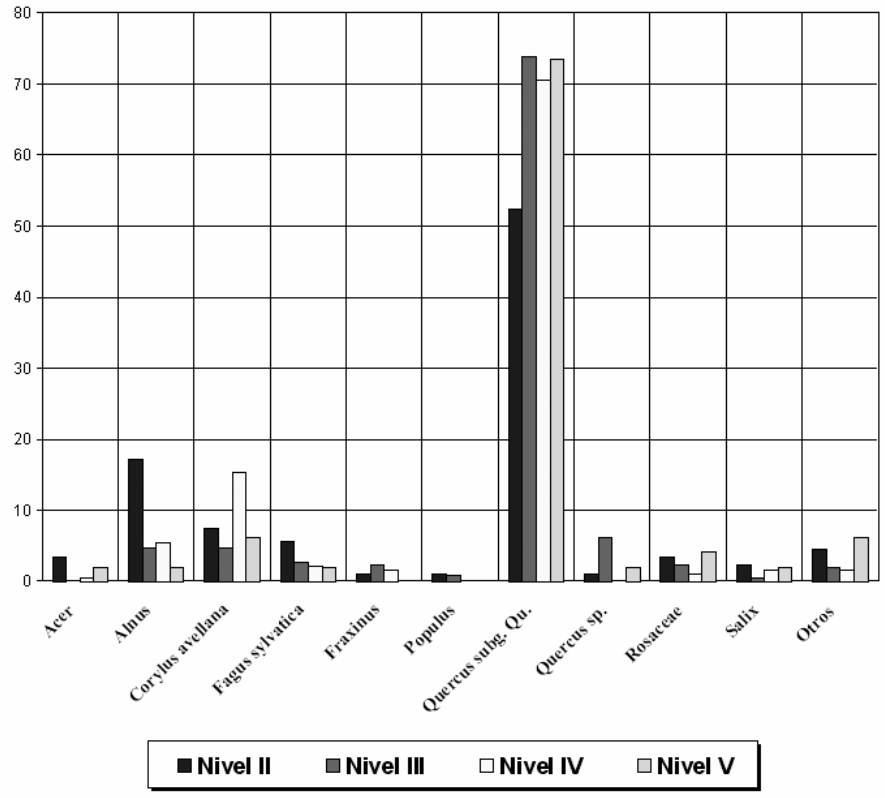



Figura 1. Histograma resultante del análisis antracológico en los diferentes niveles estratigráficos.

*Resulting histograme from the anthracologic analysis in the stratigraphic levels.*

**Irikaitz en el contexto del Paleolítico Antiguo en Euskal Herria**

La investigación del Paleolítico Antiguo en Euskal Herria ha adolecido de problemas de muy distinta índole. En especial, la falta de actuaciones arqueológicas sistemáticas dedicadas a esta época (prospecciones, sondeos o excavaciones) y la ausencia de un adecuado conocimiento geológico y geomorfológico de nuestro Cuaternario han generado una impresión probablemente inadecuada. En virtud de la misma, a excepción de algunos hallazgos aislados y fuera de contexto de piezas "características" (generalmente, bifaces) había cundido la resignación sobre el conocimiento de las poblaciones humanas anteriores al Musteriense. Hasta la aparición de restos musterienses en la base de varias secuencias relevantes en cueva o abrigo (Isturitz, Gatzarria, Olha, Amalda, Lezetxiki, Axlor, Venta Laperra o Arrillor, entre otras), poco se conocía y tampoco era mucho más lo que se podía hacer para incrementar esta información. Incluso un análisis detallado de algún lote significativo, inicialmente atribuido al Achelense, como Murba, permitió reubicarlo en un Musteriense de Tradición Achelense (Baldeón, 1974 y 1988). Este caso permite evidenciar otra de las problemáticas generales que afectan al Paleolítico Antiguo (y que terminan dirigiendo incluso nominalmente el clásico "Paleolítico Inferior" hacia un "Paleolítico Antiguo"): el difícil deslinde de las situaciones cronoculturales del Achelense Final y el Musteriense Antiguo (esta dificultad puede verse comentada en extenso por Rodríguez Asensio, 2001). Como se puede comprobar en diferentes síntesis (González Echegaray y Freeman, 1998; Molones *et al.*, 1996) muchas de estas

dificultades afectan a otros territorios peninsulares. A efectos de contar con una recopilación bibliográfica más o menos completa, se ha incluido en la bibliografía referencias de estos hallazgos (Armendariz, 1998; Baldeón 1978; Baldeón y Murga, 1989; Beguiristain, 1975, 1989 y 2000; Beguiristain y Labeaga, 1993; Gorrochategui y Yarritu, 1984; Irigaray, 1992; Marcos y Mensua, 1958; Passemard, 1924; Sáenz de Buruaga *et al*., 1989; Tabar, 1977 y 1978; Vallespí y García Serrano, 1974; Vallespí y Ruiz de Gaona, 1971).

Para los territorios litorales se aducían las diferentes condiciones de la costa (ausencia de rasa extensa) respecto a áreas vecinas y la ausencia de complejos de terrazas desarrollados como causa de un panorama pobre o estéril (ni una sola mención para Gipuzkoa o Bizkaia). En cuanto a las áreas interiores, serán los grandes complejos fluviales del Adour (sobre todo) y, en menor medida, el Ebro (Zadorra, Ega, Arga, Irati, etc) los que nutren el mapa de localizaciones del Paleolítico Inferior, en posición derivada, junto a materiales posteriores y, por lo general, con bastante poca densidad de hallazgos. También la altiplanicie de Urbasa ha proporcionado materiales relevantes de esta cronología, aunque carentes de contexto estratigráfico y en apariciones generalmente aisladas de utensilios característicos (Barandiarán, 1980 y 1985; Barandiarán y Vallespí, 1980).

En las últimas dos décadas (sobre todo en la última), se ha acelerado el conocimiento de estas cronologías antiguas. En 1980, aún se indicaba "*...De ese poblamiento diremos, en resumen: que es muy escaso, que se produce siempre al aire libre, y que se concentra, junto a los grandes ríos, sobre todo en la franja más meridional del País (en la vertiente del Ebro)*". (Barandiarán, 1980). El catálogo de "citas y referencias de mayor crédito" incluían a Larralde (Ilbarritz), Poïlo (Saint-Pierre d'Irube) y Mouligna, en Lapurdi; Venta de Judas (Lumbier), Zúñiga, Ordoiz (Estella) y conjunto de Sierra de Urbasa ("Raso" y "Otsaportillo": Balsa de Aranzaduya, Andasarri, Otsaportillo, Regajo de los Yesos, Fuente de Aciarri y Pozo Laberri) en Navarra; Aitzabal (Vitoria) y Murba (Torre) en Alava. Son nueve referencias, si se acumulan los hallazgos de Urbasa.

El mismo autor, cinco años más tarde (Barandiarán, 1985), apenas incrementa el listado de yacimientos con los sitios de Coscobilo (Olazagutía, Navarra), Mouguerre (Lapurdi) y Murua (Álava). En otra dirección, enfatiza que desde el punto de vista cuantitativo, los únicos conjuntos industriales que permiten valoraciones tipológicas y precisiones cronoculturales son los de Murba y la serie de Urbasa). La tipología de los yacimientos incluye ahora una cueva destruida (Coscobilo) y permite destacar el valor de depósitos litorales (los aluviones del Adour y playas de Lapurdi) y a altitudes medias, como los afloramientos de Urbasa. También se establece la dificultad de acotar de modo terminante el límite entre Achelense Final y Musteriense Antiguo. Sin embargo, como en la anterior aportación, se aboga por las cronologías cortas para los testimonios industriales, no anterior al Achelense avanzado y quizás en torno a 120.000 años.

En una extensa monografía, cerrada en la misma fecha (Barandiarán, 1988) se amplían al máximo las menciones efectuadas en el País Vasco a la aparición de materiales inferopaleolíticos. Sin embargo, las conclusiones apuntadas en el terreno cronológico y cultural son parejas: "*... El hecho de que varios de esos instrumentos pudieran darse igualmente dentro del complejo Musteriense obliga a ser prudentes en su valoración... De utilizarse modelos sedimentológicos establecidos por los especialistas franceses situaríamos esas formas culturales desde inicios de la Penúltima Glaciación (Riss III), en el interior del Interglaciar Riss-Würm e incluso pasando ya a los inicios de la Ultima (Würm I): en fechas aproximadas entre los 120.000 y los 75.000 antes del presente.*" (Barandiarán, 1988).

Pocos años más tarde, con ocasión del Homenaje a J.M. de Barandiarán en su centenario, se repasa de nuevo la información sobre el Paleolítico Inferior en el País Vasco (Baldeón 1990). En esta ocasión se indicaba: "*...Las más antiguas huellas del hombre en el País Vasco son muy sutiles, demasiado para afirmar algo más que su presencia. Son restos aislados de material lítico, sin contexto sedimentológico y mucho menos estratigráfico. Su atribución a este periodo es meramente tipológica, de ahí su poca precisión y contenido en cuanto a información del hombre primitivo*." (Baldeón, 1990). Entre los hallazgos de piezas aisladas o lotes reducidos se contabilizan quince depósitos (Aitzabal, Peñacerrada, Kargaleku y Belaustegi, en Alava; Zúñiga, Estella, Coscobilo y Lumbier, en Navarra; Biarritz, San Juan de Luz, Mouligna, Bidart, Saint-Pierre d'Irube y Mouguerre, en Laburdi; Tambaou, en Baja Navarra) Con mayor significación se incluyen varias series al aire libre, "*... bien situados en arenales costeros -Kurtzia. Bizkaia-, en altiplanos -conjunto de yacimientos de la Sierra de Urbasa. Navarra-, en terrazas fluviales y graveras -Murba y Manzanos. Alava-*." (Baldeón, 1990). Poco más adelante se considera más adecuado considerar este segundo grupo de yacimientos íntegramente como acumulaciones derivadas originadas en ocupaciones de Paleolítico Inferior y Medio, en las que predominaría el componente del Paleolítico Medio. En este sentido, su opción cronológica resulta aún más conservadora que la expresada por Barandiarán (1985), aceptando justamente la existencia de restos aislados que pueden ser adscritos al Achelense Final.

Cabe señalar un nuevo artículo de Barandiarán (1997), referido a la investigación del Paleolítico y Epipaleolítico en el País Vasco peninsular. En el apartado correspondiente del estado actual del conocimiento

apunta el autor: "*...El Paleolítico Inferior es la etapa peor conocida. No se conserva un solo hueso humano o de los animales que se cazaban, sino utensilios tallados de piedra recogidos sin contexto arqueológico inmediato, en depósito desplazado o 'secundario*'." (Barandiarán, 1997). En esta revisión se incorporan al listado de depósitos los hallazgos en Viana y Lezaun (Navarra), Urrunaga (Alava) y Jaizkibel (Gipuzkoa) y con una importancia especial el lote de la cuenca de Pamplona (García Gazolaz, 1994), con más de quinientas piezas procedentes de hasta quince localizaciones (como Gazólaz, Ibero, Baternain, Arazuri, Orkoien o Cordovilla). Con esta única excepción, quizás datable en el Riss y dentro del Achelense Medio, el resto de indicios localizados en el País Vasco peninsular se siguen adscribiendo al Achelense Avanzado.

Para concluir con esta breve revisión historiográfica anotar un artículo recientemente publicado por Sáenz de Buruaga (2000), que ya recoge las principales novedades mencionadas en esta comunicación y amplía de modo considerable (hasta el Achelense Medio) el espacio cronológico del Paleolítico Inferior en el medio del Pirineo Occidental y Alto Valle del Ebro. En este artículo se enfatiza especialmente la significación de tres lotes industriales, correspondientes, respectivamente, a la Cuenca de Pamplona (Navarra), el embalse de Urrúnaga (Álava) y la meseta de Urbasa (Navarra). Como expresión clara de las dificultades que afectan al estudio de esta época, varios de los depósitos navarros incluidos en la síntesis de Sáenz de Buruaga como correspondientes a un estadio avanzado o final del Achelense son adscritos en otra colaboración, dentro de la misma revista (Beguiristain, 2000) al Musteriense.

Efectivamente, durante los últimos años se han producido novedades relevantes en el mapa del Paleolítico Inferior vasco. En Navarra, es preciso mencionar la ampliación del lote de la cuenca de Pamplona, en un conjunto bastante coherente e identificable con el Achelense Medio (García Gazolaz, 1994). Del mismo modo sucede en Álava, donde el conjunto de yacimientos en torno al embalse de Urrunaga (Sáenz de Buruaga *et al*., 1989) ha permitido tener una perspectiva bastante completa de la serie, relacionada por quienes han revisado el material con el Achelense Avanzado o Final. Hay que anotar también el hallazgo aislado de Mendiguri como novedad en Álava (Sáenz de Buruaga *et al*., 1994). En Bizkaia, se carece hasta la fecha de testimonios seguros de esta época, aunque sí se cuenta con algunos materiales antiguamente recolectados en Kurtzia que sugieren la presencia en el área de depósitos inferopaleolíticos, quizás contrastables a través de referencias complementarias (Cearreta *et al.*, 1991). En el País Vasco continental, concretamente en Bidache, se vienen recogiendo en superficie numerosos bifaces y triedros de aspecto primitivo, que delimitan un conjunto probablemente correspondiente al Achelense Medio (aún no estudiados o publicados en detalle). Las novedades de Laburdi (Arambourou, 1989 y 1990; Chauchat, 1994) representan nuevas contribuciones a la lista de afloramientos de material arqueológico, pero en la misma línea de décadas anteriores: depósitos al aire libre, en posición derivada y en los que el criterio tipológico arrastra la adscripción cronocultural (siempre en la duda entre un Achelense avanzado o un Musteriense de tradición Achelense).

Probablemente es Gipuzkoa el territorio en el que se observan más y más relevantes novedades. Comenzando por Lezetxiki, se trata de un depósito en cueva excavado en primer término por Barandiarán (1956-1968) (en Barandiarán, 1976) y posteriormente, por uno de nosotros (Arrizabalaga, 1996 hasta la fecha). La publicación de la industria de sus niveles inferiores por Baldeón (1993), la consideración de las dataciones absolutas efectuadas sobre los niveles V, VI y VII (Mariezkurrena, 1990) y de diferentes informaciones paleoambientales sobre el nivel VII, así como la refocalización del interés en el yacimiento sobre el húmero fósil localizado en la excavación clásica (que parece mostrar similitudes con restos humanos obtenidos en la Sima de los Huesos de Atapuerca) orientan la sospecha de estar ante un nivel del Pleistoceno Medio sedimentado en cueva. De algún modo se reproduciría, a menor escala, el modelo de El Castillo (Bischoff *et al.*, 1992). Recientemente se ha producido un nuevo hallazgo, pendiente de verificación detallada, en la cueva de Arnailleta, en la que junto a abundante fauna ha sido localizada una docena de piezas líticas de aspecto tosco, probablemente relacionables con el Paleolítico Inferior.

Ya al aire libre, además de la investigación sobre Irikaitz, hay que llamar la atención sobre el extremo nororiental del territorio, concretamente la sierra de Jaizkibel. Junto a las referencias arqueológicas de Jaizkibel publicadas en detalle (Merino, 1986; Arrizabalaga, 1994), se vienen prodigando los hallazgos en superficie de materiales paleolíticos correspondientes a los períodos más diversos. Aunque la investigación en la zona está dando todavía sus primeros pasos, se cuenta con información para suponer que los materiales publicados por uno de nosotros en 1.994, algunos de los incluidos por Merino en su artículo de 1.986 y al menos los obtenidos en otro punto de Jaizkibel deben ponerse en relación con establecimientos del Paleolítico Inferior. Estos yacimientos permiten además enlazar las secuencias del Paleolítico Inferior litoral, tan ricas en Cantabria o Asturias, acaso con Kurtzia en Bizkaia y, desde luego, con la costa de Laburdi. En este contexto, el descubrimiento y excavación arqueológica de Irikaitz cobra un interés especial. Se trata del único depósito estratificado vasco que incluye materiales del Paleolítico Inferior y está en curso de excavación. Con la

salvaguarda de lo más arriba indicado para diversos yacimientos guipuzcoanos, se le podría considerar incluso único (hasta la fecha) en cuanto al caudal de información potencial que de él puede obtenerse.

Recapitulando acerca de lo expuesto en este apartado, señalar que la investigación del Paleolítico Inferior vasco se ha enfrentado a dificultades similares a las de territorios vecinos: ausencia de información previa sobre el terreno, prejuicios sobre la inexistencia de estas cronologías, escasez de hallazgos, falta de estratigrafías o restos en posición primaria, sesgo de las recolecciones según el criterio dominante de lo que es o no es un útil adjudicable a esta época, difícil deslinde entre las cronologías de tránsito entre Paleolítico Inferior y Medio, etc. Esta situación de práctica ignorancia puede corregirse en los próximos años si se es capaz de diseñar una estrategia en la dirección adecuada: con el apoyo directo de geólogos y especialistas en Cuaternario, la selección de zonas de prospección preferente de acuerdo a sus criterios, la sistematización de la prospección de sitios correspondientes a estas épocas, la realización de sondeos (hasta la roca madre) mejor que catas (hasta el primer material arqueológico significativo, lo que va en detrimento de las cronologías más antiguas) y, sobre todo, la excavación correcta de aquellos sitios como Irikaitz, que aportan un registro de gran calidad para el conocimiento de esta época.

**Agradecimientos**

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el Grupo de Investigación Consolidado y de Alto Rendimiento de Prehistoria de la Universidad del País Vasco (9/UPV 155.130-14570/2002).

**Referencias**

Arambourou, R. (1989). Préhistoire autour de Saint-Jean-de-Luz (France). *Munibe (Antropologia-Arkeologia)*, 41, 29-44.

Arambourou, R. (1990). Préhistoire en Pays Basque Nord et Sud des Landes. *Munibe (Antropologia-Arkeologia)*, 42, 91-96.

Armendáriz, J. (1998). Hallazgo de dos nuevos bifaces paleolíticos en el valle del río Ega. *Trabajos de Arqueología Navarra*, 13, 349-357

Arrizabalaga, A. (1994). Hallazgo de un bifaz y otros restos líticos en el monte Jaizkibel (Hondarribia, Gipuzkoa). *Munibe (Antropologia-Arkeologia).*

Arrizabalaga, A. (1999). Irikaitz (Zestoa, Gipuzkoa). *Arkeoikuska 98*, 141-144. Gobierno Vasco. Vitoria.

Arrizabalaga, A. (2000) Irikaitz (Zestoa, Gipuzkoa). *Arkeoikuska 99*, 116-120. Gobierno Vasco. Vitoria.

Arrizabalaga, A. (2001). Irikaitz (Zestoa, Gipuzkoa). *Arkeoikuska 2000*, 105-109. Gobierno Vasco. Vitoria.

Arrizabalaga, A. (2002). Irikaitz (Zestoa, Gipuzkoa). *Arkeoikuska 2001*, 143-146. Gobierno Vasco. Vitoria.

Baldeón, A. (1974). El yacimiento del Paleolítico Inferior de Murba. *Estudios de Arqueología Alavesa*, 6, 17-46.

Baldeón, A. (1978). Estudio de un hachereau aparecido en Peñacerrada (Alava). *Estudios de Arqueología Alavesa*, 9, 11-16. Vitoria.

Baldeón, A. (1987). *El Paleolítico Medio en el País Vasco.* Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Deusto. Bilbao.

Baldeón, A. (1988). El yacimiento de Murba. *Estudios de Arqueología Alavesa*, 16, 7-160. Instituto Alavés de Arqueología.

Baldeón, A. (1990). El Paleolítico inferior y medio en el País Vasco. Una aproximación en 1990. *Munibe (Antropologia-Arkeologia)*, 42, 11-22. San Sebastián.

Baldeón, A. (1993). El yacimiento de Lezetxiki (Gipuzkoa, País Vasco). Los niveles musterienses. *Munibe (Antropología-Arkeologia)*, 45, 3-97.

Baldeón, A. y Murga, F. (1989). Útiles paleolíticos en una gravera del río Zadorra, afluente del Ebro. Alava, *Kobie (Paleoantropología)*, 18, 113-122. Bilbao.

Barandiarán, I. (1967). *El Paleomesolítico del Pirineo Occidental. Bases para la sistematización tipológica del instrumental óseo paleolítico*. Monografías Arqueológicas III. Zaragoza.

Barandiarán, I. (1980). Las primeras formas de organización del hábitat y del territorio en el País Vasco. *El Hábitat en la Historia de Euskadi*, 11-27. Colegio de Arquitectos Vasco-Navarro. Bilbao.

Barandiarán, I. (1985). Harri-Landu Adinaren bilakaera kulturala Euskal Herrian: Paleolito eta Epipaleolito (Mesolito) Aroak. *Euskal Herriaren Historiaz II. Historiaurrea*, 67-105. Universidad del País Vasco. Bilbao.

Barandiarán, I. (1988). *Prehistoria: Paleolítico*. Historia General de Euskalerria. Auñamendi. San Sebastián.

Barandiarán, I. (1997). El paleolítico y el epipaleolítico. Arqueología de Vasconia Peninsular. *Isturitz*, 7, 5-21, Eusko Ikaskuntza.

Barandiarán, I. y Vallespí, E. (1984). Prehistoria de Navarra. *Trabajos de Arqueología Navarra 2* (2ªed.). Pamplona.

Barandiarán, J.M. (1976). *Excavaciones en Lezetxiki (1956-1968)*. Obras Completas de J. M. de Barandiarán, XIII y XIV. La Gran Enciclopedia Vasca. Bilbao.

Beguiristain, M.A. (1975). Contribución al conocimiento del Paleolítico en Navarra: La Colección Barandiarán de Coscobilo de Olazagutía. *Congreso Nacional de Arqueología, XIII*, 119-124. Zaragoza.

Beguiristain, M.A. (1989). Dos nuevos bifaces de tipología achelense en Tierra Estella (Navarra). *Congreso Nacional de Arqueología*, XIX, 37-48. Zaragoza.

Beguiristain, M.A. (2000). Paleolítico medio en Navarra, nuevos datos para una síntesis. *SPAL*, 9, 209-224.

Beguiristain, M.A. y Labeaga, J.C. (1993). Pieza de tipología abbevillense procedente del término de Viana (Navarra). *Cuadernos de Arqueología de la Universidad de Navarra*, 1, 9-16.

Bischoff, J.F., García, J.F. y Straus, L.G. (1992). Uranium-series Isochron dating at El Castillo Cave (Cantabria, Spain): The "Acheulean/Mousterian" question. *Journal of Archaeological Science*, 19 (1).

Bordes, F. (1971). Observations sur L'Acheuléen des grottes en Dordogne. *Munibe*, 23, 5-23.

Cearreta, A. *et al.* (1991). Las dunas litorales de Barrika (costa occidental de Bizkaia). *Kobie*, 19, 77-83. Bilbao.

Chauchat, C. (1994). La station préhistorique de plein air de Lestaulan, quartier de Maignon, à Bayonne (Pyrénées Atlantiques). *Munibe (Antropologia-Arkeologia)*, 46, 3-22. San Sebastián.

Edeso, J.M. (1992). Variaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno medio (extremo oriental de Guipúzcoa. País Vasco). *Lurralde*, 15, 63-106. San Sebastián.

Edeso, J.M. y Ugarte, F. (1990). Algunos datos sobre la paleogeografía litoral cuaternaria de la costa: Jaizkibel- Bahía de Txingudi (Golfo de Bizkaia). *Cuadernos de Sección de Historia*, 16, 27-76. Eusko Ikaskuntza. San Sebastián.

García Gazolaz, J. (1994). Los primeros depredadores en Navarra: estado de la cuestión y nuevas aportaciones. *Cuadernos de Arqueología de la Universidad de Navarra*, 2, 7-47.

González Amuchástegui, M.J. (2000). Evolución morfoclimática del País Vasco durante el Cuaternario: estado de la cuestión. *Revista C & G.*, 14, 79-99.

Gorrochategui, J. y Yarritu, M.J. (1984). Carta Arqueológica de Vizcaya. Segunda parte: materiales de superficie. *Cuadernos de Arqueología de Deusto 9*. Bilbao.

Irigaray, S. (1992). Estudio del yacimiento de Matamala (Viana): los materiales paleolíticos y la industria holocena. *II Congreso General de Historia de Navarra*. Principe de Viana, Anejo 14, 75-86.

Marcos, A. y Mensua, S. (1958). Un hallazgo lítico del Paleolítico Inferior del término de Lumbier (Navarra). *Principe de Viana*, 76-77, 217-225. Pamplona.

Mariezkurrena, C. (1990) Dataciones absolutas para la Arqueología vasca. *Munibe (Antropologia- Arkeologia)*, 42, 287-304.

Merino, J.M. (1986). Yacimiento de Cabo Higuer en el monte Jaizkibel (Fuenterrabía). *Munibe*, 38, 61-94.

Moloney, N., Raposo, L. y Santonja, M., eds. (1996). Non-Flint Stone Tools and the Palaeolithic Occupation of the Iberian Peninsula. *BAR International Series 649*. Oxford.

Montes, R. (1994). Los complejos industriales del Paleolítico inferior en el centro de la Región Cantábrica. *Raña*, 16, I-IV. AEQUA. Madrid.

Montes, R. (2003). *El primer poblamiento de la Región Cantábrica. El Paleolítico inferior cantábrico*. Monografías del Museo Nacional y Centro de Investigación de Altamira 18, Madrid.

Montes, R. y Sanguino, J. (1998). La adquisición de materias primas en la región cantábrica durante el Paleolítico inferior. *Rubricatum 2. Actas de la 2ª Reunió de Treball sobre Aprovisionament de Recursos Lítics a la Prehistòria*, 77-87. Barcelona.

Muñoz, M., Sánchez, M.F. y Ugarte, F. (1990). El entorno geo-ambiental del yacimiento arqueológico de Kurtzia. Sopela-Barrika. Costa occidental de Bizkaia. *Munibe (Ciencias Naturales)*, 41, 107-115. San Sebastián.

Passemard, E. (1924). *Les Stations Paléolithiques du Pays Basque et leurs relations avec les Terrasses d'Alluvions de la Nive.* Bayona.

Rodríguez Asensio, J.A. (2001). *Yacimiento de Cabo Busto. Los orígenes prehistóricos de Asturias*. Ed. Gran Enciclopedia Asturiana/GEA 2000. Gijón.

Rodríguez Asensio, J.A. y Noval, M.A. (2000). *Gijón antes de Gijón. Breve aproximación a los primeros grupos predadores en la Prehistoria de Asturias.* Gran Enciclopedia Asturiana. Ed. Silverio Cañada. Gijón.

Sáenz de Buruaga, A. (2000). El Paleolítico Inferior y Medio en el País Vasco: síntesis de datos y algunas reflexiones. *SPAL*, 9, 49-68. Sevilla.

Sáenz de Buruaga, A., Fernández Eraso, J. y Urigoitia, T. (1989). El conjunto industrial achelense del embalse de Urrúnaga (Alava). *Zephyrus*, XLI-XLII, 27-54.

Sáenz de Buruaga, A., Urigoitia, T. y Madinabeitia, J.A. (1994). Nuevos indicios industriales en cuarcita del Paleolítico antiguo en Álava. *Veleia*, 11, 23-33.

Tabar, I. (1977). Nuevas localizaciones paleolíticas en la Sierra de Urbasa. *Principe de Viana*, 148-149, 371-402.

Tabar, I. (1978). Nuevas localizaciones paleolíticas en la Sierra de Urbasa. *Principe de Viana*, 150-151, 5-33.

Thibault, C. (1976a). Les civilisations du Paléolithique inférieur dans le Sud-Ouest (Pays-Basque, Landes, Gironde), En: H. Lumley, ed. *La Préhistoire Française*, I.2, 905-908. C.N.R.S. Paris.

Vallespí, E. (1971). Novedades del Paleolítico Inferior y Medio vasco: los yacimientos navarros de Urbasa y de Olazagutía. *I Semana Internacional de Antropología Vasca*, 565-579. Bilbao.

Vallespí, E. y García Serrano, R. (1974). Bifaz achelense de Estella. *Cuadernos de Trabajos de Historia*, 3, 9-20. Pamplona.

Vallespí, E. y Ruíz de Gaona, M. (1971). Piezas inéditas de tradición achelense en las series líticas de Coscobilo de Olazagutía (Navarra). *Munibe 23*, 375-384. San Sebastián.

# EL ACHELENSE DEL COMPLEJO GALERÍA (ATAPUERCA, BURGOS) Y DE LA CAUNA DE L'ARAGO (TAUTAVEL, FRANCIA)

## The Acheulian assemblage in the Galería Complex (Atapuerca, Burgos) and the Arago Cave (Tautavel, France)

J. García Garriga y P. García Medrano.

Área de Prehistoria. Universitat Rovira i Virgili. Plaza Imperial Tarraco, nº 1. 43005 Tarragona.

jgarcia@prehistoria.urv.es paolaoliv@hotmail.com

**Resumen**

En los yacimientos de la Cauna de l'Arago y de Galería se han documentado ocupaciones humanas situadas en un lapso temporal entre los 690 - 90 ka BP y los 350 - 120 ka BP, respectivamente. Se trata de dos de los mejores ejemplos en Europa con industrias achelenses elaboradas por el *Homo heidelbergensis*. Estos conjuntos líticos han sido recuperados en secuencias cronoestratigráficas de gran resolución, lo cual ha permitido trabajar con registros bien contextualizados. Las similitudes puestas de manifiesto en los Sistemas Operativos desarrollados justifican la presentación conjunta de los datos obtenidos en el estudio de los dos yacimientos.

**Palabras clave:** *Homo heidelbergenisis*, Achelense, sistemas operativos, Cauna de l'Arago y Complejo Galería.

**Abstract**

Both the Cauna de l'Arago and Galería Complex have Middle Pleistocene hominid settlements, between 350-120 ky BP for Galeria and 600-90 Ky BP for l'Arago. They are two of the best cave sites with Acheulean lithic technology made by *Homo heildelbergensis* in Europe. Two lithic assemblages have been recovered from cronostratigraphic sequences well established and they share the same technical features. For that reason, we present a paper showing together the main conclusions obtained in the lithic analysis from these two sites.

**Key words:** *Homo heidelbergenisis*, Acheulean, Operative Systems, Cauna de l'Arago and Galería Complex.

Los dos yacimientos objeto de estudio en este trabajo se localizan en dos ámbitos geográficos y geológicos diferentes (Fig. 1). Por un lado, la sierra de Atapuerca se encuentra a 15 km de la ciudad de Burgos, en la Meseta Norte, donde confluyen la Depresión del Duero, la unidad del Ebro y la cordillera Cantábrica. Es una formación mesozoica, situada en la margen derecha del río Arlanzón. Está constituida por dolomías y calcarenitas del Cretácico Superior. La formación del karst que conforma la sierra tiene un origen freático, siendo la sedimentación final del Mioceno su fase principal.

Figura 1. Localización del Complejo Galería y de la Cauna de l'Arago.

*Situation of the Galería Complex and Cauna de l'Arago*

Por otro lado, la cueva de l'Arago se ubica en la extremidad meridional del macizo calcáreo de las Corberas francesas, entre la gran llanura del Rosellón y del Aude, próximo a la localidad de Tautavel. Al igual que ocurre en Atapuerca, el río Verduble, a los pies de la cavidad, junto con los acantilados que conforman el valle, crearon unas condiciones ideales para el establecimiento y desarrollo de las ocupaciones humanas prehistóricas. La confluencia de estas unidades geológicas diferentes permitió que en ambos lugares confluyera un espectro amplio de recursos naturales que los humanos habrían aprovechado.

El relleno sedimentario de Galería (Fig. 2) comenzó al menos hace 350 ka (Grün y Aguirre, 1987), prolongándose hasta los 150 ka. Este yacimiento está formado por tres Unidades: Covacha de los Zarpazos (TZ), Trinchera Galería (TG) y Trinchera Norte (TN), en los cuales sus sedimentos se interdigitan. Los niveles inferiores (GI-GII) se formaron entre los estadios isotópicos 9 y 8, en un ambiente cálido en que la masa forestal fue disminuyendo (Rosas *et al.*, 1998), y de los que tan sólo el GII es arqueológico. Los niveles superiores (GIII-GIV) se han situado entre los estadios 7 y 6, con un ambiente templado y húmedo en que existirían una gran variedad de ecosistemas. Únicamente el GIII contiene restos arqueológicos y los últimos niveles responden a un ambiente de cueva cerrada, al igual que el GI.

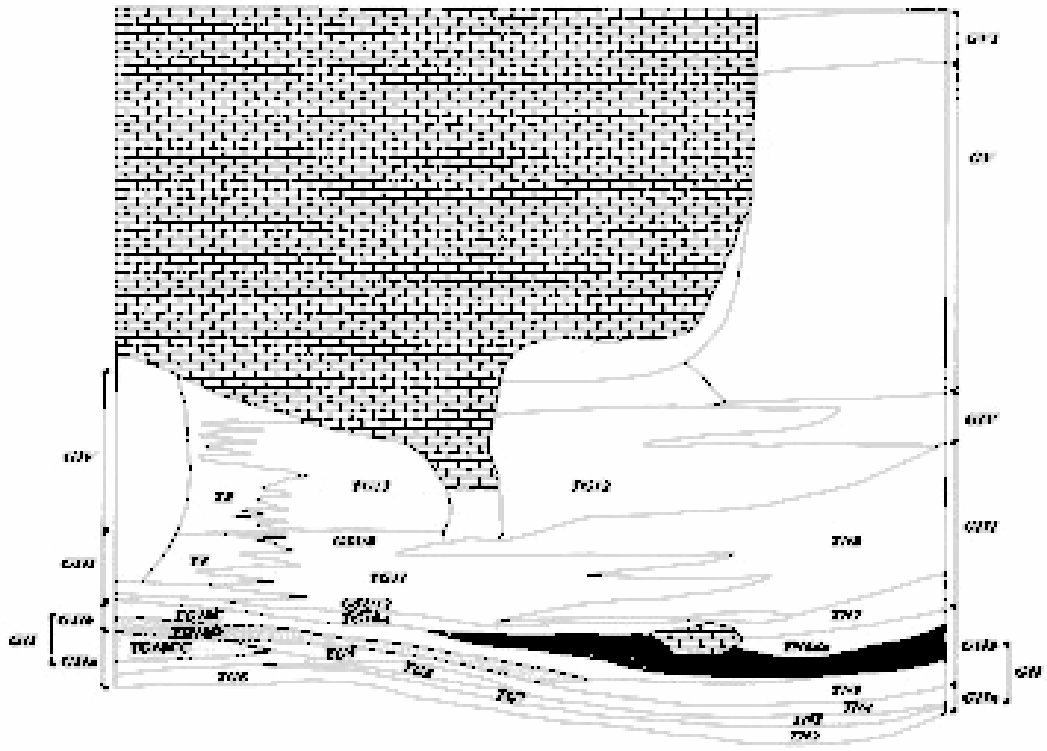


Figura 2. Estratigrafía de la Galería (Márquez, 1998).

*Stratigraphy of the Galería (Márquez, 1998).*

La Cauna de l'Arago (Fig. 3) se formó a raíz de los intensos procesos erosivos que tuvieron lugar a finales del Plioceno. El relleno sedimentario se inició hace unos 700.000 años BP y evolucionó de manera continuada durante todo el Pleistoceno Medio hasta los 90.000 años BP (Lumley y Labeyrie, 1981), constituyendo uno de los depósitos clave para entender el fenómeno achelense europeo. El complejo estratigráfico inferior (niveles W, V, U y T) se formó entre los estadios isotópicos 17 y 15 en condiciones húmedas y frías, durante el cual se sedimentaron básicamente arcillas. El intermedio (niveles J, I y H) ocupa desde los estadios 14 al 12 y se sedimentaron arenas y limos de ambientes mucho más fríos y secos que el

anterior. El complejo superior de la cueva, en cambio, está constituido por capas estalagmíticas alternando con los niveles arqueológicos del G al A (Lumley *et al.*, 1984).

Los restos óseos recuperados en los dos conjuntos pertenecen tanto a fauna como a homínidos adscritos a *Homo heidelberguensis*, aunque en el Arago se han designado bajo la denominación de *Homo erectus tautavelensis* (Rosas y Castro, 1999; Sánchez y Cerdeño, 1999; Moigne, 1983; de Lumley, 1976; Van der Made, 1999). Las especies de animales documentadas en los dos yacimientos son muy significativas en el contexto de las faunas del Pleistoceno Medio. En el Arago abundan especies como el reno (*Rangifer tarandus*; niveles K y L), propios de un paisaje abierto y de un clima frío y seco, el ciervo (*Cervus elaphus*) y el gamo (*Dama sp.*; H y J), que vivieron en condiciones templadas y húmedas, el muflón (*Ovis ammon antiqua*; F), el buey almizclero (*Praeovibos priscus*; F-G) o el caballo de Mosbach (*Equus mosbachensis tautavelensis*; G), propio de paisajes abiertos y de climas fríos y secos. Algunos de estos animales como el ciervo (*Cervus elaphus*), el caballo (*Equus caballus*) o el gamo (*Dama dama clactoniana*) también se encuentran a lo largo de toda la secuencia del complejo Galería.

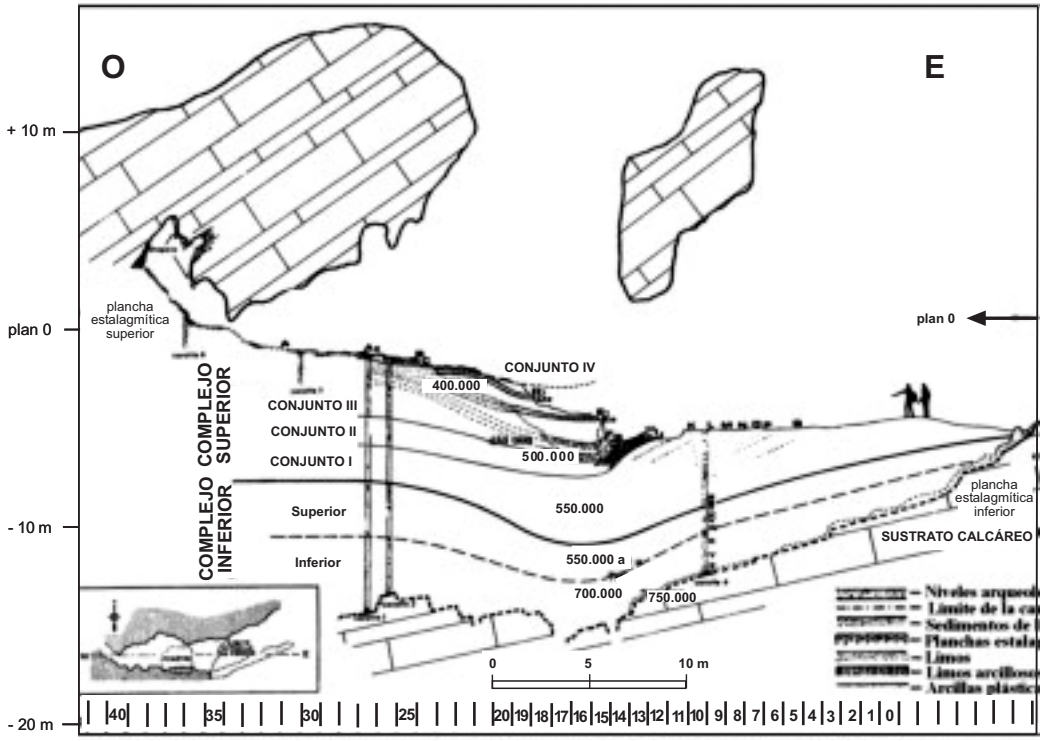



Figura 3. Corte longitudinal de la secuencia estratigráfica de la Cauna de l'Arago (modificado de Lumley *et al.*, 1984).

*Longitudinal section of the stratigraphic sequence of the Cauna de l'Arago (modified from Lumley et al., 1984).*

En cuanto a las materias primas, en general, los homínidos de Galería utilizaron una variedad amplia de rocas, todas ellas obtenidas en un entorno no superior a los 5 km (García Antón *et al*., 2000). La sierra de Atapuerca se caracteriza por la abundancia de una gran cantidad de materiales de procedencia fluvial, a los que se añaden los afloramientos de sílex. Así, los materiales más abundantes en el registro de Galería son el sílex neógeno y la cuarcita. Otros como el sílex cretácico, la arenisca o la caliza también fueron muy utilizados. En la Cauna de l'Arago ocurre prácticamente lo mismo, puesto que sobre el 70 % de los soportes, muy especialmente los de cuarzo, que alcanza casi el 90 % en relación a las rocas talladas en la cueva, podían obtenerse en las proximidades del Centro de Intervención, sobretodo en las terrazas del río Verouble (Grégoire, 2000). En cambio, otros materiales como el sílex

o el jaspe fueron aprovisionados sobre el mismo lugar de formación, situado en áreas mucho más lejanas de la cavidad.

El estudio de las Cadenas Operativas ofrece resultados interesantes y diferentes en los dos conjuntos. En el Complejo Galería, las Cadenas Operativas aparecen muy fragmentadas a lo largo de toda la secuencia, denotando un gran desequilibrio entre las matrices de producción (BN1G) y los productos derivados de su gestión (BP y BN2G). Este rasgo evidencia una gran movilidad de materiales y una talla escasa en el interior de esta cavidad. Sólo en el caso de la Unidad TN parece existir mayor equilibrio entre estas Categorías, lo que evidencia que la talla en este lugar de Galería habría sido más abundante (Mosquera, 1995).

En la Cauna de l'Arago ocurre lo contrario, ya que la Cadena Operativa Técnica, especializada en la talla de rocas como el cuarzo, está completa en casi todos los materiales, a excepción del sílex y del jaspe, de los que muy probablemente debieron aportarse a la cueva algunos artefactos ya configurados. Las demás Categorías Estructurales, por lo tanto, están muy bien representadas en el registro en todas las demás rocas, hecho que permite sugerir que la actividad técnica debió desarrollarse en este caso en el interior de la cavidad (Lumley, 1979; García, 2002).

En el complejo Galería es destacable la abundancia de Bases Naturales (BNs), introducidas a la cueva con el fin de utilizarlas como percutores en las secuencias de talla o como machacadores de huesos. Esta última la opción parece la más probable, dado el tipo de gestión de la biomasa animal así como la escasez de talla documentada en el interior de la cavidad (Márquez, 1998; Mosquera, 1995). Al mismo tiempo, la cantidad de BNs es más significativa en los niveles superiores del GIII, lo que podría estar relacionado con el aprovechamiento secundario de la proteína animal.

Algunos de los objetos más numerosos y significativos de todo el registro de l'Arago también son las Bases Naturales (BNs), que fueron introducidas a la cueva seguramente con los mismos objetivos que en Galería. Algunos de estos soportes presentan morfologías muy aplanadas con señales de intervención sobre su superficie, de modo que es lógico pensar en que también se hubieran utilizado, además de para la fracturación de los huesos, como yunques para los procesos de explotación.

Las BN1GC presentes en Galería evidencian la creación de filos distales convexos opuestos a superficies corticales de mayor grosor (*choppers* y *chopping-tools*). La mayoría de ellos están realizados sobre cuarcita. Igualmente, se cuenta con efectivos bifaciales (*bifaces* y *hendedores*). Estas piezas no son muy abundantes, aunque sus morfologías evidencian un gran conocimiento de este tipo de gestión. Aparecen tanto en sílex neógeno como en cuarcita o arenisca. Todos los potenciales morfodinámicos se oponen, en estos grandes formatos, a superficies más abruptas, para facilitar la prensión.

En l'Arago, se han documentado los mismos morfotipos. Igualmente, se ha podido observar una importante selección de las materias primeras de acuerdo con la estructura morfológica a realizar. Algunos de estos soportes, sobre todo los de caliza, se reservaron para la activación de diedros distales de morfologías rectas o ligeramente incurvadas opuestos a superficies corticales o fracturas, que favorecen siempre la ergonomía y la correcta prensión del artefacto. En este yacimiento, la variabilidad tipométrica de estos instrumentos es muy grande, ya que en ocasiones los cantos poseen formatos de gran envergadura y peso, aunque en otros casos poseen dimensiones muy reducidas (*micro-choppers* y *micro-chopping-tools*).

Estamos ante dos de los ejemplos de Modo 2 en que los estándares operativos como el *bifaz* o el *hendedor* no son muy abundantes. Sin embargo, algunos de estos instrumentos están elaborados con gran precisión, lo que evidencia el perfecto conocimiento de sus métodos de talla por parte de estos homínidos.

Los métodos de explotación empleados por los ocupantes de Galería son bastante variados, aunque se podría apuntar una mayor diversificación en los niveles más antiguos. En general, se utilizan sistemas tanto unifaciales como bifaciales. Generalmente los unifaciales están asociados a materias primas con morfología de canto (cuarcita y, en algún caso sílex neógeno), siendo el más abundante el Longitudinal Unipolar. Por otra parte, entre los métodos de explotación bifacial hay que destacar el centrípeto, que se realizó con frecuencia sobre sílex neógeno. Otros como el Ortogonal y el de Preconfiguración de grandes instrumentos también son frecuentes.

Las estrategias de explotación llevadas a cabo en el caso de l'Arago fueron también muy diversificadas. Los sistemas unifaciales y bifaciales, con aprovechamiento de las superficies de intervención a partir de gestiones unipolares y bipolares ortogonales o opuestas se han documentado ampliamente. Sin embargo, predominan los sistemas de reducción basados en la explotación de tres o más caras de la matriz (BN1GE) mediante extracciones ortogonales o bipolares opuestas. En la mayoría de los casos, estos núcleos fueron intensamente explotados, seguramente mediante tallas bipolares indirectas sobre yunque, y suelen presentarse ya en las últimas fases de la explotación (criptonúcleos). Estas estrategias permitieron la producción

de un gran número de soportes (BP), que seguramente debieron usarse directamente sin necesidad de modificar sus bordes.

En Galería, las lascas ofrecen una gama mucho más amplia de materias primas que las BN1G, por lo que cabe suponer que muchas de ellas tendrían una procedencia alóctona. Se han buscado diedros distales o transversales opuestos a plataformas abruptas que, en ocasiones, coinciden con el talón. Seguramente exista alguna relación con la mejora de las capacidades de prensión. Son importantes las *raederas* y *denticulados*, así como también se han documentado algunos efectivos con morfología de punta (*puntas de Tayac*). En el Arago, cuando las lascas fueron retocadas también se optó preferentemente por la activación de diedros distales y laterales rectos, convexos y cóncavos (*raederas*, *denticulados* y *muescas*), aunque también se configuraron triedros distales (*puntas de Quinson* y *de Tayac*), seguramente para trabajos mucho más especializados.

**Conclusiones**

La Cauna de l'Arago y Galería ofrecen dos registros que evidencian una explotación sistemática de los recursos naturales del entorno inmediato. En Galería, el área de captación de las materias primas no supera los 5 km (García Antón *et al*., 2002), al igual que en la Cauna de l'Arago, donde raramente el radio excede los 10 km. No obstante, en este yacimiento los grupos humanos eventualmente recorrieron distancias cercanas a los 40 km (Étang du Doul, en las Corberas) en busca de ciertos materiales que permitieran desarrollar modelos de talla mucho más elaborados y complejos. Así pues, a pesar de que estas comunidades estaban regidas por unos patrones de movilidad bastante reducidos, puntualmente y, dependiendo de sus necesidades, también abarcaron áreas mucho más lejanas, lo que demuestra un comportamiento mucho más dinámico.

El análisis de las Cadenas Operativas de los dos yacimientos ofrece resultados diferentes. En la Cauna de l'Arago éstas aparecen completas en todas las fases de la producción, lo cual está relacionado con la presencia en el yacimiento de una gran cantidad de restos de talla de muy pequeñas dimensiones. Esto permite demostrar que las actividades domésticas se desarrollaron preferentemente en el interior de la cueva (Lumley, 1979; García, 2002). Sin embargo, en Galería, las Cadenas Operativas aparecen muy fragmentadas, siendo muy escasos tanto los restos de talla como los remontajes, hecho que evidencia una producción del instrumental preferentemente alóctona. En la Unidad TN de Galería, en cambio, sí encontramos secuencias técnicas completas, reflejo de una talla *in situ* en este sector. Sin duda, este hecho estaría favorecido por el foco de luz procedente del conducto vertical TN (Mosquera, 1995; Ollé, 1996).

En base a los caracteres tecnológicos y a la información procedente de los estudios faunísticos, se han documentado comportamientos diferentes entre Galería y la Cauna del Arago, aunque en cada uno de ellos existe una variación diacrónica entre los distintos niveles. En el Arago los asentamientos establecidos en los niveles G y Q parecerían coincidir con el funcionamiento de la cueva como Centro de Intervención Referencial. En ella se habría organizado un campamento central con ocupaciones muy estables, que habrían articulado y estructurado la explotación potencial de los recursos naturales disponibles en el ecotono. En los niveles M, N, O, P y F-G, en cambio, se habrían llevado a cabo actividades mucho más especializadas y asentamientos de muy corta duración (Centro de Intervención Esporádico). El resto de los niveles parecerían responder a hábitats estacionales con asentamientos relativamente duraderos y especializados. En definitiva, este sistema está regido y jerarquizado en este yacimiento por una red interconectada de gran resolución, en la que se produjo una gran interacción entre los grupos humanos del ecosistema.

Por su parte, Galería se utilizó por ocupaciones cortas y repetidas en el tiempo como un lugar de captación de biomasa animal. El conducto vertical que fue TN funcionó como una trampa natural para los animales del entorno. En sus niveles inferiores (GII) los homínidos llevaron a cabo un acceso primario a las carcasas animales, transportando fuera de la cavidad las partes más ricas en nutrientes. En los subniveles del GIII, en cambio, accedían a ellas de forma secundaria, siendo mucho más frecuentes determinadas actividades como la fracturación de huesos. Es decir, que a medida que la cavidad se fue colmatando, las ocupaciones se fueron haciendo menos frecuentes hasta llegar a desaparecer (Huguet, 1997; Cáceres, 2002).

En definitiva, estamos ante dos ejemplos que evidencian comportamientos diferentes entre la misma especie (*Homo heidelbergensis*) y una perfecta adaptación al medio en el que viven. A pesar de ello, se contemplan las mismas estrategias tanto de explotación del territorio como de gestión de la materia prima. El comportamiento general de estas comunidades se ve superado por su perfecta adecuación a las necesidades impuestas por condicionantes externos. Es decir, que a pesar de la explotación de un ámbito cercano también fueron capaces de solventar sus necesidades recorriendo largas distancias. Igualmente, la presencia de determinados efectivos de elaboración compleja y acabado muy depurado, como algunos *bifaces* o *hendedores*, demuestran el prefecto conocimientos de estas técnicas, a pesar de que su puesta en práctica no sea lo más habitual en estos dos conjuntos. Por lo tanto, es posible apuntar que entre estos grupos humanos la adaptación al medio y al entorno en que se mueven es la variable de la que dependerá buena parte de su comportamiento.

## Referencias

Cáceres, I. (2002). *Tafonomía de yacimientos antrópicos en karst. Complejo Galería (Sierra de Atapuerca, Burgos), Vanguard Cave (Gibraltar) y Abric Romaní (Capellades, Barcelona).* Tesis Doctoral (inédita). Universitat Rovira i Virgili. Tarragona

García, J. (2002). *Étude analytique de l'ensemble lithique du sol G de la Caune de l'Arago (Tautavel, Pyrénées Orientales, France). Variabilité technologique du contexte pyrénéen à partir d'une étude comparative avec les technocompelexes du Pléistocène moyen du Nord-Est de la Catalogne*. Memoria de D.E.A. Institut de Paléontologie Humaine de Paris. Paris.

Gracía Antón, D., Morant, N. y Mallol, C. (2002). L'approvisionnement en matières premières lithiques au Pléistocène Inférieur et moyen dans la Sierra de Atapuerca, Burgos (Espagne). *L'Anthropologie*, 106, 41-55.

Gregoire, S. (2000). *Origine des matières premières du Paléolithique pyrénéen et méditerranéen. Contribution à la connaissance des aires de circulations humaines.* Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Perpignan. Perpignan.

Grün, R y Aguirre, E. (1987). Datación por ESR y por la serie del U, en los depósitos cársticos de Atapuerca. En: E. Aguirre, E. Carbonell y Bermúdez de Castro eds. *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca*, 201-204. Valladolid.

Huguet, R. (1997). *Estudi zooarqueologic de la Unitat GII de Galería (Atapuerca. Burgos).* Tesis de Licenciatura (inédita). Universitat Rovira i Virgili. Tarragona.

Márquez, B. (1998). *Galería (Atapuerca, Burgos), nivel TG10: aplicación de un programa experimental para el estudio traceológico de conjuntos líticos del Pleistoceno Medio.* Tesis de Licenciatura (inédita). Universidad Complutense de Madrid.

Moigne, A.M. (1983). *Taphonomie des faunes Quaternaires de la Caune de l'Arago, Tautavel*. Tesis Doctoral. Universidad Pierre et Marie Curie. París VI.

Mosquera, M. (1995). *Procesos técnicos y variabilidad en la industria lítica del Pleistoceno Medio de la Meseta*: *Sierra de Atapuerca, Torralba, Ambrona y Áridos*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Complutense de Madrid.

Lumley, H. de (1979). Les industries lithiques de l'Homme de Tautavel. *Les Dossiers de l'Archéologie*, 36, 28-51.

Lumley, H. de y Labeyrie, J. (1981). Datations absolues et analyses isotopiques en Préhistoire. Méthodes et limites. Datation du remplissage de la Cauna de l'Arago à Tautavel. Coloquio internacional del CNRS. *Datations absolutes et analyses isotopiques en Préhistoire. Datation du remplissage de la Caune de l'Arago*". Tautavel, 22-28 de junio. Preedición.

Lumley, H. de, Fournier, A., Park, Y.C., Yokoyama, Y. y Demouy, A. (1984). Stratigraphie du remplissage pléistocène moyen de la Caune de l'Arago. *L'Anthropologie*, 88, 5-18.

Lumley M. A. de (1976). Les Anténéandertaliens dans le Sud. *La Préhistoire Française*. Tomo I, 547-560. Les Civilisations Paléolithiques et Mésolithiques de la France. Ediciones del C.N.R.S. Paris.

Ollé, A (1996). *Estructura litotècnica i patrons funcionals al Plistocè Mitjà: El nivell TN2 (Complex de Galeria, Sierra de Atapuerca, Burgos)* Tesis de Licenciatura (inédita). Universitat Rovira i Virgili. Tarragona.

Rosas, A. y Bermúdez de Castro, J.M. (1999). Descripción y posición evolutiva de la mandíbula AT76T1H del yacimiento de Galería (Sierra de Atapuerca). En: E. Carbonell, A. Rosas y C. Díez, eds. *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería*, 237-243. Monografías Arqueológicas. Junta de Castilla y León.

Sánchez, B. y Cerdeño, E. (1999). *Perissodactyla* del yacimiento del Pleistoceno Medio de Galería (Sierra de Atapuerca). En: E. Carbonell, A. Rosas y C. Díez, eds. *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería*, 169-174. Monografías Arqueológicas. Junta de Castilla y León.

Van der Made, J. (1999). *Artiodactyla* del yacimiento de Galería (Sierra de Atapuerca). En: E. Carbonell, A. Rosas y C. Díez, eds. *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería*, 143-167. Monografías Arqueológicas. Junta de Castilla y León.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# OBTENCIÓN EXPERIMENTAL DE GRANDES LASCAS DE CUARCITA MEDIANTE LA PERCUSIÓN LANZADA

## Experimental obtention of large quartzite flakes by means of thrown percussion

J.J. Fernández Caro

Delegación Provincial de Cultura. C/ Acetres, 7, 1º. 41004 Sevilla

josej.fernandez.ext@juntadeandalucia.es

**Resumen**

La obtención experimental de grandes lascas en cantos rodados de cuarcita del valle del río Guadalquivir permite expresar que, salvo excepciones, los soportes de hendedores y grandes útiles sobre lasca debieron obtenerse mediante la percusión directa y lanzada, pero no como se viene entendiendo, es decir, a partir del canto lanzado, sino al contrario, desde el canto que sirve de percutor durmiente.

**Palabras clave:** Cuarcita, hendedores, grandes lascas, percusión directa, percusión durmiente.

**Abstract**

The experimental obtention of large flakes in quartzite cobble stones of the Guadalquivir River Valley permit us express that, exceptions apart, the supports of the cleavers and large tools o flakes must have been obtained by jeans of direct and thrown percussion, though not as believed, that is, not from a thrown pebble, but rather the contrary, from a nodule that serves as a sleeping percutor.

**Key words:** Quartzite, cleavers, large flakes, direct percussion, sleeping percussion.

### Introducción

El que las gentes del Paleolítico obtenían grandes lascas, especialmente corticales, por el método, entre otros, de la percusión lanzada, es algo bien admitido en la comunidad científica; sin embargo son escasos los trabajos que han dedicado su objeto a comprobar, mediante experiencias propias, tal extremo.

En el contexto en el que se han llevado a cabo estas experiencias, reciben la denominación de grandes lascas a las que presentan una magnitud máxima cercana a los 12-15 cm. Como referencia se puede adelantar que los útiles sobre lasca poseen una longitud media cercana a los 7,5 cm, nunca con ninguno por encima de los 16 cm, de modo que los hendedores se aúnan fundamentalmente entre los 10 y 12 cm de dimensión máxima (422 del total de 743 hendedores)

En el análisis de las industrias controladas en los más de 30 conjuntos líticos calificados como achelenses, localizados en nuestros trabajos de prospección en el tramo bajo del río Corbones, afluente del Guadalquivir, se comprueba la existencia de estas grandes lascas, habituales en estas industrias, como soportes para algunos tipos de útiles, especialmente hendedores. Estos trabajos se extendieron en todo el curso del río Corbones en el que se han contabilizado más de doscientos yacimientos en relación con los depósitos cuaternarios (Fernández Caro, 1998).

La mayor parte de este tramo bajo del Corbones discurre transversalmente a las formaciones de la margen izquierda del río Guadalquivir a la altura de Carmona (Sevilla) disectándolas (al menos desde la terraza fluvial T5 a la T13), y cuya carga está formada fundamentalmente por cantos rodados de cuarcita, que en superficie presentan unos ejes mayores que se mueven de forma mayoritaria en magnitudes inferiores a 14 cm, si bien pueden localizarse algunos mayores, que llegan hasta los 25-30 cm. No obstante se sabe que existen, sobre todo en las terrazas medias (Baena, 1996 y Fernández Caro, 1999), barras de gravas gruesas y muy gruesas, donde frecuentemente se superan los 20 cm. Y, precisamente, al tratarse de ámbitos donde la cuarcita es mayoritaria, es a la obtención de grandes lascas corticales en esta materia prima a las que se limitará este trabajo, ya que este tipo de soporte sólo ha sido localizado en esta tipo de roca. A ello puede contribuir decisivamente el carácter de las otras materias primas de la carga de los depósitos del Corbones, esencialmente calizas y en menor

medida sílex, muy escasas en los depósitos del Guadalquivir, en las que su volumetría no permite la obtención de este tipo de lascas.

**Metodología**

La búsqueda de las cadenas operativas que llevaron a la obtención de estas grandes lascas corticales, soportes de los útiles de mayores magnitudes, especialmente hendedores del tipo 0, llevó, primero, a la observación detallada de los citados soportes; éstos están caracterizados mayoritariamente por responder en buena medida a lascas espesas, de formato ovalado y extracción transversal o diagonal al eje mayor, así como sección triangular, poseer talones fundamentalmente corticales, en menor medida lisos, y prominentes bulbos así como una orientación de extracción transversal o inclinada con respecto al eje del útil, de acuerdo con el sentido de la extracción; y en segundo lugar a la experimentación, con el objeto de conocer los posibles métodos utilizados para su fabricación. Era evidente que los prominentes bulbos que presentaban se habían originado por un fuerte impacto sobre el núcleo origen con un percutor duro. Quedaba por saber si ese fuerte impacto era originado por una percusión directa, que parecía la más lógica, o por la de proyección sobre un percutor durmiente, los dos métodos más citados por los autores para la obtención de lascas de cierta magnitud en el Pleistoceno. Se acompaña de una nutrida ilustración fotográfica de alguna de las piezas obtenidas (Figs. 1 a 7).

Figura 1. Lasca (positivo) obtenida experimentalmente por percusión lanzada. Obsérvese la falta de bulbo.

*Flake obtained experimentally by thrown percussion. Observe the absence of the bulb.*

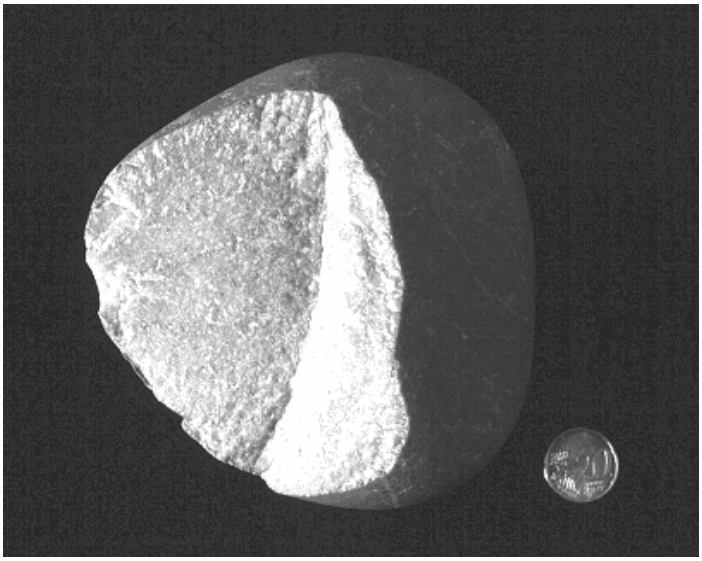


Figura 2. Negativo de núcleo lanzado. Obsérvese la ausencia de contrabulbo.

*Negative of the thrown core. Observe the absence of the concave bulb.*

**Resultados**

Primeramente, se experimentó aplicando el método de la percusión directa (Merino, 1980). Dadas las características de estos hendedores, se inició la experiencia utilizando como núcleo cantos de sección ovalar y dimensiones máximas de 12-15 cm. La extracción se realizó golpeando diagonalmente sobre su eje menor. Con ello se conseguía partir el canto en dos, un negativo y un positivo, complementarios ambos, siendo el segundo el elegido para soporte. Más tarde se comprobó que el mismo tipo de lasca se obtenía de cualquier otro canto que ofreciera una superficie susceptible de obtener una pieza semejante. Con este método se obtuvieron, con gran esfuerzo (los golpes exigían una fuerte violencia y puntos de impactos adecuados) y escaso rendimiento positivo (debido más a nuestras escasas facultades técnicas y físicas que a la bondad del método), lascas de dimensiones y características semejantes a las que servían de soporte a los útiles ya comentados. Resultó difícil realizarlo a mano alzada pues tal operación requiere unas aptitudes físicas que no poseemos y cuando se tenía éxito éste era parcial ya que pocas veces se obtenía una lasca adecuada a estos útiles (la lasca siempre fue pequeña, menor de 10 cm). Somos conscientes de que para la talla no sólo es necesario fuerza sino técnica, amén de que las aptitudes físicas de las gentes del Paleolítico pudieron ser distintas a las de un hombre-mujer sedentario actual; pero ello no debería desestimar los resultados de la experiencia. En cambio, los resultados sí resultaban más favorables si se utilizaba como núcleo un canto de grandes dimensiones (aproximadamente entre 25 y 30 cm de magnitud máxima) apoyado en el suelo mullido y al que se le buscaba una superficie de percusión adecuada utilizando como percutor otro canto cuyo peso se acercara al kilogramo.

El segundo método consistió en la percusión lanzada. Se lanzaron cantos-núcleos de aproximadamente 1 a 2 kg contra otro, durmiente, de 3-6 kg (recuérdese que no resulta fácil encontrar este último tipo de canto). Así, en algunos casos, no todas las experiencias fueron satisfactorias; se obtuvieron magníficos ejemplares para soportes de estos cantos lanzados (Fig. 1) pero, a diferencia del método anterior, sus reversos eran absolutamente planos, es decir sus positivos presentaban idénticas superficies que sus negativos (Figs. 1 y 2).

A) B)

Figura 3. A) Canto rodado que ha servido de durmiente y en el que se observan cuatro impactos. El cuarto rompió el canto obteniéndose una lasca perfecta para soporte. B) El mismo canto de la figura anterior con la lasca separada.

*A) Cobble which has serve as sleeping percutor and where are observed 4 points of impact. The fourth broke the cobble having a perfect flake for supports of tools. B) The same cobble with the flake separated.*

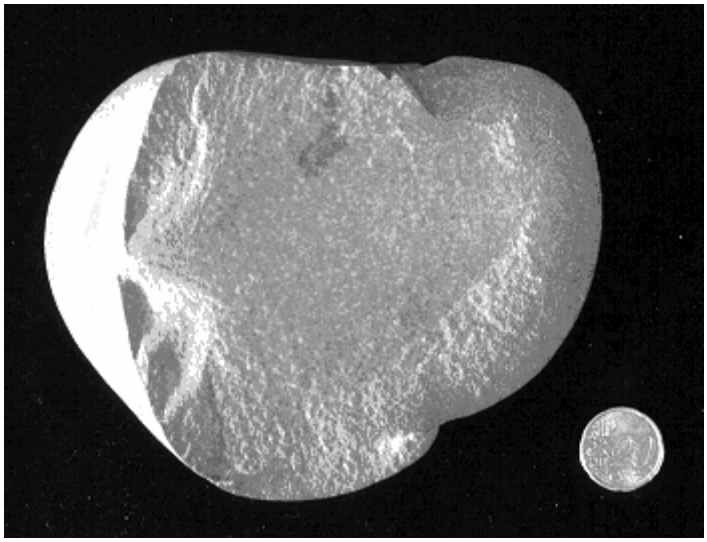


Figura 4. Lasca obtenida del durmiente. Obsérvese su bulbo bien destacado.

*Flake obtained from the sleeper. Observe the well formed bulb.*

El problema, entonces, radica en poder lanzar el canto-proyectil con el ángulo y punto de percusión adecuado, pero ello resultó imposible, a pesar de que se sumaron más de un centenar de experiencias. Siempre se obtenía una lasca de mayores o menores dimensiones, pero sin bulbo, o como mucho un leve pronunciamiento de la superficie hacia la parte del impacto que se extendía a toda la superficie, especialmente cuando la cuarcita era de grano grueso. Si el canto lanzado era de morfología irregular, la lasca era impredecible; en cambio, si el canto lanzado poseía secciones ovalares y magnitud mayor cercana a los 13-14 cm (máximo que se podía aprehender) y se lanzaban buscando, y logrando, el punto de impacto en uno de sus extremos y una dirección ortogonal, una buena parte de las experiencias proporcionaba magníficos soportes; esto último especialmente para hendedores de tipo 0, aunque, eso sí, como ya se ha comentado, con sus reversos (positivos) absolutamente planos, como puede comprobarse en las fotografías que se acompañan, dejando fácilmente reconocible el punto de impacto pero en forma alguna bulbo que pueda relacionar este tipo de lascas con los soportes de los útiles originales detectados en los conjuntos líticos arriba citados. Además, rara vez presentaban la típica sección triangular características de aquellas lascas soportes, sino de segmento circular con posibilidades de filo en todo su contorno.

También, de modo casual, pero no inesperado, se comprobó que cuando, en el segundo método, el canto-núcleo se lanzaba sobre un determinado tipo de canto percutor durmiente (de sección trapezoidal apoyando sobre la base menor) y el punto de impacto sobre el durmiente se situaba cerca de uno de sus bordes (Fig. 3, 4 y 5), entonces sí se obtenía una lasca de similares características a la de los soportes de los hendedores

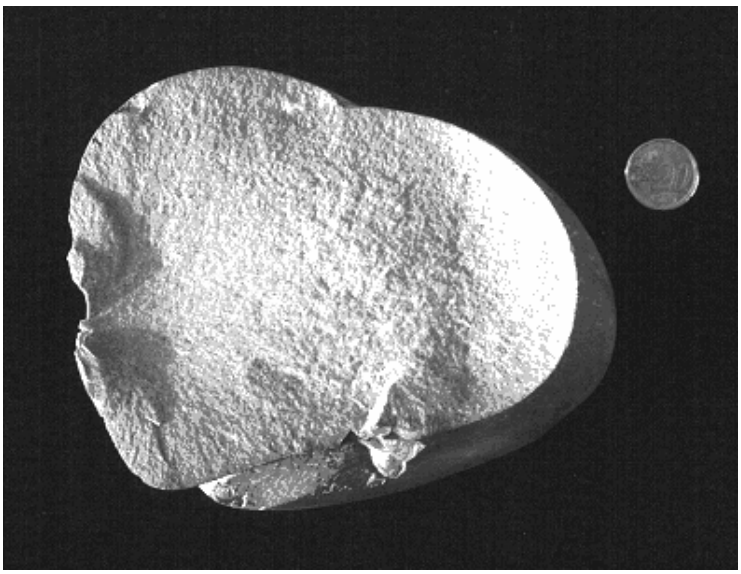


Figura 5. Negativo del durmiente.

*Negative of the sleeper.*

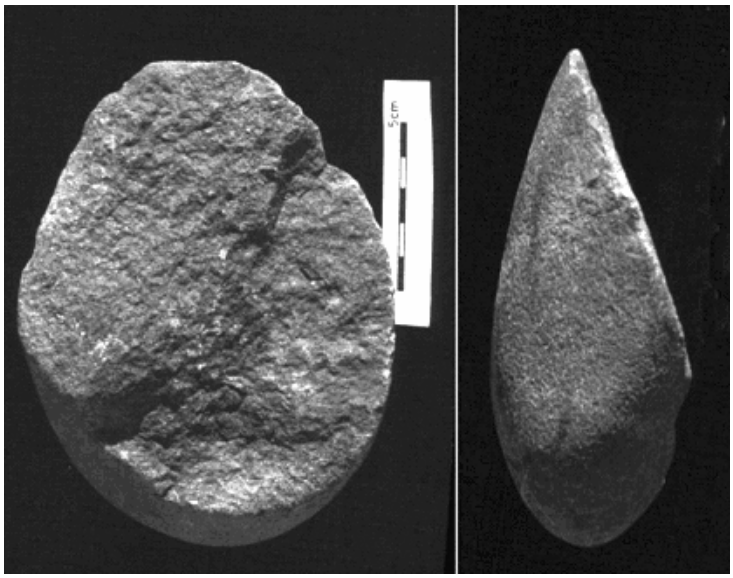


Figura 6. Lasca cortical. Reverso y perfil.

*Cortical flake. Back and silvete.*

y grandes raederas sobre lasca corticales de los conjuntos líticos del río Corbones catalogados como Achelenses, pero del percutor durmiente y no del canto-núcleo lanzado. Éste podría ser una variante del segundo método aplicado, es decir el de la percusión lanzada, si bien el objeto sería el opuesto al primero, obtener una lasca del durmiente por una mayor fuerza aplicada al percutor mediante el lanzamiento, pero cabe repetir que en nuestro caso fue algo casual y no buscado. Aunque no se ha experimentado sobre durmientes de gran volumen, resulta difícil pensar en la obtención de lascas por este método sobre grandes durmientes que, se nos antoja, necesitarían de otros proyectiles mayores que, a su vez, deberían ser lanzados con las dos manos, lo cual incidiría en una mayor dificultad de acierto en el punto de impacto adecuado, y en todo caso proporcionando lascas de dimensiones excesivas.

**Conclusiones**

Así pues, debe admitirse, de acuerdo con las experiencias anteriormente expuestas, que la fabricación de las grandes lascas, transformadas en útiles, especialmente los soportes de los hendedores de tipo 0, a partir de cantos rodados en los yacimientos localizados en el tramo bajo del río Corbones, debió hacerse mediante

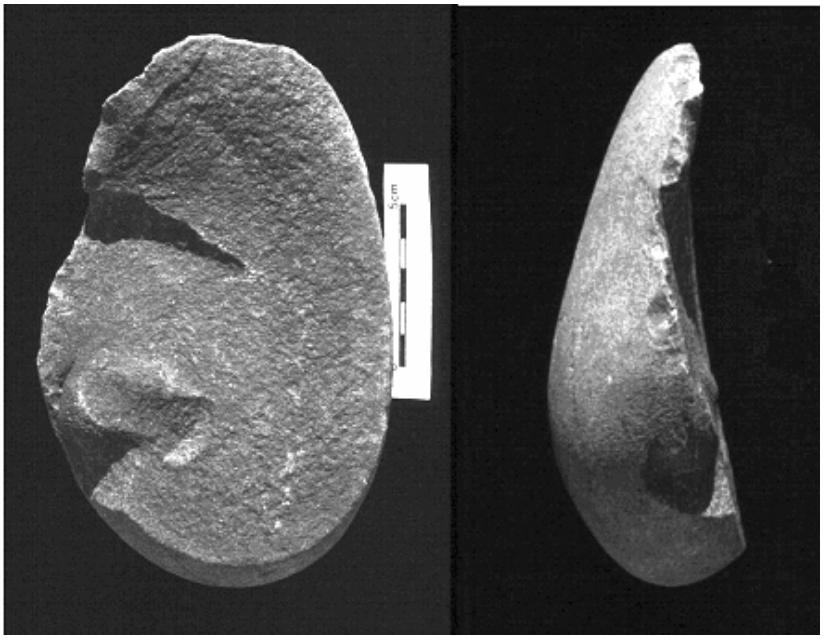


Figura 7. Lasca cortical. Reverso y perfil.

*Cortical flake. Back and silvete.*

percusión directa (Fig. 8) y no lanzada (en el sentido de obtenerlas del núcleo lanzado y no del durmiente).

Es más, creemos que esta propuesta podría hacerse extensiva a toda la industria analizada ya que toda la producción lascar ofrece bulbos fácilmente observables a la vista, lo que invalidaría su obtención por el método de la percusión lanzada, con lo que, entendemos, la percusión lanzada debió ser poco utilizada por lo grupos humanos responsables de los conjuntos líticos pleistocenos de nuestro estudio.

Esta característica podría hacerse, también, extensiva a las demás industrias en cuarcita, al menos las localizadas en las cuencas de los grandes ríos con cargas de este tipo de roca, si bien, insistir en que esta experiencia sólo se ha limitado a la cuarcita proporcionada por los depósitos del río Guadalquivir.

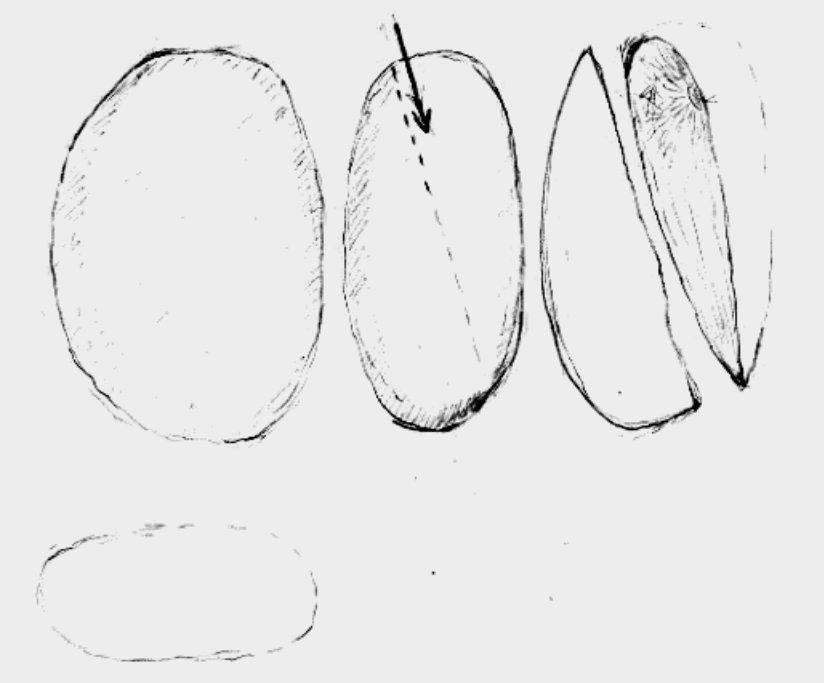


Figura 8. Esquema de obtención de las lascas seminodulares, posibles soportes de hendedores y otros útiles.

*Sketch of the obtention of seminodules, possible cleaver supports.*

## Referencias

Baena Escudero, R. (1994). *Evolución cuaternaria (3 m.a.) de la Depresión del Medio-Bajo Guadalquivir y sus márgenes (Córdoba y Sevilla)*. Tesis Doctoral (inédita). Facultad de Geografía e Historia de Sevilla.

Fernández Caro, J.J. (1998). Las industrias líticas paleolíticas del Bajo Guadalquivir: río Corbones. Tesis Doctoral (inédita). Facultad de Filosofía y Letras de Córdoba.

Merino, J.M. (1980). Tipología lítica. *Munibe*, suplemento nº 4. San Sebastián.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# ANÁLISIS MORFOTÉCNICO DE LA INDUSTRIA LÍTICA DE COVACHA DE LOS ZARPAZOS (TZ), COMPLEJO GALERÍA (ATAPUERCA, BURGOS)

## Morphotecnical análisis of lithic industry of Covacha de los Zarpazos (TZ), Galería complex (Atapuerca, Burgos)

P. García Medrano.

Área de Prehistoria. Universitat Rovira i Virgili. Plaza Imperial Tarraco, nº 1. 43005 Tarragona.

paolaoliv@hotmail.com

**Resumen**

Covacha de los Zarpazos (TZ) es una cavidad kárstica perteneciente al Complejo Galería. Está formada por tres Unidades TZ-TG-TN, situadas en la Trinchera del Ferrocarril, en la sierra de Atapuerca (Burgos). Se Cuenta con una datación por las series del Uranio para la brecha estalagmítica terminal de la cueva con una edad de 135 ± 13 ka. Entre sus restos óseos cabe destacar la presencia humana, adscritos al *Homo heidelbergensis*. La industria lítica recuperada en este yacimiento ha sido estudiada mediante el SLA, siendo posible su adscripción a lo considerado como Modo 2 o Achelense. A partir de estos análisis, se han obtenido rasgos comportamentales y de movilidad de estos individuos, no sólo en lo que re refiere a TZ, sino también al conjunto de Galería.

**Palabras clave:** Atapuerca, Complejo Galería, industria lítica, SLA, Achelense.

**Abstract**

Covacha de los Zarpazos site is a cave belonging to the Galeria Complex. This karstic complex is makes up by three units TZ-TG-TN and it is located in the Trinchera del Ferrocarril, at La Sierra de Atapuerca (Burgos). A stalagmite breccia in the top of the sedimentary fill has been dated to 135 ± 13 ka. Among its archaeological remains we have to remark two human bones belonging to *Homo heidelbergeinsis*. The lithic assemblage yielded in this site has been studied using the SLA and it can be related to the Modo 2 technology or Acheulean. From the analysis of lithic material we have inferred technological behaviours and strategies of mobility of this hominid groups that are valid for TZ and for the rest of Galeria as well.

**Key words:** Atapuerca, Galería site, lithic industry, LAS, Acheulian.

### Atapuerca y Trinchera Galería

La sierra de Atapuerca es una formación mesozoica, localizada en la margen derecha del río Arlanzón, afluente del Duero. Se encuentra a modo de puente entre tres unidades: la Meseta Norte, la unidad del Ebro y la de la cordillera Cantábrica. Presenta un relieve emergido realzado por impulsos tectónicos y neotectónicos (Pérez-González *et al*., 1999). La sierra de Atapuerca se caracteriza por tratarse de un karst cubierto de origen freático en el que se han podido documentar más de 26 cavidades, nueve de las cuales tienen más de 20 m practicables.

El Complejo Galería es uno de los yacimientos localizados en la sierra, tras la creación de una trinchera para el paso de un ferrocarril minero (Trinchera del Ferrocarril). Está compuesto por tres unidades: TG (Trinchera Galería), cavidad horizontal; TN (Trinchera Norte), conducto vertical a modo de sima y TZ (Trinchera Zarpazos), relleno sedimentario de un conducto en rampa. Estas tres unidades se caracterizan por presentar sus sedimentos interdigitados.

En el complejo Galería se han diferenciado seis fases de relleno (Pérez-González *et al*., 1995 y 1999; Vallverdú, 2002) (Fig. 1):

- GI, la unidad inferior en la que los sedimentos se corresponden con facies de interior con escasa o nula presencia externa. Está formada por capas finas que presentan entre ellas contactos erosivos y

angulares. A techo se desarrollan estratos de apariencia masiva, bioturbados. En los niveles más superiores se localizan pequeños clastos fuertemente alterados.

- GII, dispuesta en concordancia angular y erosiva sobre GI. Con esta unidad se inicia una nueva etapa de sedimentación alóctona hasta alcanzar el relleno total de la cavidad. Por la procedencia externa de las coladas clásticas, la distribución de las facies es muy compleja. Existe una capa de sedimento coprogénico que permite marcar dos subunidades: GIIa, correspondiente a los niveles arqueológicos: TG7, 8, 9; TN2, 3, 4; en TZ, GIId. La otra subunidad, GIIb, correspondiente a TG10D, C, B; TN5,6,6DA; en TZ: GIIb y GIIc.
- GIII, en discordancia angular y erosiva sobre el GII. Corresponde a los niveles TG11, TG10A; TN7, º8; en TZ: GIII y GIIa. En Galería se han podido documentar hasta tres coladas clásticas de gravedad en el norte (TZ) y seis en el sur (TN). La cementación calcítica se distribuye irregularmente, tanto en el S como en el N.
- GIV, unidad sin restos arqueopaleontológicos. Son facies clásticas de colmatación con dos coladas cementadas en el sur, que se interdigitan con arenas y arcillas de transporte hídrico.
- GV, relleno de TN que colmata la cavidad con siete coladas clásticas y cementación en los tramos basales.
- GVI, representa la formación edáfica más antigua de la ladera de la Sierra, tratándose del final del relleno de Galería y su sistema kárstico.

**Dataciones**

En los primeros 3,5 m de la Unidad GI se ha podido documentar una polaridad magnética inversa, mientras el resto de la unidad ofrece una polaridad normal (Pérez-González *et al*., 1999). Se corresponde con el límite Matuyama-Bruhnes (780 ka).

La Unidad GII ofrece dataciones obtenidas por U/Th y ESR del material calcítico de la base del GII y del techo de GI, indican que son superiores a 350 ka, pero no más antiguas de 780 ka (Grün y Aguirre, 1987; Carbonell *et al*., 1995).

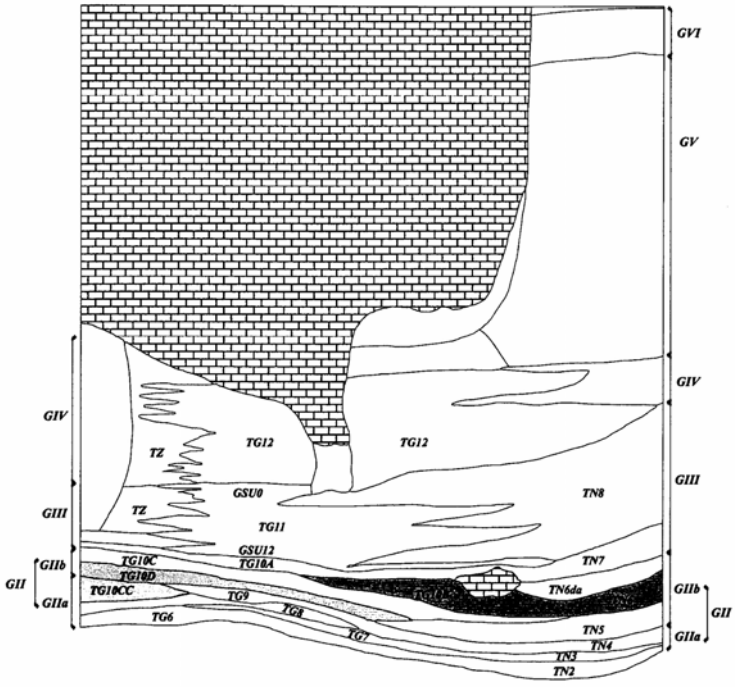



Figura 1. Estratigrafía de Galería (modificado de Pérez-González *et al*., 1995).

*Stratigraphy of the Galería (modified from Pérez-González et al., 1995).*

En la Unidad GIII se ha datado un espeleotema apoyado en el techo de GIV mediante U/Th, obteniéndose fechas de 177,3 ± 23 ka y 211 ± 32 ka (Grün y Aguirre, 1987). Indica que la sedimentación del GIII y GIV se produjo durante los estadios isotópicos 8 y 7/6, siendo más rápida que en las unidades anteriores.

La Unidad GV recoge una datación de un espeleotema en TZ por U/Th que cierra la cavidad. Ha proporcionado una fecha de 135 ± ka, correspondiendo con el estadio isotópico 5e de carácter cálido (Pérez-González *et al*., 1999). (Fig. 1).

**Metodología de análisis**

Como base de este estudio se ha tomado el Sistema Lógico Analítico (SLA) (Carbonell *et al*., 1983 y 1992). Este sistema contempla cada objeto como resultado de un encadenamiento de acciones. Este objeto conforma una "estructura tripolar", con rasgos morfotécnicos (caracteres técnicos), morfopotenciales (capacidades teóricas de uso) y morfofuncionales (uso concreto del objeto).

Pero, además de su estudio independiente, el objeto se sitúa dentro de las Cadenas Operativas (Carbonell *et al*., 1992). Implica incluir cada objeto en una Categoría Estructural, para situarlo en su momento de producción. Así, se seleccionan dos objetos de la naturaleza, Bases Naturales (BNs), que entran en contacto. Una de ellas se convertirá en Base Negativa de Primera Generación BN1G, conservando los negativos de las extracciones efectuadas (pueden ser de explotación, BN1GE o de configuración, BN1GC). De ella, surgen las Bases Positivas (BPs). Si una de éstas es seleccionada para continuar el proceso, se convertirá en una Base Negativa de Segunda Generación (BN2G) y sus derivados, BP2Gs.

**Análisis morfotécnico del conjunto**

Tal y como se ha podido comprobar al presentar las fases de relleno del complejo Galería, en TZ se han documentado diferentes niveles: GIII y GII, dividido este último en GIIa, GIIb, GIIc y GIId. Dada la escasez de material, los subniveles del GII han sido agrupados. Así, el conjunto ha sido considerado como GIII, GIIa y GII (GIIb, GIIc y GIId).

En total, se han estudiado 245 efectivos (Tabla 1), realizados en una variedad muy amplia de materias primas, como son el sílex neógeno, el sílex cretácico, cuarcita, arenisca, caliza, cuarzo, esquisto y corneana. Todos y cada uno de estos materiales proceden de un interno muy inmediato, nunca superior a los 5km (García Antón *et al*., 2002). De todos ellos, los más abundantes en el registro son el sílex neógeno y la cuarcita. Entre las diferentes categorías utilizadas, son las Bases Naturales las más abundantes. Las BPs y las BN2Gs presentan valores muy similares entre ellas. Las BN1G son muy escasas.

| | BN | BN1GE | BN1GC | BP | BN2G | FRAG | BPF | FBP | INDET | TOTAL |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **SÍLEX NEÖGENO** | - | 3 | 2 | 29 | 13 | 9 | 1 | 4 | 48 | 109 |
| **CUARCITA** | 52 | 3 | 5 | 5 | 6 | 5 | - | - | - | 76 |
| **ARENISCA** | 8 | - | - | 2 | 6 | 3 | 1 | 1 | - | 21 |
| **SÍLEX CRETÁCICO** | - | - | - | 6 | 9 | 2 | - | - | - | 17 |
| **CUARZO** | 2 | - | - | - | 3 | 2 | - | - | - | 7 |
| **CALIZA** | 4 | 2 | 1 | 3 | 2 | - | - | - | - | 12 |
| **CORNEANA** | - | - | - | - | 1 | - | - | - | - | 1 |
| **ESQUISTO** | - | - | - | 1 | 1 | - | - | - | - | 2 |
| **TOTAL** | 66 | 8 | 8 | 46 | 41 | 21 | 2 | 5 | 48 | **245** |

Tabla 1. Distribución de materias primas y categorías estructurales (n).

*Raw materials and structural types (LAS) distribution.*

Lo primero a destacar es la gran homogeneidad de todos los niveles. El GIII y el GII presentan el sílex neógeno como su principal materia prima, mientras el GIIa se caracteriza por una mayor abundancia de cuarcita. En cuanto a las categorías estructurales, el GIII y el GIIa cuentan con el número más elevado de Bases Naturales, mientras el GII se caracteriza por la abundancia de BPs, seguidas por las BN2G. En todos estos conjuntos, las BN1G son muy escasas, tanto los núcleos de explotación como las procedentes de secuencias de configuración.

Las BNs presentes en todos los niveles son muy abundantes, con un total de 66 efectivos para el total de la secuencia. Se han diferenciado varios tipos: BNa (nódulos sin rasgos de utilización), BNb (con estigmas), BNc (con fracturas asociadas) y BNd (fragmentos de Bases Naturales). La mayoría de ellas son cantos de cuarcita, aunque también están presentes en arenisca, caliza y cuarzo. Todos son materiales de procedencia fluvial y todos presentan una morfología de canto que favorece su utilización como percutores o como machacadores. El mayor número de Bases Naturales corresponde a BNb y BNc, es decir, aquéllas que presentan evidentes signos de haber sido utilizadas. Sus dimensiones medias sitúan estos efectivos entre los 50 ×50mm de mínimo y los 110 ×90mm de máximo (Carbonell *et al*., 1999).

Las BN1GC son escasas en todo el registro (8 efectivos), aunque hay que destacar su ausencia en el GIIa. Esta diferencia no se considera relevante, ya que su aparición en los niveles superiores e inferiores hace descartar algún cambio de estrategia entre los procesos técnicos desarrollados por estas poblaciones. En general, estos efectivos aparecen realizados sobre cuarcita, caliza y sílex neógeno, tres de los materiales más abundantes. Mientras los efectivos unifaciales se dedican a la configuración de un diedro distal convexo opuesto a una plataforma cortical (*chopper*), los bifaciales muestran dos diedros laterales convergentes, aunque no llegan a conformar un triedro en ningún caso (*bifaz* y *hendedor*). A pesar de su escasa representación, son efectivos con acabados muy conseguidos, en los que la técnica puesta en marcha para su realización evidencia un perfecto conocimiento de la misma. En todas ellas existe de una superficie de mayor grosor en la parte medial-proximal, la cual aparece cortical en los efectivos unifaciales, algo muy relacionado con facilitar las capacidades de prensión.

Los núcleos de explotación o BN1GE son igualmente escasos (8 efectivos), repartidos a lo largo de los tres niveles considerados de manera uniforme. Aparecen sobre sílex neógeno, cuarcita, con tres efectivos cada uno, y caliza (dos efectivos). Entre estos materiales se ha podido documentar un grado diferente de explotación. Así, los efectivos de sílex neógeno aparecen aprovechados de forma intensa, mientras que los de cuarcita aún conserva buena parte de su volumen.

Los Temas Operativos documentados más ampliamente han sido el Unifacial Longitudinal Unipolar, siempre sobre cuarcita. En él, a partir de un plano cortical, se realizan extracciones unipolares. Así, los productos de esta explotación presentarán talones corticales y negativos dorsales paralelos (Carbonell *et al*., 1999). Ha podido ser identificado a partir de matrices de producción (BN1GE) como de lascas (BP y BN2G).

Otro de los más frecuentes es el Bifacial Centrípeto, muy característico en los yacimientos de la sierra de Atapuerca. Implica la creación de dos superficies de explotación, cada una de ellas en una cara diferente. Las extracciones parten del perímetro de la pieza hacia el centro de la misma. Una de las dos caras suele ser más abrupta, lo que evidencia una cierta jerarquización entre ellas (Carbonell *et al*., 1999). Este método de explotación ha podido documentarse con efectivos de sílex neógeno, tanto con BN1GEs y con los productos derivados de su gestión (BP y BN2G).

Se han evidenciado otros métodos de explotación, aunque ya de una forma mucho más marginal, como son el Ortogonal o el Multipolar, ambos representados por BN1GE así como por lascas.

Existe una perfecta adecuación entre estos métodos de talla y la materia prima en la que aparecen. Así, el Unifacial Longitudinal Unipolar se ha desarrollado sobre efectivos con morfología de canto, aprovechando la superficie cortical, mientras que los demás Temas Operativos han sido documentados en efectivos de sílex neógeno. Todos los productos que han podido ser adscritos a alguno de estos métodos de explotación se corresponden con la materia prima de los núcleos.

Sin embargo, es necesario destacar que no se ha podido documentar ningún remontaje, así como se ha comprobado una diferente calidad entre los núcleos y los productos de explotación, sobre todo en el caso de la cuarcita. Es decir, mientras los primeros presentan una materia prima con cristales muy gruesos y fracturas irregulares, los productos (BPs y BN2Gs) se presentan en materias primas de una calidad mucho más alta, con una granulometría mucho más fina e, incluso, con una coloración diferente. Por ello, se considera que estos efectivos no están directamente relacionados con las matrices de producción encontradas en el registro, sino que se carece de ellas.

En cuanto a las lascas, hay que señalar que aparecen sobre todas las materias primas y con una gran variabilidad de tamaños. No parece verse una selección especial para ser configurados, ni en cuanto a materiales ni en cuanto a tamaños. Normalmente buscan la creación de un diedro, opuesto a una plataforma abrupta que, en ocasiones, coincide con el talón. Normalmente, las BPs se caracterizan por tener talones no corticales, unifacetados y cara dorsal sin córtex. Entre los configurados cabe destacarse la presencia de retoque continuo, aunque también hay que mencionar la creación de raederas y denticulados. En ocasiones se ha buscado la creación de un triedro apuntado (*puntas de Tayac*).

Los restos de talla son muy escasos. Sólo en el nivel GIII parecen tener una mayor presencia, aunque siempre de forma aislada, lo que evidencia que la talla que se desarrolló en el interior de la cavidad tuvo un carácter muy puntual y, seguramente, respondiendo a necesidades concretas o a acabados de piezas ya gestionadas fuera de la cavidad. Esto viene apoyado por el único remontaje documentado en TZ. Una BP extraída de una BN2G de grandes dimensiones. En ella se han creado, de forma unifacial, dos diedros laterales convergentes. Sin embargo, la BP proviene de la parte proximal y parece responder a un rebajado de la zona talonar, con el fin probable de adelgazarlo para facilitar la prensión.

**La gestión instrumental de TZ**

Las Matrices Morfogenéticas (Carbonell *et al*., 1992, 1994 y 1995) permiten tener una visión conjunta de los procesos de talla, de sus productos y de la relación entre ellos, así como del grado de complejidad del comportamiento tecnológico que representan los elementos técnicos que consideramos.

Igualmente, en ellas, se reflejará el grado de fragmentación de las Cadenas Operativas. Permiten dos tipos de lecturas, vertical y horizontal, consecuencia de los diferentes métodos utilizados en la talla y las relaciones que se establecen entre los diferentes objetos de una misma fase de producción.

Dada la homogeneidad tecnológica documentada en todo el registro, la secuencia de TZ puede plasmarse en una sola matriz. En muchos casos, tanto referidos a secuencias de explotación como de configuración, los objetos llegan en un momento en que ya están gestionados, ya que se carece de los productos de la talla. Aunque se pueda saber que un núcleo y una BP o una BN2G son consecuencia de un mismo método de explotación, no se puede asegurar que pertenezcan a la misma secuencia de talla. Igualmente, de todos las BN1GC se carece de productos derivados de su gestión, por lo que se considera que llegaron configurados al interior de la cavidad.

Así, existe una gran fragmentación de las Cadenas Operativas, evidenciando ocupaciones puntuales y de carácter oportunista. Podría decirse que estos grupos introducían a la cavidad los efectivos a utilizar una vez gestionados en el exterior de la misma. En el interior, dada la escasez de restos de talla y de remontajes, se podría decir que sólo se realizan actividades puntuales, muy esporádicas. Igualmente, hay que señalar que los restos de talla identificados se corresponden con el sílex neógeno, por lo que parece ser el material gestionado *in situ* con mayor frecuencia.

**TZ en el Complejo Galería**

Las tres unidades que componen el complejo Galería se caracterizan por una gran homogeneidad, siendo la cuarcita y el sílex neógeno los materiales más abundantes. Las BNs tienen una presencia muy destacada, así como las BPs y las BN2Gs. Las BN1GE son muy escasas en las tres Unidades. Los sistemas de explotación utilizados para la obtención de lascas son también comunes, destacando el Unifacial Longitudinal Unipolar y el Bifacial Centrípeto. Las BN1GC son igualmente escasas, reflejando dos estrategias de configuración bien diferenciadas, al igual que en TZ: una destinada a la creación de un filo distal convexo (*chopper*) y la otra a la creación de dos diedros laterales convergentes (*hendedor* y *bifaz*). Así, a pesar de ser escasos, evidencian una técnica muy depurada y un exacto conocimiento de la talla.

En el complejo Galería se han llevado a cabo estudios zooarqueológicos y tafonómicos que han permitido diferenciar varios ambientes y diferencias entre las ocupaciones del GIII y del GII (Cáceres, 2002; Huguet, 1997). El yacimiento fue utilizado, siguiendo ocupaciones esporádicas y puntuales, para el aprovechamiento de biomasa animal. El TN, conducto vertical, funcionó como una trampa natural por la que caían animales del entorno. Así, era también un importante foco de luz. Esto parece marcar importantes diferencias en el yacimiento, ya que la luz haría de distribuidor de las actividades en la cavidad (Mosquera, 1995). Así, en TN las Cadenas Operativas están mucho más completas, lo que evidencia una talla *in situ* desconocida para TG y TZ. Las BNs están menos representadas que en estos dos conjuntos, muy relacionado con la abundancia constante del sílex neógeno en esta Unidad (Mosquera, 1995; Ollé, 1996).

Entre los niveles GIII y GII se ha documentado un acceso diferencial a las carcasas animales. Así, mientras en el GII los homínidos desarrollaron un acceso primario e intenso a los animales, en el GIII, a medida que la cavidad se colmataba, el acceso se fue limitando (Cáceres, 2002; Huguet, 1997). Las Unidades en las que mejor puede verse son TG y, en cierto modo en TZ.

A pesar de mantener los mismos sistemas de gestión de la materia prima, existe un cambio. En los niveles de base (GII) el registro es muy similar al de TN, ya que aparecen muchas BPs y el material más abundante es el sílex neógeno. Por su parte, aunque existen BNs, éstas presentan un número mucho más bajo. Por su parte, en el GIII (ya desde el TG10A), las cuarcitas empiezan a presentarse como la materia prima más

abundante, mientras las BNs (sobre todo BNb y BNc) se convierten en la Categoría Estructural más representada, seguidas por las BN2G.

Así, se ha apuntado una importante relación entre estas características tecnológicas con el acceso diferencial a las carcasas, considerando, como ya se ha señalado, que las BNs serían utilizadas para la fracturación de huesos (Márquez, 1998), entre otras actividades especializadas. Es posible decir, por tanto, que la variación diacrónica de la industria no responde a algún tipo de evolución en las técnicas de talla sino que es un reflejo de las actividades que allí se desarrollaron. Es decir, a pesar del amplio rango cronológico que ofrece el registro del complejo Galería, no se ha podido ver signo alguno que pueda ser tomado como evolución tecnológica. Igualmente, la gran fragmentación de las Cadenas Operativas (menor en TN) refleja la gran movilidad de estos grupos. La mayoría de lo que entraba en el yacimiento había sido producido en el exterior y sólo, en ocasiones puntuales, la talla se produjo *in situ*.

Igualmente, la gran fragmentación de las cadenas Operativas (menor en TN) refleja la gran movilidad de estos grupos. La mayoría de lo que entraba en el yacimiento había sido producido en el exterior y sólo, en ocasiones puntuales, la talla se produjo *in situ*.

## Referencias

Cáceres, I (2002). *Tafonomía de yacimientos antrópicos en karst. Complejo Galería (Sierra de Atapuerca, Burgos), Vanguard Cave (Gibraltar) y Abric Romaní (Capellades, Barcelona).* Tesis Doctoral (inédita). Universitat Rovira i Virgili. Tarragona.

Carbonell, E., Guilbaud, M y Mora, R. (1983). Utilización de la lógica analítica para el estudio de los tecnocomplejos de cantos tallados. *Cahier Noir*, 1, 3-79. Girona: CRPES.

Carbonell, E., Mosquera, M., Ollé, A., Rodríguez, X.P., Sala, R., Vaquero, M. y Vergès, J.M. (1992). New elements of the logical analythic system. First international meeting on technical systems to configure lithic objects of scarce elaboration. *Cahier Noir*, 6. Universitat Rovira I Virgili: Tarragona.

Carbonell, E., Cáceres, I., Díez, C., Esteban, M., Huguet, R., Lorenzo, C., Márquez, B., Martín, A., Moreno, M., Mosquera, M., Ibáñez, N., Pastó, I., Pinto, A., Rodríguez, X.P., Rosell, J., Sala, R., Vallverdú, J., Vaquero, M., Vergès, J.M. y Zaragoza, J. (1994). Dinámica eco-social de los pobladores de la Sierra de Atapuerca. *Biblioteca. Estudio e Investigación*, 9, 9-22.

Carbonell, E., Márquez, B., Mosquera, M., Ollé, A., Rodríguez, X.P., Sala, R., Vaquero, M. y Vergès, J.M. (1995). Atapuerca Trinchera Galería (Spain): Strategies and operational models of lithic industry. *Cahier Noir*, 7, 41-83.

Carbonell, E., Márquez, B., Mosquera, M., Ollé, A., Rodríguez, X.P., Sala, R. y Vergès, J.M. (1999). El Modo 2 en Galería. Análisis de la industria lítica y sus procesos técnicos. En: E. Carbonell, A. Rosas. y C. Díez, eds. *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería*, 299-352. Junta de Castilla y León.

García Antón, D., Morant, N. y Mallol, C. (2002). L'approvisionnement en matières primièrs lithiques au Pléistocène Inférieur et miyen dans la Sierra de Atapuerca, Burgos (Espagne). *L'Anthropologie*, 106, 41-55.

Grün, R. y Aguirre, E (1987). Datation por ESR y por la serie del U, en los depósitos cársticos de Atapuerca. En: E. Aguirre, E. Carbonell y J.M. Bermúdez de Castro, eds. *El Hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca I*, 201-205. Junta de Castilla y León. Soria.

Huguet, R (1997). *Estudi zooarqueologic de la Unitat GII de Galería (Atapuerca. Burgos).* Tesis de Licenciatura (inédita). Universitat Rovira i Virgili. Tarragona.

Márquez, B. (1998). *Galería (Atapuerca, Burgos), nivel TG10: aplicación de un programa experimental para el estudio traceológico de conjuntos líticos del Pleistoceno Medio.* Tesis de Licenciatura (inédita). Universidad Complutense de Madrid.

Mosquera, M. (1995). *Procesos técnicos y variabilidad en la industria lítica del Pleistoceno Medio de la Meseta: Sierra de Atapuerca, Torralba, Ambrona y Áridos*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Complutense de Madrid.

Ollé, A. (1996). *Estructura litotècnica i patrons funcionals al Plistocè Mitjà: El nivell TN2 (Complex de Galeria, Sierra de Atapuerca, Burgos).* Tesis de Licenciatura (inédita). Universitat Rovira i Virgili. Tarragona.

Pérez-González, A., Aleixandre, T., Pinilla, A., Gallardo, J., Benayas, J., Martínez, M.J. y Ortega, A.I. (1995). An approche to the Galería stratigraphy in the Sierra de Atapuerca trench (Burgos). En: J.M. Bermúdez de Castro, J.L. Arsuaga, y E. Carbonell, eds. *Human evolution in Europe and the Atapuerca Evidence/ Evolución humana en Europa y los yacimientos de la Sierra de Atapuerca*, 1, 99-122. Junta de Castilla y León. Valladolid.

Pérez-González, A., Parés, J.M., Gallardo, J., Aleixandre, T., Ortega, A.I. y Pinilla, A (1999). Geología y estratigrafía del relleno de Galería de la Sierra de Atapuerca (Burgos). En: E. Carbonell, A. Rosas y C. Díez, eds. *Atapuerca: Ocupaciones humanas y paleoecología del yacimiento de Galería*, 299-352. Junta de Castilla y León.

Vallverdú, J (2002). *Micromorfología de las facies sedimentarioas de la Sierra de Atapuerca y del nivel J del Abric Romaní. Implicaciones geoarqueológicas y paleoetnográficas*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Rovira i Virgili. Tarragona.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# EL MAGDALENIENSE DE LA CUEVA DE LA GÜELGA (NARCIANDI, CANGAS DE ONÍS). AVANCE AL CONOCIMIENTO DE SU INDUSTRIA LÍTICA

**La Güelga Cave (Narciandi, Cangas de Onís) Magdalenian. Lithic assemblage preliminary report**

M. Menéndez; E. García-Sánchez, y J. M. Quesada

Departamento de Prehistoria e Historia Antigua. UNED. Senda del Rey, 7. 28040 Madrid.

homoergaster@bec.uned.es; fax: 91·398·66·87

**Resumen**

Se ofrece un avance al estudio de la industria lítica magdaleniense de la cueva de la Güelga. Concretamente, el conjunto exhumado en las diferentes capas del Nivel 3 de la "Zona A". Los rasgos más sobresalientes son: (1) repertorio microlaminar cercano en torno al 50%; (2) equilibrio relativo entre raspadores y buriles y (3) raspadores dominados por morfologías espesas. A este conjunto lítico se le asocia una industria ósea dominada por azagayas de sección cuadrangular y triangular con incisiones longitudinales profundas y azagayas de sección circular monobiseladas. Características todas ellas que permiten definir el depósito como Magdaleniense Inferior cantábrico *Facies Juyo*.

**Palabras clave:** cueva de La Güelga, industria lítica, Magdaleniense Inferior, cuenca del río Sella, Asturias, cornisa Cantábrica.

**Abstract**

This paper introduces a preliminary report of La Güelga Cave Magdalenian lithic industry. To be exact, the assemblage uncovered in Zona A Level 3. Most typical traits of this assemblage are: (1) plentiful bladelet group, close to 50%; (2) a relative equality between end-scrapers and burins, and (3) end-scrapers dominated by thick morphologies. This lithic assemblage is associated with a bone and antler industry plentiful of *sagaies* with square and triangular section and deep longitudinal incisions, and single bevel base *sagaies* with circular section. All these characteristic traits allow us define this archaeological collection as Cantabrian Lower Magdalenien *Facies Juyo*.

**Key words:** La Güelga Cave, lithic assemblage, Lower Magdalenian , Sella Basin, Asturias, Cantabrian region, Spain.

## Introducción

Descubierta para la investigación en 1986, la cueva de La Güelga se ubica en el oriente asturiano, en la cuenca media del río Sella. Concretamente, en el fondo de un pequeño valle ciego que cierra el complejo kárstico originado por el arroyo de la Brava, dentro del área drenada por el río Güeña (Fig. 1). Se Conocen varias bocas de cueva y abrigos colmatados con evidencias de haber albergado ocupaciones humanas en diferentes fases del Paleolítico superior y, muy posiblemente, del Paleolítico Medio (Menéndez *et al.*, 2001, e. p.). Tras una primera fase de investigación entre los años 1989 y 1993, es en 1999 cuando el equipo reanuda los trabajos de campo y el análisis de los materiales obtenidos. Este trabajo supone un avance al estudio de la industria lítica exhumada en lo que denominamos "Zona A", área cuya excavación concluimos durante las primeras campañas de esta segunda fase de la investigación.

## La Güelga zona A: apuntes estratigráficos y cronológicos

La Zona A se localiza en lo que se ha denominado "Complejo Inferior" de La Güelga, correspondiente con el abrigo de la boca de cueva actualmente activa. Por ella se sume el arroyo de La Brava, dividiendo el yacimiento en dos zonas (Menéndez y Martínez Villa, 1992a; Menéndez *et al.*, 2001). De las dos áreas de excavación abiertas en el "Complejo Inferior" -la otra ha sido denominada "Zona C-Exterior"- la que aquí se aborda ha interesado a 25 $m^2$ de superficie. Estos trabajos de campo han permitido documentar un yacimiento importante magdaleniense y vestigios de ocupaciones solutrenses anteriores, relictos adheridos en forma de bre-

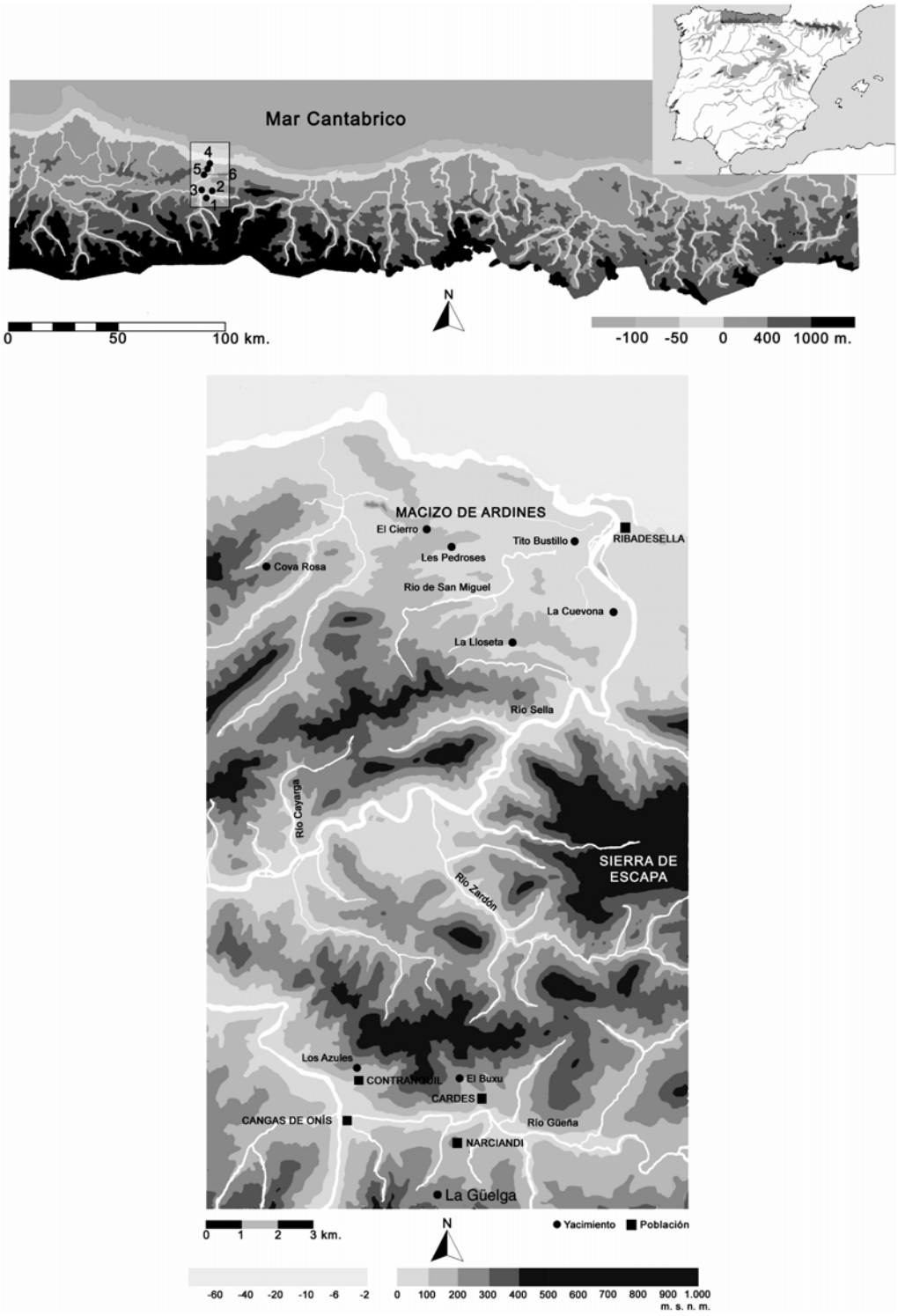



Figura 1. Mapa de la cornisa Cantábrica (N de España). El área resaltada corresponde con la cuenca baja y media del Sella, representada en la ilustración de abajo con la distribución de yacimientos paleolíticos de la región.

*Map of Cantabrian region(Northern Spain). The emphasized area is the lower and medium Sella Basin, detailed below with the Palaeolithic sites of the region.*

brecha a las paredes del abrigo. En ella se han apreciado ejemplares del utillaje característico del Solutrense Superior, como puntas de muesca y de base cóncava. Algunos restos se desprendieron, depositándose sobre la ocupación magdaleniense. Las características de los restos de brecha con vestigios solutrenses permiten plantear como hipótesis que pudieron acumularse durante la breve fase sedimentológica denominada por Hoyos (1995) como Cantábrico I. La reactivación posterior del cauce fluvial los arrastró hacia el interior de la cueva, despejando la zona de abrigo y permitiendo la reocupación del mismo durante el Magdaleniense. Este proceso pudo tener lugar durante la fase Cantábrico II/Lascaux, muy húmeda o durante la fase de erosión y resedimentación fluvial Cantábrico IV. La excavación de la Zona "C-Exterior", más elevada y protegida de las crecidas del cauce fluvial, permitirá contrastar la validez de estas hipótesis (Menéndez *et al.*, e. p.).

La estratigrafía de la "Zona A" aparentemente es simple (Fig. 2), aunque la intervención de agentes causantes de alteraciones postdeposicionales han contribuido a complicarla ligeramente (Menéndez y Martínez Villa, 1992a) como son la presencia contigua de un cauce de agua y el uso del abrigo como establo hasta fechas recientes y el furtivismo arqueológico. En el corte estratigráfico puede observarse un desplazamiento horizontal de los sedimentos por solifluxión, acumulados en la cubeta inferior. A pesar de todo ello, salvo zonas concretas bien delimitadas, la estratigrafía no está removida. En este sentido cabe interpretar el hecho de que cada una de las unidades estratigráficas que la componen ofrece rasgos sedimentológicos muy homogéneos.

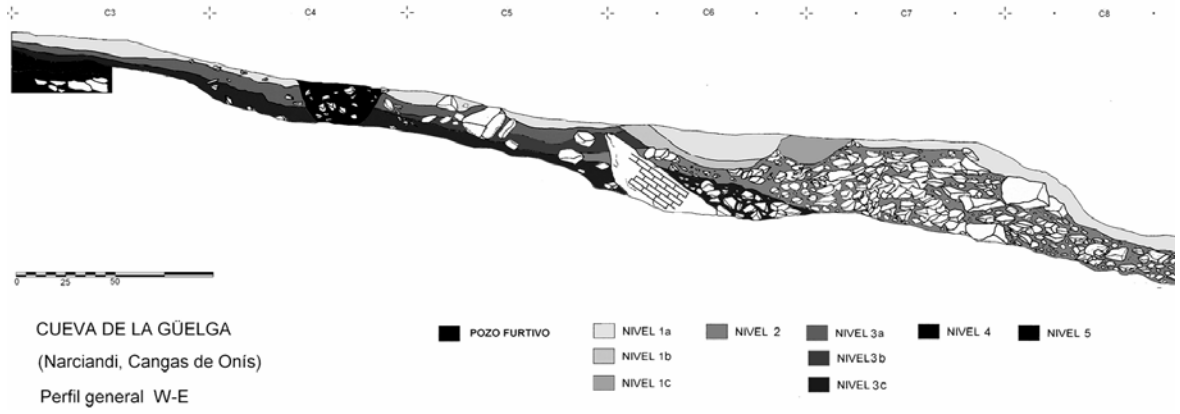



Figura 2. Corte estratigráfico de La Güelga, Zona A.

*La Güelga, Zona A stratigraphic section.*

Los niveles 1 y 2, de escasa entidad, se superponen a un Nivel 3 muy fértil desde el punto de vista arqueológico y compuesto por una matriz arcillosa muy rica en materia orgánica. Con una potencia variable entre 5 y 15 cm, buza en sentido E-O. Diferencias en la textura sedimentológica y la coloración apreciadas en el seno de esta unidad estratigráfica han aconsejado individualizar tres lechos o subniveles (de techo a base: niveles 3a; 3b y 3c. En cuanto a la cronología absoluta, se cuenta con fechas $^{14}C$ convencional, obtenidas a partir de muestras óseas exhumadas en la base del Nivel 3c, que, con gran coherencia, se sitúan en torno a 14.000 años B. P. (Tabla 1).

| ***Procedencia*** | ***Datación*** | ***Referencia*** |
|---|---|---|
| Zona A, Nivel 3c base | 14.020 ± 130 | GrN-17.255 |
| Zona A, Nivel 3c base | 14.090 ± 190 | GrN-19.610 |
| Zona A, Nivel 3c base | 14.17 ± 1.030/910 | GrN-19.387 |
| Zona C, Nivel 2/3 (cont.) | 13.890 ± 130 | |
| Zona D | 32.000 ± 1.600/1.350 | GrN-18.256 |
| Zona D, Nivel 1 (AMS) | 32.460 ± 440 | Beta-172.343 |
| Zona D, Nivel 2 (AMS) | 30.210 ± 340 | Beta-172.344 |
| Zona E, Nivel 4 (AMS) | 29.550 ± 310 | Beta-172.345 |

Tabla 1. Dataciones radiocarbónicas de La Güelga.

*La Güelga Radiocarbon dates.*

**La industria lítica del nivel 3**

Hasta la fecha el Magdaleniense de La Güelga es conocido por un arte mueble rico y singular (Martínez Villa y Menéndez, 1995; Menéndez y García Sánchez, 1998 y

1999; Menéndez y Martínez Villa, 1992a y b; Menéndez *et al.*, 2001); un avance a la contextualización del yacimiento dentro del Magdaleniense cantábrico, con algunos apuntes paleoeconómicos (García Sánchez *et al.*, e. p.) y por el papel que pudo jugar como asentamiento en la territorialidad de las comunidades que ocuparon la cuenca del Sella en las últimas fases del Paleolítico Superior (García Sánchez *et al.*, e. p.; Menéndez, 1999 y e. p.; Menéndez y García Sánchez, 1999). Hasta el momento, los datos disponibles para el conocimiento de su industria lítica han sido los breves apuntes proporcionados en algunos de los trabajos citados. Toda vez que se dispone de los resultados de un primer recuento del Nivel 3 de la Zona A, es posible proporcionar datos concretos, señalando que se trata de un avance a trabajos más minuciosos en proceso de elaboración. Todo ello con vistas a establecer futuras comparaciones de estos resultados con el resto de conjuntos líticos magdalenienses conocidos para la Cornisa Cantábrica, habiéndose seguido para el estudio la lista tipológica de Sonneville-Bordes y Perrot.

En líneas generales, cabe señalar que las diferentes capas del Nivel 3 cuentan con una industria lítica muy similar, concentrando la mayoría de sus efectivos en morfotipos concretos y con un comportamiento bastante homogéneo de los diferentes grupos tipológicos y de los índices esenciales y restringidos (Figs. 3 y 4). Los tres subniveles cuentan con industrias líticas dominadas relativamente por el utillaje microlaminar; disponen de una presencia consistente de útiles de substrato, grupo tipológico dominado por escotaduras y denticulados; cuentan con una representación nutrida de láminas con retoque continuo en uno o dos bordes y ofrecen un equilibrio relativo de raspadores y buriles. Este último aspecto permite apreciar una tendencia de base a techo. Así, en el Nivel 3c los buriles tienen un número mayor de representantes. Esta situación comienza a equilibrarse en el 3b, dinámica acentuada en 3a. Por otra parte, resulta llamativo el dominio que ejercen los raspadores altos dentro de su grupo tipológico, especialmente en los Niveles 3b y 3c.

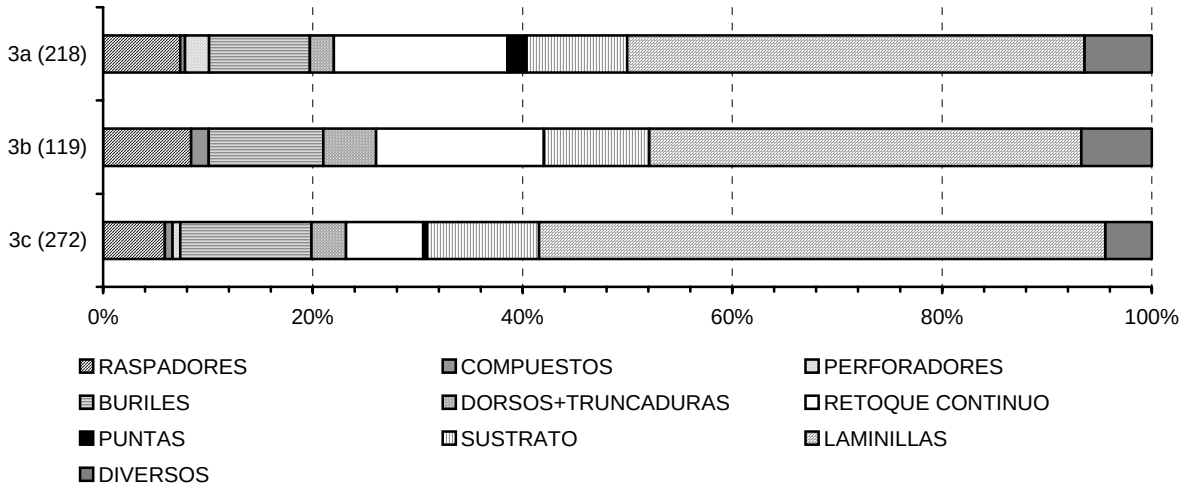



Figura 3. La Güelga. Zona A, Nivel 3. Grupos tipológicos del utillaje lítico.
*La Güelga. Zona A, Level 3. Lithic tool groups.*

## III.1. Nivel 3a

La industria lítica del Nivel 3a cuenta con un total de 218 efectivos, siendo el conjunto con mayor diversidad tipológica. El comportamiento de los diferentes grupos tipológicos es similar al de 3b y 3c, pero hay peculiaridades que singularizan esta capa. Quizás esta circunstancia se deba atribuir a que posiblemente se trate de la ocupación magdaleniense con mayor contaminación de materiales solutrenses desprendidos de la brecha anteriormente citada. Tal anomalía aparece claramente expresada en forma de cuatro puntas de cara plana, cifra que representa un 1,83% sobre el total del conjunto retocado. Otra peculiaridad es un porcentaje sensiblemente mayor de perforadores (2,29%), grupo tipológico prácticamente ausente en el resto de la secuencia (3b: 0%; 3c: 0,76%). Por otra parte, se cuenta con una

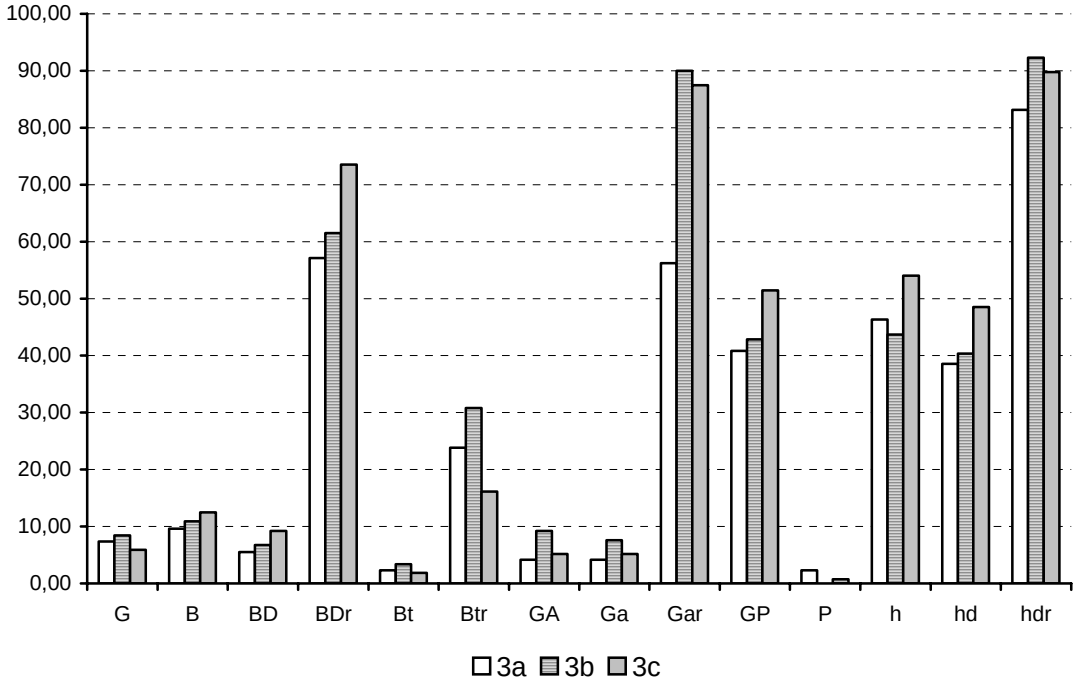



Figura 4. La Güelga. Zona A, Nivel 3. Índices de los grupos tipológicos. G: índices de raspadores; B: índice de buriles; BD: índice de buriles diedros; BDr: índice restringido de buriles diedros; Bt: índice de raspadores sobre truncatura; Btr: índice restringido de raspadores sobre truncatura; GA: índice del grupo auriñaciense; Ga: índice de raspadores auriñacienses; Gar: índice restringido de raspadores auriñacienses; GP índice del grupo perigordiense; P: índice de perforadores; h: índice de utillaje microlaminar; hd: índice de hojitas de dorso; hdr: índice restringido de hojitas de dorso.

*La Güelga. Zona A, Level 3. Lithic tool Group indices. G: end-scrappers tool group index; B: burin tool group index; BD: angle dihedral burin group index; BDr: angle dihedral burin group restricted index; Bt: burin on retouched truncation group index; Btr: burin on retouched truncation group restricted index; GA: Aurignacian tool group index; Ga: Aurignacian end-scrappers group index; Gar: Aurignacian end-scrappers group restricted index; GP: Perigordien tool group index; P: norer index; h: bladelet tool group index; hd: backed bladelet index; hdr: backed bladelet restricted index.*

incidencia menor del "grupo auriñaciense" merced a una mayor variabilidad en la morfología de sus raspadores. En cuanto al capítulo de las láminas con retoque continuo, es el nivel con una representación más nutrida del grupo.

Puede apreciarse una menor presencia de hojitas de dorso, si bien la incidencia del utillaje microlaminar es ligeramente superior a la manifestada por del Nivel 3b. Esta aparente contradicción se explica por la incidencia de las hojitas *dufour*. Siendo más precisos, por el número relativamente apreciable de laminillas con retoque simple, continuo y directo sobre un filo que se asemejan a las descritas para los niveles 7, 6 y 4, donde son especialmente abundantes, de la Cueva del Juyo (González Echegaray, 1985). Siguiendo a este autor, a efectos estadísticos y de forma provisional, se han sumado estos ejemplares a las escasas hojitas *dufour* clásicas. En cualquier caso, este tipo de laminilla donde más prolifera es en esta capa de La Güelga A, siendo su presencia en 3b y 3c prácticamente testimonial, sin alcanzar la cota de representación que se ha descrito para estos niveles en El Juyo

### III.2.Nivel 3b

La industria lítica del Nivel 3b es menos numerosa que la del subnivel inmediatamente superior, totalizando meramente 119 ejemplares. Algo en consonancia con una superficie excavada sensiblemente menor (Fig. 2). El conjunto se encuentra claramente dominado por el utillaje microlaminar, que supone un 43,70 % del total. Dentro de este grupo, el 92,31% de los efectivos corresponde a hojitas de dorso. Como

ocurre con la capa superior, existe un equilibrio relativo entre buriles (10,92%) y raspadores (8,40%). Los primeros aparecen dominados claramente por tipos diedros, con un índice restringido de 61,54%. En cuanto a los raspadores, el 90% de los mismos corresponde a tipologías "altas".

### III.3.Nivel 3c

Con un total de 272 efectivos, el conjunto lítico del Nivel 3c es el más nutrido de toda la secuencia. El grupo tipológico dominante es el del utillaje microlaminar, con una incidencia del mismo aún más acusada que en 3a y 3b: un 54,04% del total de la industria retocada. El 89,80% de los efectivos que integran esta categoría corresponde a hojitas de dorso. El equilibrio relativo de raspadores y buriles manifestado en las capas superiores se rompe en ésta en beneficio del segundo grupo (5,88%/12,50%). Dentro del apartado de los raspadores, los tipos mejor representados son los altos o auriñacienses, con un índice restringido del 87,50%. En lo tocante a los buriles, el 77,42% de los mismos se concentra en tipos diedros.

Dentro de la abundancia de láminas con retoque continuo en uno o ambos bordes manifestada en todas las capas del Nivel 3, 3c es aquélla que cuenta con una presencia menos consistente de las mismas. Este capítulo supone el 7,35% del total del conjunto, frente al 15,97% de 3b y el 16,51% de 3a. La impresión que se desprende es que la incidencia de este grupo tipológico es inversamente proporcional a la del utillaje microlaminar. Cuando menos, esa parece ser la dinámica que puede apreciarse en esta secuencia.

## Caracterización general y reflexiones finales

Los rasgos básicos de la industria lítica del Nivel 3 de La Güelga A pueden establecerse de la siguiente forma: (1) predominio del utillaje microlaminar, (2) cierto equilibrio entre raspadores y buriles, (3) predominio de los tipos altos dentro de los raspadores, (4) una incidencia limitada de buriles sobre truncaturas y (5) predominio de los buriles diedros. Cabe señalar que no se contabilizaron dentro del conjunto lítico retocado el grueso de aquellas piezas que, siguiendo las definiciones clásicas, podrían haberse clasificado como "raspadores nucleiformes". A nuestro juicio, exceptuando tres ejemplares con evidencias macroscópicas de haber servido como raspadores, es muy posible que meramente se trate de núcleos piramidales de hojitas. Se ha preferido mantener una posición de prudencia y aguardar a contar con análisis traceológicos antes de incorporar o desechar estos efectivos como parte integrante del conjunto lítico retocado, tal como recomienda Pilar Utrilla (1996 y 1994).

Cabe señalar que la industria ósea de las tres capas que componen el Nivel 3 está dominada por azagayas cuadrangulares y triangulares, así como por azagayas monobiseladas de sección circular, todas ellas muy homogéneas en su morfología. Esto es, los rasgos tipológicos evidenciados por los conjuntos lítico y óseo de estas tres capas arqueológicas coinciden en señalar que estamos ante un yacimiento que puede encuadrarse dentro de lo que Pilar Utrilla (1981) denominó Magdaleniense Inferior cantábrico *Facies Juyo* en su sistematización del Magdaleniense Antiguo de la cornisa Cantábrica. Sobre todo si se tienen en cuenta las matizaciones en cuanto al comportamiento del utillaje microlaminar introducidas por los datos obtenidos en excavaciones publicadas en tiempos más recientes (cfr. García Sánchez *et al.*, e. p., al respecto), como las de las Cuevas del Juyo (Barandiarán *et al.*, 1895) o del Rascaño (González Echegaray y Barandiarán Maestu, 1981). En concreto, la industria lítica cuyo estudio readelanta en estetrabajo se asemeja mucho a los datos publicados para los niveles 7 y 6 de este yacimiento, alejándose de conjuntos más diversificados como el Nivel 4 de este mismo yacimiento (González Echegaray, 1985).

Esta ausencia de diversidad tipológica, tanto en el apartado de la industria lítica como en el de la ósea, es un rasgo que aleja el depósito que nos ocupa del Magdaleniense Medio cantábrico, horizonte tecnológico caracterizado precisamente por la variabilidad y la diversidad de sus conjuntos (Adán Álvarez *et al.*, 2002; Corchón Rodríguez, 1995). Algunos de los motivos iconográficos del arte mueble del nivel 3 de La Güelga también parecen vincularse de forma recurrente a depósitos cantábricos definidos como Magdaleniense Inferior (Menéndez, e. p.; Menéndez y García Sánchez, 1998). Más allá de consideraciones cronoculturales, esta variabilidad reducida del instrumental lítico y óseo bien pudiera estar relacionada con las actividades desarrolladas en el yacimiento. Los datos paleoeconómicos disponibles parecen señalar que, durante el Magdaleniense, La Güelga fue ocupada de forma estacional y tuvo una clara vocación cinegética (García Sánchez *et al.*, e. p.), por lo que no resulta aventurado proponer como hipótesis que se trató de un asentamiento logístico dentro de las estrategias de aprovechamiento del medio desarrolladas por las comunidades de cazadores-recolectores que ocuparon la cuenca del Sella en las últimas fases del Paleolítico Superior de la zona.

**Agradecimientos**

La realización de este trabajo se enmarca dentro de los proyectos *Excavaciones Arqueológicas en la Cuenca del Río Güeña*, financiado por el Programa de Subvenciones para Proyectos de Investigación Arqueológica del Principado de Asturias y por el Plan de Promoción de la Investigación de la UNED y *El Poblamiento, los recursos y el territorio durante la Prehistoria en la cuenca media del Sella* (PC-SPV01-03), financiado por la FICYT de Asturias y el Excelentísimo Ayuntamiento de Oviedo.

**Referencias**

Adán Álvarez, G. A., García Sánchez, E. y Quesada López, J. M. (2002). La industria ósea magdaleniense de Cueva Oscura de Ania (Las Regueras, Asturias). Estudio tecnomorfológico y cronoestratigrafía. *Trabajos de Prehistoria*, 59, 43-63.

Barandiarán, I., Freeman, L. G., González Echegaray, J. y Klein, R. G., eds. (1985). *Excavaciones en la Cueva del Juyo*. Centro de Investigación y Museo de Altamira. Ministerio de Cultura. Madrid.

Corchón Rodríguez, Mª S. (1995). El Magdaleniense medio. Nuevos datos sobre la ocupación de la Cornisa Cantábrica entre el 14.000 y el 13.000 BP. En: A. Moure Romanillo y C. González Sainz, eds. *El final del Paleolítico cantábrico. Transformaciones ambientales y curturales durante el Tardiglacial y comienzos del Holoceno en la Región Cantábrica*, 117-158. Universidad de Cantabria. Santander.

García Sánchez, Menéndez y Quesada López, J. M. (e. p.). Güelga Cave (Narciendi, Cangas de Onís; Asturias, Spain) and Cantabrian Lower Magdalenian. En: *Actes du XIV Congress de l'U. I. S. P. P. Liege, Belgique, 2-8 sept. 2001*.

González Echegaray, J. (1985). La industria lítica. En: I. Barandiarán, L. G. Freeman, J. González Echegaray y R. G. Klein, eds. *Excavaciones en la Cueva del Juyo*, 121-153. Centro de Investigación y Museo de Altamira. Ministerio de Cultura. Madrid

González Echegaray, J. y Barandiarán Maestu, I., eds. (1981). *El Paleolítico Superior de la Cueva del Rascaño (Santander)*. Centro de Investigación y Museo de Altamira. Ministerio de Cultura. Madrid.

Hoyos Gómez, M. (1995). Paleoclimatología del Tardiglacial en la Cornisa Cantábrica basada en los resultados sedimentológicos de yacimientos arqueológicos kársticos. En: A. Moure Romanillo y C. González Sainz, eds. *El final del Paleolítico cantábrico. Transformaciones ambientales y culturales durante el Tardiglacial y comienzos del Holoceno en la Región Cantábrica*, 15-75. Universidad de Cantabria. Santander.

Martínez Villa, A. (1986). *Carta arqueológica de los concejos de Cangas de Onís y Onís*. Memoria de Licenciatura (inédita). Universidad de Oviedo.

Martínez Villa, A. y Menéndez, M. (1995). Arte mueble magdaleniense de la Cueva de la Güelga, Cangas de Onís, Asturias. En: *I Congresso de Arqueologia Peninsular. Porto, 1995. Trabalhos de Antropologia e Etnologia*, XXXV (2), 17-25. Oporto

Menéndez, M. (1997). Historiografía y novedades del arte mueble Paleolítico en la Península Ibérica. *Espacio, Tiempo y Forma*, 10, 129-173.

Menéndez, M. (1999). Tectiformes y otros signos apriétales de la Cueva del Buxu. En: J. González Echegaray y M. Menéndez, eds. *De Oriente a Occidente. Homenaje al Dr. Emilio Olávarri*, 247-265. Universidad Pontificia de Salamanca.

Menéndez, M. (e. p.): Arte prehistórico y territorialidad en la cuenca media del Sella. En: *Simposio de Arte Prehistórico. Septiembre de 2002, Ribadesella*.

Menéndez, M. y García Sánchez, E. (1998). Instrumentos musicales paleolíticos: la flauta magdaleniense de la Cueva de la Güelga (Asturias). *Espacio, Tiempo y Forma*, 11, 167-177.

Menéndez, M. y García Sánchez, E. (1999). La Cueva de la Güelga (Asturias): arte mueble y territorialidad en el Magdaleniense cantábrico. En: *Actas del XXIV Congreso Nacional de Arqueología. Cartagena, 1997. Vol. .: Los problemas del Paleolítico superior en el ámbito mediterráneo peninsular*, 87-93. Cartagena.

Menéndez, M., García Sánchez, E. y Quesada López, J. M., (2001). El Paleolítico Superior en la Cueva de la Güelga. *Revista de Arqueología*, 230, 14-25.

Menéndez, M., García Sánchez, E. y Quesada López, J. M. (e. p.). Excavaciones en la Cueva de La Güelga (Narciandi, Cangas De Onís). Campañas de 1999 a 2002. En: *Excavaciones arqueológicas en Asturias (1999-2002)*. Consejería de Cultura, Deportes y Juventud. Oviedo.

Menéndez, M. y Martínez Villa, A. (1992a). Excavaciones arqueológicas en la Cueva de La Güelga. Campañas de 1989-1990. En: *Excavaciones arqueológicas en Asturias (1987-1990)*, 75-80. Consejería de Cultura, Deportes y Juventud. Oviedo.

Menéndez, M. y Martínez Villa, A. (1992b). Una tibia con ciervas grabadas de la Cueva de la Güelga. Cangas de Onís, Asturias. *Zephyrus*, XLIV/XLV, 65-75.

Utrilla Miranda, P. (1981). *El Magdaleniense inferior y medio en la Costa Cantábrica*. Centro de Investigación y Museo de Altamira. Ministerio de Cultura. Madrid.

Utrilla Miranda, P. (1994). Campamentos-base, cazaderos y santuarios. Algunos ejemplos del Paleolítico peninsular. En: J. A. Lasheras, ed. *Homenaje al Dr. Joaquín González Echegaray*, 97-113. Museo y Centro de Investigación de Altamira/Ministerio de Cultura, Santander.

Utrilla Miranda, P. (1996). La sistematización del Magdaleniense cantábrico: Una revisión histórica de los datos. En: A. Moure Romanillo, ed. *El Hombre Fósil" 80 años después. Homenaje a Hugo Obermaier*, 211-247. Universidad de Cantabria. Fundación Marcelino Botín. Institute for Prehistoric Investigations. Santander.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# EL AZILIENSE DE CUEVA OSCURA DE ANIA (ANIA, LAS REGUERAS, ASTURIAS). AVANCE AL CONOCIMIENTO DE SU INDUSTRIA LÍTICA

**Oscura de Ania Cave (Ania, Las Regueras, Asturias). Azilian lithic assemblage preliminary report**

G. Adán, E. García Sánchez y J. M. Quesada

Departamento de Prehistoria e Historia Antigua. UNED. C/ Senda del Rey, 7. 28040 Madrid.

homoergaster@bec.uned.es; jmquesada@inicia.es; fax: 91·398·66·87

**Resumen**

Se ofrece un estudio sobre la variabilidad de la industria lítica aziliense de Cueva Oscura de Ania (Niveles 1 y 2). El Nivel 2 (Horizontes 0c y 0b) se caracteriza por (1) un porcentaje elevado de utillaje microlaminar, (2) dominio de raspadores sobre buriles y (3) representación poco consistente de útiles de substrato. El Nivel 1 (Horizontes 0 y 0a) ofrece como rasgos más destacados: (1) una representación modesta del componente microlaminar, (2) disminución acusada de la importancia de raspadores y aumento apreciable del buriles; y (3) proporción más elevada del utillaje de substrato.

**Palabras clave:** Cueva Oscura de Ania, industria lítica, Aziliense antiguo. Aziliense clásico, cuenca del Nalón. Asturias, cordillera Cantábrica, España.

**Abstract**

This paper introduces a preliminary report of the Oscura de Ania Cave with Azilian lithic industry (Levels 1 and 2). Level 2 (Layers 0c and 0b) it is characterized for: (1) a high percentage of bladelet tools group, (2) more end-scrappers than burins, and (3) a low percentage of substratum tools group. Level 1 (Layers 0 and 0a) shows as characteristic traits: (1) a modest representation of bladelet tools group, (2) decreasing percentages of end-scrappers, and noticeable increase in burins representation; and (3) higher proportion of the substratum tools group.

**Key words:** Oscura de Ania Cave, lithic assemblage, Lower Azilian, Classic Azilian, Nalón Basin., Asturias, Cantabrian Range, Spain.

## Introducción

Cueva Oscura de Ania se sitúa en la cuenca media del río Nalón, no muy lejos de las Cuevas de La Paloma, Sofoxó o Las Mestas (Figs. 1 y 2). El yacimiento fue excavado entre 1975 y 1980 por Gómez Tabanera y Pérez Pérez, quienes hallaron una secuencia interesante. La importante colección arqueológica exhumada en aquellos trabajos tan sólo fue difundida en artículos someros en su información (Gómez Tabanera *et al.*, 1975; Pérez Pérez, 1977, 1982 y 1992). En ellos se señalaba la existencia de dos niveles azilienses (Niveles 1 y 2) en los que se agruparon las cuatro unidades estratigráficas apreciadas durante la excavación (una discusión más detalla de esta cuestión puede encontrarse en Adán Álvarez *et al.*, 1999 y 2001).

Conscientes de la importancia de este registro, se decidió acometer el análisis de los materiales arqueológicos del yacimiento almacenados en el Museo Arqueológico de Asturias (Oviedo). Tras realizar una primera valoración de sus niveles azilienses (Adán Álvarez *et al.*, 1999) y ofrecer estudios detallados de las industrias óseas (Adán Álvarez *et al.*, 2001, 2002 y e. p. a y b), se presenta aquí un avance al estudio de las industrias líticas de su depósito aziliense.

## Industria lítica aziliense

Los conjuntos líticos de los horizontes azilienses del yacimiento muestran sensibles diferencias, con tendencias que pueden observarse de base a techo. El comportamiento de los diferentes grupos tipológicos permite establecer una primera diferencia entre dos espectros distintos (Fig. 3), algo que ya se intuyó en un recuento preliminar (Adán Álvarez *et al.*, 1999 y 2002). El primero de ellos se corresponde con los horizontes inferiores (0b y 0c), pues ambos muestran los porcentajes más elevados de utillaje microlaminar (45,02% y

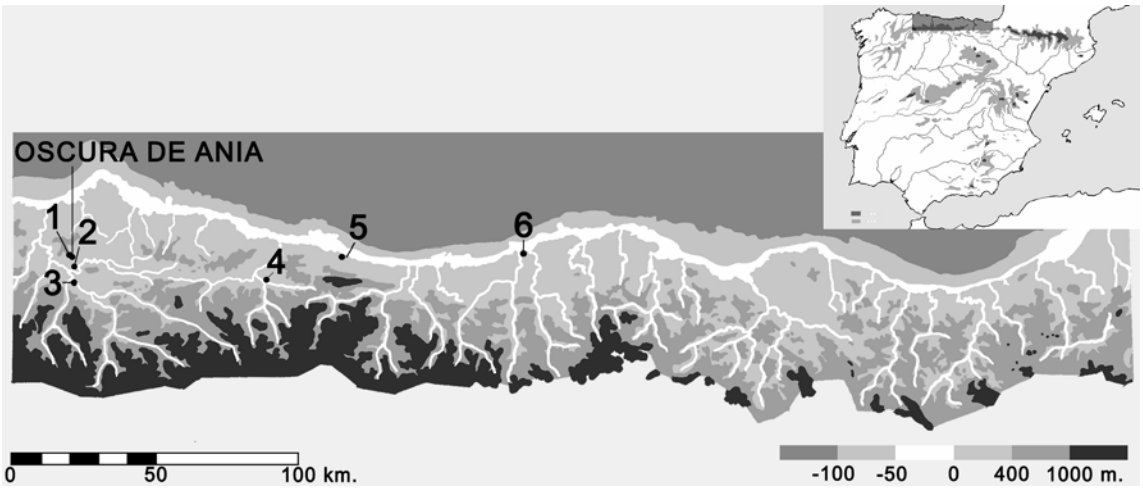



Figura 1. Localización de algunos de los yacimientos cantábricos citados en el texto: 1. La Paloma; 2. Sofoxó; 3. La Lluera I; 4. Los Azules I; 5. La Riera; 6. La Pila.

*Cantabrian spain sites cited in text: 1. La Paloma; 2. Sofoxó; 3. La Lluera I; 4. Los Azules I; 5. La Riera; 6. La Pila.*

55,84% respectivamente); predominio de raspadores sobre buriles (31,27%/4,81% y 19,24/8,20%); y una representación reducida de útiles de substrato (6,19% y 5,68%). El segundo correspondería con los horizontes superiores (0 y 0a), mucho más similares entre sí que los dos subyacentes. Los rasgos esenciales son el descenso acusado del utillaje microlaminar (24,22% y 29,30%); descenso de raspadores y aumento de buriles

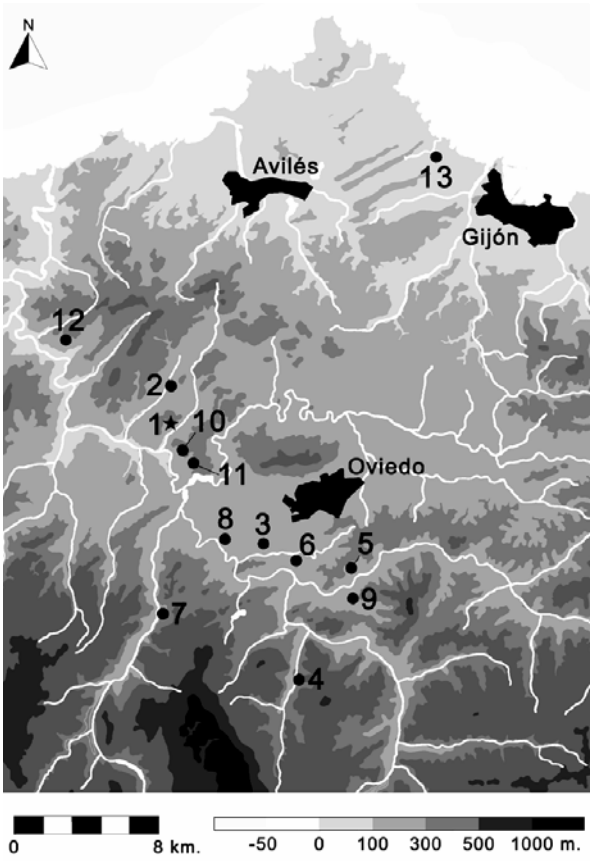



Figura 2. Localización de los principales yacimientos del Paleolítico Superior final de la cuenca del Nalón mencionados en el texto: 1. Oscura de Ania; 2. La Paloma; 3. Las Caldas; 4. Entrefoces; 5. La Viña; 6. Requexu; 7. El Ángel; 8. La Lluera I; 9. Los Murciélagos; 10. Mestas III, también conocida como Cueva del Gitano; 11. Sofoxó; 12. La Peña de Candamo; 13. Oscura de Perán.

*Nalón Basin Later Upper Palaeolithic sites better known: 1. Oscura de Ania; 2. La Paloma; 3. Las Caldas; 4. Entrefoces; 5. La Viña; 6. Requexu; 7. El Ángel; 8. La Lluera I; 9. Los Murciélagos; 10. Mestas III, aka Cueva del Gitano; 11. Sofoxó; 12. La Peña de Candamo; 13. Oscura de Perán.*

(28,34%/16,26% y 31,85%/12,74%); y presencia consistente del utillaje de substrato (13,84% y 15,92%). Parece, pues que de base a techo se puede apreciar una dinámica general que puede expresarse en el descenso del utillaje microlaminar y el aumento correlativo de útiles de substrato y buriles.

### Nivel 2: Horizontes 0b y 0c

Los conjuntos líticos exhumados en las dos capas inferiores del depósito aziliense de Oscura de Ania son numerosos: 291 elementos retocados en 0b y 317 en 0c. Ambas muestras se caracterizan por el claro dominio del utillaje microlaminar (45,02% y 55,84% respectivamente; Figs. 3 y 4) y una presencia muy modesta de útiles de substrato (6,19% y 5,68%). Esta homogeneidad se ve interrumpida si se atiende a la dinámica evidenciada por raspadores y buriles. Ambos horizontes cuentan con un predominio de los primeros sobre los segundos, pero este rasgo es mucho más acusado en H·0b que en H·0c (31,27%/4,81% y 19,24/8,20%). En cualquier caso, los rasgos básicos parecen coincidir con aquellos propuestos como definitorios del Aziliense cantábrico (Fernández-Tresguerres Velasco, 1980). El comportamiento de los diferentes tipos que integran el utillaje microlaminar (Figs. 5 y 6) permite matizar esta atribución. El predominio de hojitas de dorso (índice restringido: 58,02% y 70,06%; restringido modificado: 36,95% y 49,72%) se ve acompañado por una presencia más que consistente de micrograveltes (i.r.: 32,82% y 20,34%) y de hojitas y puntas de doble dorso (i.r. mod. 18,11%; 9,94%). Estos rasgos parecen estar en consonancia con aquéllos atribuidos al Aziliense Antiguo cantábrico (Fernández-Tresguerres Velasco, 1990 y 1995).

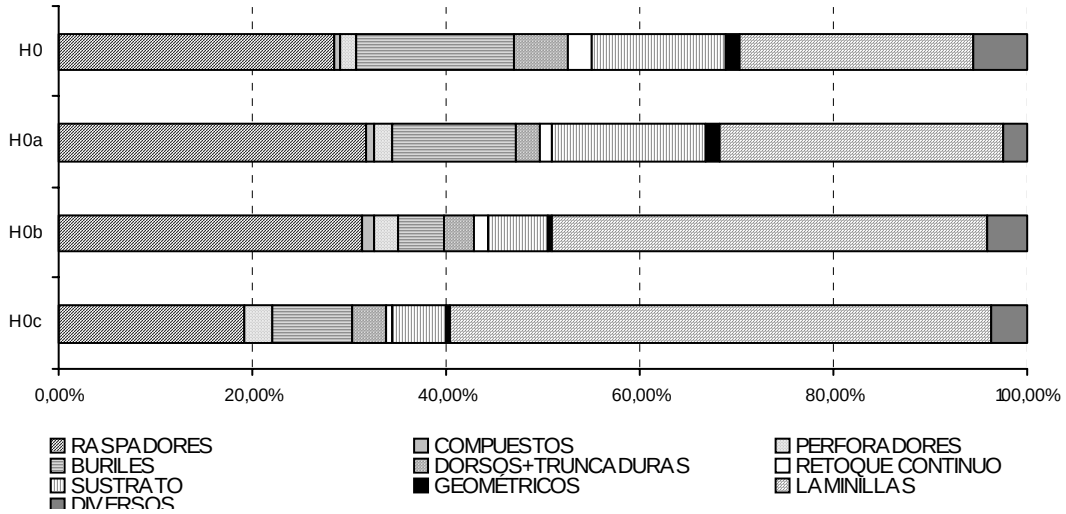



Figura 3. Cueva Oscura de Ania. Niveles azilienses. Grupos tipológicos del utillaje lítico.

*Oscura de Ania Cave. Azilian Levels. Lithic tool groups.*

Estas cifras se alejan del espectro microlaminar del Nivel 3e de la Cueva de Los Azules I (Fernández-Tresguerres Velasco, 1980), con una presencia anecdótica de micrograveltes, y son superiores a los porcentajes de colecciones como el Nivel 26 de La Riera (Straus y Clark, 1986). Oscura de Ania 0b y 0c podrían ser similares a Los Azules I 5b y 5c y La Lluera I 2A, si bien no se dispone de cifras concretas sobre la industria lítica de estos depósitos (Fernández-Tresguerres Velasco, 1990 y 1995; Rodríguez Asensio, 1990). En principio, los datos conocidos para La Pila comentan la presencia en disminución de micrograveltes desde sus niveles azilienses más antiguos hasta los más recientes (Bernaldo de Quirós *et al.*, 1992). Sin embargo, los datos publicados hasta la fecha (Lagüera García, 1991) no arrojan cifras semejantes.

En cuanto a puntas y laminillas de doble dorso (que bien pudieran ser fruto de la fractura de las primeras), las noticias que se disponen para La Lluera II 2A (Rodríguez Asensio, 1990) y Los Azules I 5b-5c (Fernández-Tresguerres Velasco, 1995; Fernández-Tresguerres Velasco y Junceda Quintana, 1994) hacen

referencia a su presencia. En el caso de éste último depósito, se comenta cómo las microgravettes pequeñas, anchas y gruesas del Nivel 5c desaparecen a favor de aquéllas más largas y estrechas del Nivel 5b. Las laminillas/puntas de doble dorso de Cueva Oscura exhiben rasgos morfotécnicos similares, tratándose de laminillas estrechas, espesas y simétricas, en ocasiones biapuntadas, y generalmente con retoques bipolares en los dorsos (Adán Álvarez *et al.*, 1999 y 2001).

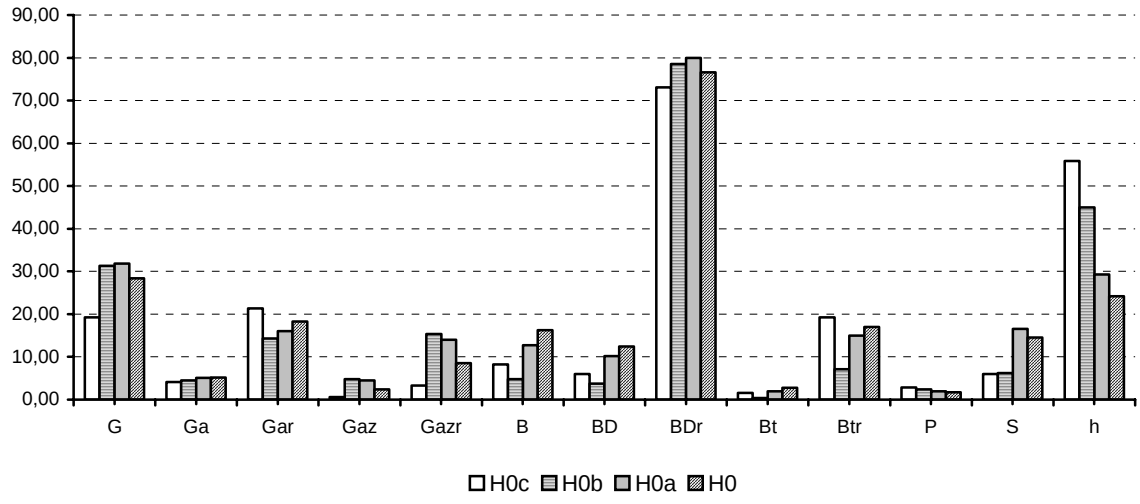



Figura 4. Cueva Oscura de Ania. Niveles azilienses. Índices de los grupos tipológicos. G: índices de raspadores; Ga: índice de raspadores auriñacienses; Gar: índice restringido de raspadores auriñacienses; Gaz: índice de raspadores "azilienses"; Gazr: índice restringido de raspadores "azilienses"; B: índice de buriles; BD: índice de buriles diedros; BDr: índice restringido de buriles diedros; Bt: índice de raspadores sobre truncatura; Btr: índice restringido de raspadores sobre turncatura; P: índice de perforadores; h: índice de utillaje microlaminar.

*Oscura de Ania Cave. Azilian Levels. Lithic tool Group indices. G: end-scrappers tool group index; Ga: Aurignacian end-scrappers group index; Gar: Aurignacian end-scrappers group restricted index; Gaz: Azilian end-scrappers group index; Gazr: Azilian end-scrappers group restricted index; B: burin tool group index; BD: angle dihedral burin group index; BDr: angle dihedral burin group restricted index; Bt: burin on retouched truncation group index; Btr: burin on retouched truncation group restricted index; P: norer index; h: bladelet tool group index.*

## Nivel 1: Horizontes 0 y 0a

Las industrias líticas de las capas H·0 y H·0a muestran un comportamiento muy similar en cuanto a la distribución de sus efectivos por grupos tipológicos (Fig. 3), a pesar del diferente volumen de datos que ofrecen una y otra colección (289 y 157 efectivos, respectivamente). En cualquier caso, esta homogeneidad es suficiente como para pensar que ambos podrían integrar una unidad (Adán Álvarez *et al.*, 1999 y 2001).

En ambas colecciones, el utillaje microlaminar tiene una presencia importante (Figs. 3 y 4), si bien sus cifras no son tan espectaculares como en las dos capas que integran el Nivel 2: 24,22% para H·0 y 29,30% para H·0a. En cualquier caso, estos porcentajes son ligeramente inferiores a los manifestados por los raspadores (28,37% y 31,85%, respectivamente. En cuanto a los buriles, su presencia aumenta de forma notable respecto a las capas inferiores: 16,26% y 12,74%. El resultado es una colección más diversificada, alcanzando la máxima expresión de este rasgo en H·0, en contraste con la especialización tipológica que puede apreciarse en H·0c, la capa aziliense más antigua del yacimiento.

Como ocurriera en las capas agrupadas en el Nivel 2, el espectro tipológico de los raspadores está dominado por los tipos sobre extremos de lasca y de lámina, con frecuentes fracturas proximales. Sin embargo, no están ausentes los tipos altos ni los raspadores "de botón" (Fig. 4). En cuanto a H·0, presenta la peculiaridad

de contar con un elevado porcentaje de raspadores atípicos: con retoques poco elaborados; frentes inversos y frentes denticulados.

La representación del utillaje microlaminar en ambas capas es inferior a la manifestada por otros depósitos azilienses cantábricos, como La Riera 26 (Straus y Clark, 1986). Cueva Oscura H·0 y H·0a recuerdan a La Paloma "Aziliense y Nivel 2" (Martínez Navarrete y Chapa Brunet, 1980) y a Pendo 1, si bien parece que ésta última colección está afectada por un deficiente método de toma de datos durante la excavación (Tresguerres-Fernández Velasco, 1980).

En cuanto al espectro microlaminar (Figs. 5 y 6), resulta llamativa la acusada disminución de micrograveттes (índice restringido de 10% en ambas capas; i. r. mod: 8,97% y 8%). Dentro de la homogeneidad que se perfila al observar el comportamiento de los grupos tipológicos, H·0a cuenta con peculiaridades en el seno del utillaje microlaminar (Figs. 5 y 6) . En él parecen confluir elementos propios de H·0b y H·0, las capas inmediatamente inferior y superior. Con el primero de ellos comparte una distribución similar de hojitas de dorso y puntas/hojitas de doble dorso. En cuanto a H·0, con él comparte la mencionada escasez de micrograveттes.

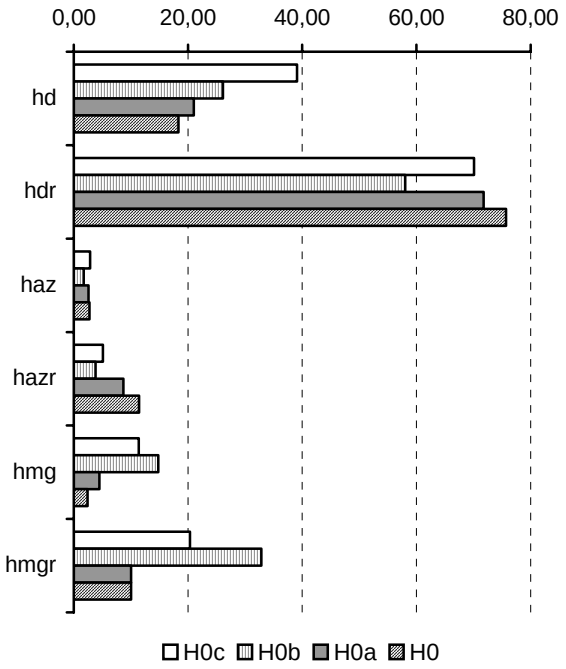



Figura 5. Cueva Oscura de Ania. Niveles azilienses. Índices del grupo microlaminar. hd: índice de hojitas de dorso; hdr: índice restringido de hojitas de dorso; haz: índice de puntas azilienses; hazr: índice restringido de puntas azilienses; hmg: índice de micrograveттes, hmgr: índice restringido de micrograveттes.

*Oscura de Ania Cave. Azilian Levels. Bladelet Lithic tool Group indices. hd: backed bladelet tool group index. hdr: backed bladelet tool group restricted index. haz: azilian point index; hazr: azilian point restricted index; hmg: micrograveттes index; hmgr: micrograveттes restricted index.*

**Consideraciones finales**

En las industrias líticas de la secuencia aziliense de Cueva Oscura de Ania pueden apreciarse ciertas tendencias de cambio. La más evidente quizás sea el tránsito de un espectro más especializado en la base hacia otro mucho más diversificado en el techo, apreciable, tanto si atiende a la variabilidad del utillaje como al grado de representación de los diferentes grupos tipológicos. Esta diversificación del utillaje lítico vendría expresada por la pérdida de importancia que progresivamente adquiere el utillaje microlaminar en beneficio de raspadores, buriles y útiles de substrato.

Las dos capas agrupadas en el Nivel 2 (Horizontes 0b y 0c) participan de rasgos propios del Aziliense antiguo cantábrico, tal como parece presentarse en Los Azules I 5b-5c y La Lluera I 2A. Cuestión ésta que es adelantada aquí en la primera valoración del depósito aziliense del yacimiento (Adán Álvarez *et al.*, 1999) y que parece confirmar el análisis de la industria ósea (Adán Álvarez *et al.*, 2001;y e. p. a). Las características fundamentales del Aziliense antiguo, cuando menos en el occidente de la cordillera Cantábrica, pueden resumirse en los siguientes puntos: (1) una presencia elevada del utillaje microlaminar, (2) hojitas de dorso

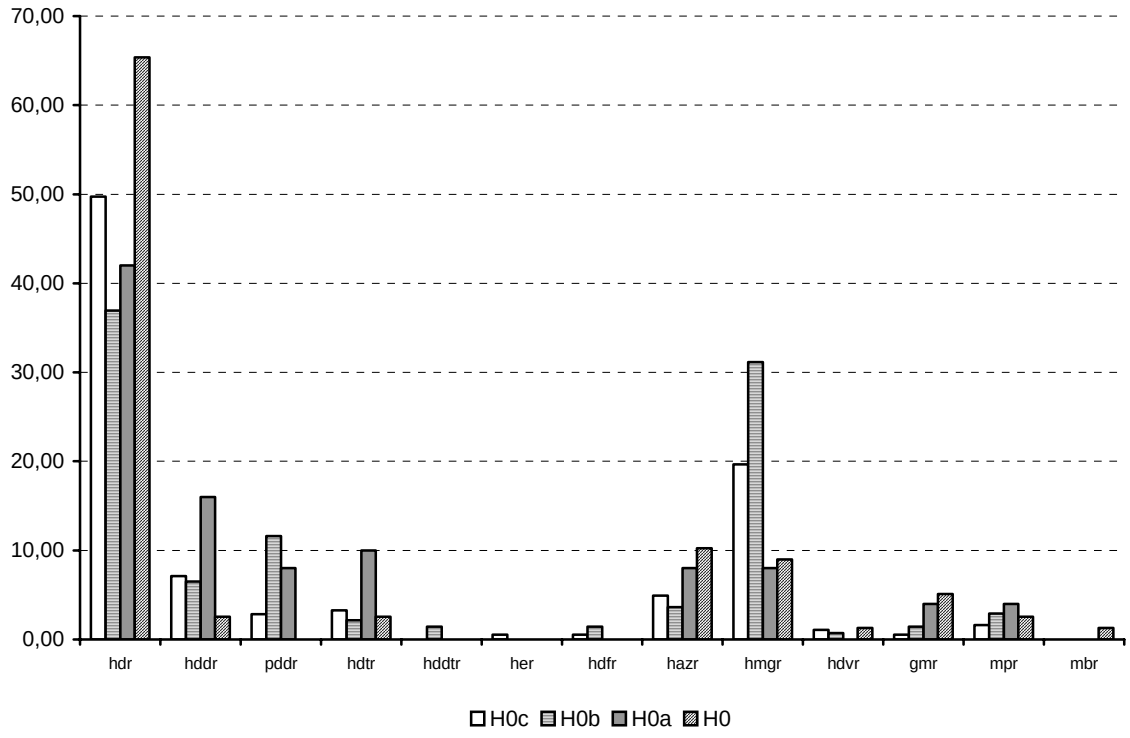



Figura 6. Cueva Oscura de Ania. Niveles azilienses. Índices restringidos modificados del grupo microlaminar. hdr: hojitas de dorso; hddr: hojitas de doble dorso; pddr: puntas de doble dorso; hdtr: hojitas de dorso truncadas; hddtr: hojitas de dorso denticuladas; her: hojitas con escotadura; hdfr: laminillas dufour; hazr: puntas azilienses; hmg: microgravettes, hmgr: microgravettes; hdvr: hojitas diversas; gmr: geométricos; mpr: microperforadores; mbr: microburiles.

*Figure 6. Oscura de Ania Cave. Azilian Levels. Modified Bladelet Lithic tool Group restricted indices. hdr: backed bladelet; hddr: double backed bladelet; pddr: double backed points; hdtr: tuncated backed bladelet; hddtr: denticulated backed bladelet; her: notched bladelet; hdfr: dofour bladelet; hazr: azilian point; hmgr: microgravettes; hdvr: diverse bladelet; gmr: geometric; mpr: micronorer; mbr: microburin.*

abundantes pero (3) porcentajes apreciables de microgravettes y (4) de laminillas/puntas de doble dorso. La estandarización morfotécnica que observada en este repertorio microlaminar puede interpretarse como otro elemento más del perfil especializado que evidencian estas colecciones. En general, puede afirmarse que los conjuntos líticos del Oscura de Ania 0b y 0c evidencian un grado alto de convencionalismo tipológico, estandarización cuyas raíces podrían encontrarse en las últimas fases del Magdaleniense cantábrico. En este sentido cabe interpretar el espectro de La Riera 24 (Straus y Clark, 1986), por ejemplo, y el incremento generalizado de elementos "azilianizantes" como las microgravettes (González Sainz, 1989).

Los Horizontes 0a y 0 evidencian rasgos netamente distintos a los observados en las capas inmediatamente inferiores. En especial, el descenso que experimenta la representación del utillaje microlaminar, equiparada con la de raspadores. También el aumento de la presencia de buriles y de útiles de sustrato. El análisis de la industria ósea que acompaña estas colecciones líticas (Adán Álvarez *et al.,* 2001), las unidades estratigráficas que componen el Nivel 1 de Oscura de Ania parecen corresponder con las primeras fases del Aziliense clásico. En puridad, H·0b exhibe peculiaridades respecto a H·0c que prefiguran rasgos característicos de los horizontes inmediatamente superiores. Así, su utillaje lítico cuenta con un mayor índice de diversificación, expresado en un ligero descenso de la importancia del utillaje microlaminar en beneficio de buriles y, en menor medida, substrato. En cualquier caso, H·0 parece expresar plenamente o culminar una tendencia: ofrece el grado más alto de diversificación, puesto de manifiesto en la menor incidencia del utillaje microlaminar en toda la secuencia. Por otra parte, el espectro de este grupo tipológico es el menos complejo de todos (Figs. 5 y 6):

concentra casi todos sus efectivos en la forma de hojitas de dorso simples y reduce drásticamente la presencia de microgravettes y puntas/laminillas de doble dorso se convierten en rarezas.

Para terminar estos breves apuntes, apuntar otros elementos que se perfilan como interesantes a la hora de interpretar la variabilidad industrial del Aziliense de Oscura de Ania. A pesar de que hasta la fecha no se ha tenido acceso a los diarios de excavación, se cuenta con indicios sobre áreas diferenciadas en algunas de estas capas arqueológicas y zonas afectadas por fenómenos de bioturbación. En primer lugar, durante la excavación parece que H·0a se individualizó como unidad representante de una estructura latente, posiblemente un área de combustión dentro del Nivel 1. A ello parece apuntar el etiquetado de algunos elementos de las colecciones líticas y óseas de este Horizonte; la presencia de numerosas piezas de sílex y hueso con claros vestigios de haber estados sometidos a la acción del fuego; y un estudio preliminar de dispersión horizontal de restos a partir de las coordenadas del etiquetado. Según el mismo, los restos líticos y óseos de H·0a ocupan el espacio que aparece como vacío en H·0. Se espera poder profundizar en nuestro estudio en un futuro cercano.

**Agradecimientos**

La realización de este trabajo se enmarca dentro del proyecto *Análisis de los materiales depositados en el "Museo Arqueológico de Asturias" de Cueva Oscura de Ania (Las Regueras)*, financiado por el marco de la Convocatoria 2.000 del Programa de Subvenciones para Proyectos de Investigación Arqueológica del Principado de Asturias (*Boletín Oficial del Principado de Asturias*, 4/VIII/2000 y Corrección del 28/IX/2000).

**Referencias**

Adán Álvarez, G. E., García Sánchez, E. y Quesada López, J. M. (1999). El Aziliense de Cueva Oscura de Ania (Las Regueras, Asturias): Primera aproximación y su contexto en la Cuenca del Nalón. *Espacio, Tiempo y Forma. Serie* I: *Prehistoria y Arqueología*, 12, 215-267.

Adán Álvarez, G. E.; García Sánchez, E. y Quesada López, J. M. (2001). Cueva Oscura de Ania (Las Regueras, Asturias). Contribución al conocimiento del Aziliense antiguo cantábrico. *Complutum*, 12, 9-32.

Adán Álvarez, G. A., García Sánchez, E. y Quesada López, J. M. (2002). La industria ósea magdaleniense de Cueva Oscura de Ania (Las Regueras, Asturias). Estudio tecnomorfológico y cronoestratigrafía. *Trabajos de Prehistoria*, 59, 43-63.

Adán Álvarez, G. E., García Sánchez, E. y Quesada López, J. M. (e. p. a). Cueva Oscura de Ania (Las Regueras, Asturias, España) y la definición del Aziliense antiguo: La industria ósea. En: *Actas del XXVI Congreso Nacional de Arqueología. Zaragoza. 18-21 de abril de 2001*. Fundación Fernando el Católico. Zaragoza.

Adán Álvarez, G. E., García Sánchez, E. y Quesada López, J. M. (e. p. a). Avance al estudio del Magdaleniense de Cueva Oscura de Ania (Las Regueras, Asturias, España). En: *Actas del XXVI Congreso Nacional de Arqueología. Zaragoza. 18-21 de abril de 2001*. Fundación Fernando el Católico. Zaragoza.

Bernaldo de Quirós, F., Gutiérrez Sáez, C., Heras, C., Laguera, M. A., Pelayo, M.; Pumarejo, P. y Uzquiano, P. (1992). Nouvelles données sur la transition Magdalénien supérieur-Azilien: La Grotte de "La Pila" (Cantabria, Espagne). En: J.-Ph. Rigaud, H. Laville y B. Vandermeersch, eds. *Le Peuplement magdalénien. Paléogéographie physique et humaine. Colloque de Chancelade, 10-15 octobre 1988.* Ministère de l'Éducation Nationale et de la Culture/Comité des Travaux Historiques et Scientifiques. Paris.

Fernández-Tresguerres Velasco, J. A. (1980). *El aziliense en las provincias de Asturias y Santander*. Centro de Investigación y Museo de Altamira/Dirección General del Patrimonio Artístico, Archivos y Museos. Madrid.

Fernández-Tresguerres Velasco; J.A. (1990). El Epipaleolítico en Asturias: El fin de los cazadores recolectores. En: *Historia de Asturias*, I, 85-100. Prensa Asturiana. Oviedo.

Fernández-Tresguerres Velasco; J.A. (1995). El Aziliense de la región cantábrica. En: A. Moure Romanillo y C. González Sainz, eds. *El final del Paleolítico cantábrico. Transformaciones ambientales y culturales durante el Tardiglacial y comienzos del Holoceno en la Región Cantábrica*, 199-224. Universidad de Cantabria. Santander.

Fernández-Tresguerres Velasco; J.A. y Junceda Quintana, F. (1994): Los arpones azilienses de la cueva de Los Azules (Cangas de Onís, Asturias). En: J. A. Lasheras, ed. *Homenaje al Dr. Joaquín González Echegaray*, 87-95. Museo y Centro de Investigación de Altamira/Ministerio de Cultura. Santander.

Fernández-Tresguerres Velasco, J. A. y Rodríguez Fernández, J. J. (1990). La Cueva de los Azules (Cangas de Onís). En *Excavaciones Arqueológicas en Asturias 1983-1986*, 129-133. Consejería de Cultura, Deportes y Juventud. Oviedo.

Gómez Tabanera, J.M., Pérez Pérez, M. y Cano Díaz, J. (1975). Première prospection de «Cueva Oscura de Ania» dans le bassin du Nalón (Las Regueras, Oviedo) et connaissance de ses vestiges d'Art Rupestre. *Bulletin de la Société Préhistorique de l'Ariège*, XXX, 59-69.

González Sáinz, C. (1989). *El Magdaleniense superior-final de la región cantábrica*. Ed. Tantin. Santander.

Lagüera García, M. A. (1991). La tipología del utillaje lítico del yacimiento de La Pila (Cuchía, Miengo, Cantabria). *Espacio, Tiempo y Forma (Serie I: Prehistoria y Arqueología)*, 4, 37-92.

Martínez Navarrete, Mª.I. y Chapa Brunet, T. (1980). La industria prehistórica de la Cueva de La Paloma (Soto de las Regueras, Asturias). En: M. Hoyos Gómez, M. I. Martínez Navarrete, T. Chapa Brunet, P. Castaños y F. B. Sanchíz, eds. *La Cueva de La Paloma. Soto de Las Regueras (Asturias)*. *Excavaciones Arqueológicas en España,* 116, 115-204. Ministerio de Cultura. Madrid.

Pérez Pérez, M. (1977). Presentación de algunos materiales procedentes de Cueva Oscura de Ania, Las Regueras (Asturias). En: *Actas del XIV Congreso Nacional de Arqueología,* 179-196. (Vitoria, 1975). Zaragoza.

Pérez Pérez, M. (1982). Las varillas semicilíndricas decoradas de Cueva Oscura de Ania, Las Regueras (Oviedo). *Sautuola*, III, 79-85.

Pérez Pérez, M. (1992). Un hueso grabado de «Cueva Oscura de Ania» (Las Regueras, Asturias). *Boletín del Instituto de Estudios Asturianos*, 140, 625-650.

Rodríguez Asensio; J. A. (1990). Excavaciones arqueológicas realizadas en la cueva de «La Lluera» (San Juan de Priorio-Oviedo). *Excavaciones Arqueológicas en Asturias 1983-1986*, 15-17. Consejería de Cultura, Deportes y Juventud. Oviedo.

Straus, L.G. y Clark, G.A. (1986): La Riera: Archaeological remains -level contents and characteristics. En: L. G. Straus y G. A. Clark, eds. *La Riera Cave. Stone Age hunther-gatherer adaptations in Northern Spain*. *Antropological Research Papers,* 36, *75-187*. Arizona State University, Tempe. USA.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# ARQUEOLOGÍA Y GAS NATURAL: EL PALEOLÍTICO MEDIO DE *EL BARANDIALLU* (VILLABONA, LLANERA, ASTURIAS CENTRAL)

**Archaeology and natural gas: Middle Palaeolithic of *El Barandiallu* (Villabona, Llanera, Central Asturias)**

(1) R. Estrada García y (2) J.F. Jordá Pardo

(1) Arqueólogo Consultor. C/ Río Esva, 7. 33010 Oviedo

(2) Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid. Ciudad Universitaria de Cantoblanco. 28049 Madrid.

jorda-sm@teleline.es; fax 91 542 79 39

**Resumen**

Situado en el centro de Asturias, El Barandiallu (Villabona, Llanera) es un nuevo yacimiento al aire libre desarrollado en los depósitos de la terraza fluvial de +26/27 m del río Aboño, que ha proporcionado una colección de artefactos líticos atribuida tecnológicamente al Paleolítico Medio. Su localización fue posible gracias a los trabajos de seguimiento arqueológico realizados durante la construcción de un gasoducto de gas natural en los años 1.987-88. Presenta un gran interés, dado que en el contexto regional de la cornisa cantábrica no son frecuentes los sitios con materiales mesopaleolíticos incluidos en estratigrafías al aire libre.

**Palabras clave:** glacis-terraza, industrias líticas, Paleolítico Medio, Pleistoceno Superior, Asturias central, España.

**Abstract**

Located on the central Asturias, El Barandiallu is a new open-air site with a Middle Palaeolithic lithics tools, developed into a + 26/27 m fluvial terrace of Aboño river and discovered during de archaelogical works related with the construction of natural gas inphrastructure. This site is important at the regional context of the Cantabrian coast, where open-air sites with Middle Palaeolithic remains are very limited.

**Key words:** fluvial terraces and glacis, lithic tools, Middle Palaeolithic, Upper Pleistocene, Central Asturias, Spain.

## Introducción

El yacimiento de El Barandiallu fue descubierto en el transcurso de los trabajos de seguimiento arqueológico de las obras del gasoducto Burgos-Cantabria-Asturias (Ramal de Avilés) que tuvieron lugar entre septiembre de 1.987 y septiembre de 1.988, si bien los trabajos de prospección superficial se prolongaron durante el verano de 1.989 en el caso concreto de esta localización (Estrada García, 1989). Dichos trabajos corrieron a cargo del personal adscrito a la Dirección Regional de Cultura de la Consejería de Educación, Cultura y Deporte del Principado de Asturias con la colaboración de la empresa ENAGAS. El Barandiallu se encuentra en la margen izquierda del río Aboño, en el barrio de La Vega, en las inmediaciones de Villabona (concejo de Llanera), provincia de Asturias (Fig. 1) y sus coordenadas U.T.M. son: X = 272.100, Y = 4.816.675.

El gasoducto Burgos-Cantabria-Asturias entra en el Principado de Asturias a la altura del estuario de Tina Mayor, sigue paralelamente a la costa, por el valle de la Borbolla y la rasa litoral, para penetrar hacia el interior desde el municipio de Ribadesella, atravesando los concejos de Parres, Infiesto y Siero, hasta llegar al término municipal de Llanera, donde se bifurca hacia Oviedo, Avilés y Gijón. Este gasoducto se construyó utilizando canalizaciones cuyas secciones oscilan entre 8 y 12 pulgadas y para su emplazamiento fue necesario la apertura de zanjas lineales de aproximadamente 1,5 m de profundidad, sobre cuyo fondo se asentó la tubería, enterrándose ésta y realizándose una restitución de terrenos que llevó aparejada la reposición del horizonte edáfico y la cubierta vegetal como trabajos finales. La sensibilidad ambiental mostrada por la empresa ENAGAS en la ejecución de la red nacional de gasoductos, incluyendo en los estudios medioambientales la realización de prospecciones arqueológicas previas a la apertura de la zanja y de seguimientos arqueológicos durante la

excavación de la misma, propiciaron el descubrimiento y la documentación de un elevado número de yacimientos en todo el territorio peninsular, actividades que fueron dadas a conocer en una publicación divulgativa (Romero *et al*., 1989).

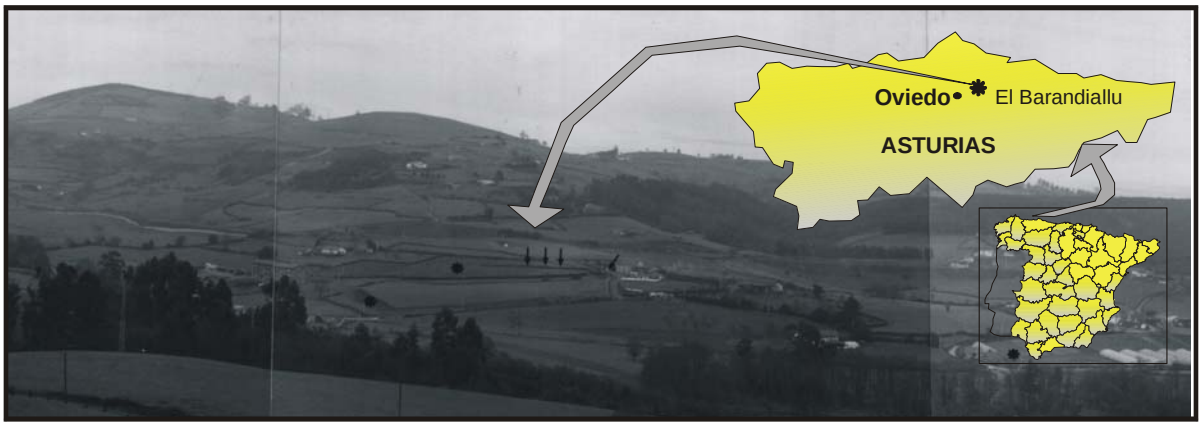



Figura 1. Situación geográfica de El Barandiallu (Villabona, Llanera, Asturias) y vista general de su glacis-terraza.

*Geographical location of El Barandiallu (Villabona, Llanera, Asturias, Spain) and general view of its glacis-terrace.*

**Contexto geológico**

Geológicamente, el yacimiento de El Barandiallu se localiza en depósitos cuaternarios discordantes sobre materiales triásicos de la etapa extensional permotriásica del ciclo alpino de la Zona Cantábrica (Alonso y Pulgar, 1995), en las proximidades del contacto de estos materiales con los depósitos detríticos y carbonatados terciarios de la Cuenca de Oviedo, que se produce al S de éste mediante un cabalgamiento alpino (I.G.M.E., 1973). Los materiales triásicos del sustrato corresponden a una sucesión de arcillas, areniscas, evaporitas y conglomerados que buzan 25º/30º N. Yacen mediante discordancia o contacto mecánico sobre pizarras, calizas y areniscas carboníferas (Wesfaliense), mientras que por encima aparecen los depósitos jurásicos (Lias, Dogger y Malm) y cretácicos. La secuencia mesozoica se encuentra plegada y fallada, de forma que en la zona de estudio los materiales aparecen configurando el flanco meridional de un sinclinal cuyo flanco N ha sido seccionado por una falla de desgarre dextrosa de dirección NE-SO. El Triásico está en contacto mecánico con una estrecha banda cretácica, al S de la cual aparecen los depósitos terciarios de la Cuenca de Oviedo. Geomorfológicamente, la zona forma parte de la unidad geomorfológica VIII, Depresión Longitudinal de la división de Martínez García (1981) o de una unidad denominada Cobertera mesozoico-terciaria por Farias y Marquínez (1995).

En esta configuración geológica, el río Aboño recorre la franja triásica en sentido O-E, al N de Villabona, para girar hacia el N hasta alcanzar la dirección S-N, atravesando, a favor de la falla de desgarre citada, los materiales carbonatados del Lias, girando de nuevo a la dirección O-E en las areniscas y conglomerados silíceos del Dogger, para volver a adquirir el rumbo SN en las calizas del Malm. Los depósitos de El Barandiallu se disponen justo antes de que el río Aboño abandone los terrenos triásicos y se disponen con una forma triangular adaptada al trazado del río y sus pequeños tributarios por la derecha. Se trata de un glacis-terraza a +26/27 m sobre el río Aboño y a la cota absoluta en su parte más alta de 130 m, cuya morfología original y depósito han sufrido un importante retoque y desmantelamiento por procesos de gravedad-vertiente de forma que en la actualidad aparece con una marcada pendiente hacia la red fluvial actual situada al S, extendiéndose los depósitos pendiente abajo hasta la cota de 120 m. Es precisamente en la zona más alta, que está mejor conservada, situada en su ángulo NE, donde se constató una mayor concentración de material lítico arqueológico. En esta zona, sobre las arenas rojas triásicas se conserva un depósito de 1 a 2 m de espesor constituido por arcillas de color blanco-amarillento, muy plásticas, con abundantes cantos rodados de centil 20 cm y naturaleza heterogénea. Éste aflora en el camino a la finca en una longitud de 33 m y en el se recogieron, en conexión estratigráfica, algunos restos de industria lítica con huellas de rodamiento. Restos de este depósito se observan por las laderas contiguas en un radio de 500 m, donde también aparecen restos líticos arqueológicos.

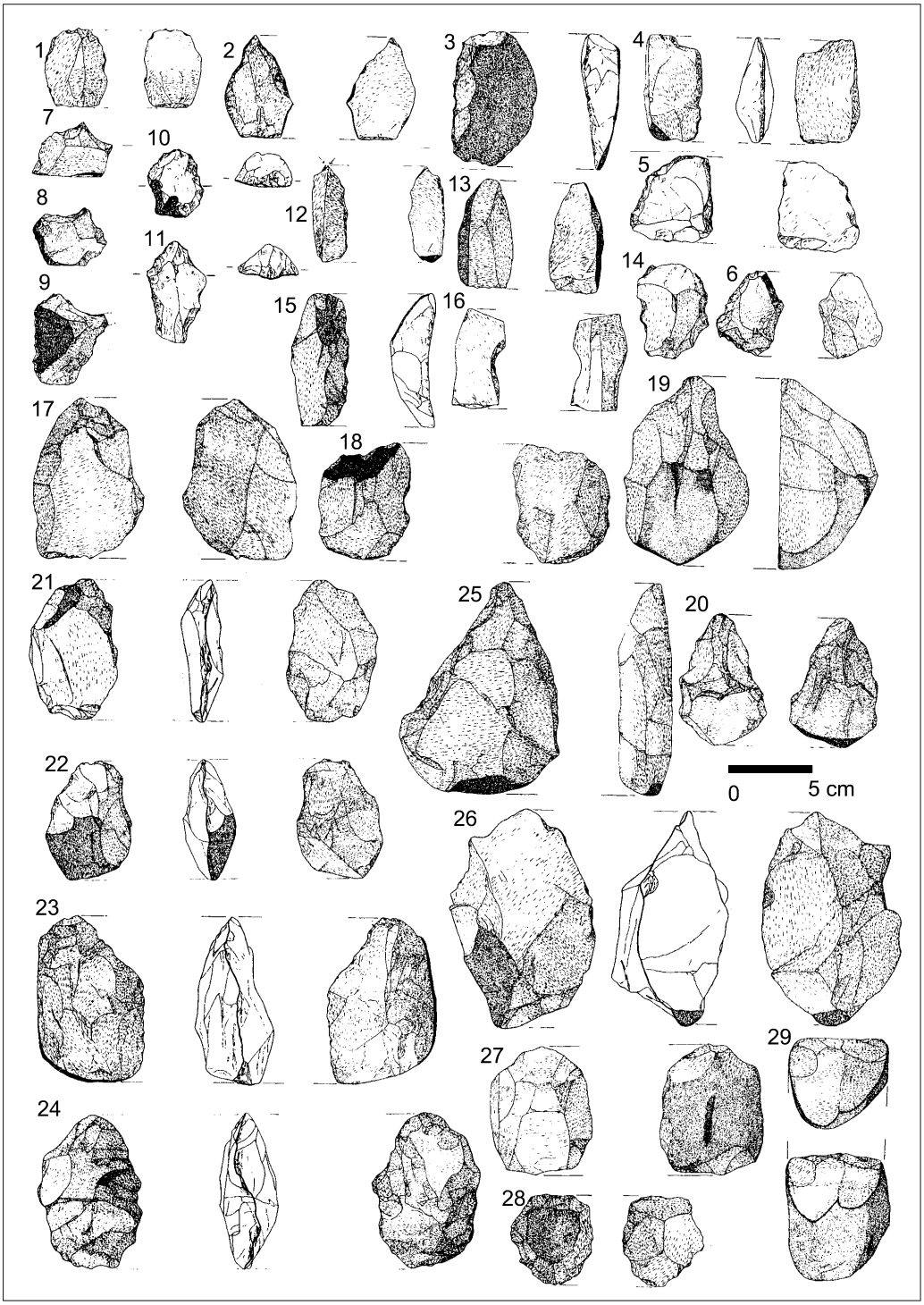



Figura 2. Material lítico de El Barandiallu (Villabona, Llanera, Asturias). 1, lasca levallois; 2, punta levallois; 3, 4, 5, 6, raederas; 7, 8, 9, perforadores; 10, 11, raspadores; 12, buril; 13, cuchillo de dorso natural; 14, denticulado; 15, limaco; 16, escotadura; 17, 18, hendidores; 19, 20, triedros; 21, 22, 23, 24, 25, 26, bifaces; 27, 28, núcleos; 29, canto tallado (todos del lote A excepto 19 y 25 que son del lote B) (Dibujos de J. Chao).

*Lithic tools of El Barandiallu (Villabona, Llanera, Asturias, Spain). 1, levallois flake; 2, levallois point; 3, 4, 5, 6, sidescrapers; 7, 8, 9, perforators; 10, 11, endscrapers; 12, burin; 13, naturally-backed knife; 14, denticulate; 15, limace; 16, notched piece; 17, 18, cleaver; 19, 20, picks; 21, 22, 23, 24, 25, 26, handaxes; 27, 28, cores; 29, chopping-tool (all from share A except 19 and 25 from share B) (Drawings by J. Chao).*

El origen de este depósito está en el inicio del desarrollo de la red fluvial en este sector de la Asturias central, cuando esta no se encontraba completamente jerarquizada, de forma que se generó un pequeño abanico aluvial que dio lugar al depósito del glacis-terraza, con materiales alóctonos cuyo origen se encuentra hacia el O-NO; posteriormente comenzó a encajarse la red, una vez superado el obstáculo de las calizas del Lias, que son atravesadas mediante un estrecho y corto cañón. A partir de este momento se inició el desmantelamiento del depósito y los retoques en su morfología superficial original hasta llegar a la configuración actual.

**Material arqueológico**

Los materiales que se presentan (Fig. 2) proceden de la zona de mayor altitud de la finca que da nombre al yacimiento, en su extremo NE, y fueron recogidos, tanto de la superficie de la terraza como del interior de los depósitos fluviales. En orden a facilitar su estudio, se ha dividido el conjunto de materiales líticos en dos lotes en función de su grado de rodamiento, criterio éste que, aunque ofrece cierto riesgo de subjetividad, no afecta a las conclusiones derivadas del estudio debido a la desproporción numérica existente entre ambos grupos de materiales:

- El lote menos rodado o lote A, fue recogido íntegramente en superficie, en unos terrenos dedicados a cultivo que están sujetos a constantes remociones, por lo que las piezas presentan abundantes fracturas y señales ferruginosas (Tabla 1).
- El lote mas rodado o lote B, fue recogido en superficie, si bien algunas piezas se encontraban en conexión estratigráfica dentro de los depósitos fluviales que afloran en el corte del camino de acceso a la finca (Tabla 2).

Del estudio de las materias primas se desprende que en el lote B únicamente aparece representada la cuarcita, mientras que en el lote A existe un claro predominio de esta (96,74 %) sobre las otras dos representadas: sílex (2,79 %) y cuarzo (0,46 %). La cuarcita ha sido obtenida exclusivamente de cantos rodados fluviales, presentes en la zona y en las inmediaciones. En cuanto a las BN1G, en ambos lotes llama la atención la elevada presencia de núcleos de tipo amorfo, posiblemente debida a las numerosas fracturas sufridas por los materiales y a la abundancia de núcleos con alguna extracción centrípeta, afines a los discoides pero que no presentan las características típicas de estos, por lo que los hemos incluido dentro de los amorfos. En el lote B destaca la abundancia de núcleos discoides, algunos de los cuales se encuentran muy agotados. A estos les siguen los globulares y los levallois. En el lote A aparecen 4 cantos tallados unifaciales distales en cuarcita (dimensiones entre 88×71×46 mm y 74×41×34 mm), tres de ellos de filo convexo y uno de filo recto, y un canto tallado bifacial distal en cuarcita de grano grueso, muy espeso (78×83×43 mm). En el lote B únicamente aparece un canto tallado unifacial distal en cuarcita de sección triangular, muy espeso. En ambos lotes se documentan bolas poliédricas (2 en el A, 1 en el B) y en el lote A 2 percutores de cuarcita.

Con relación a las BP, la mayor parte de la industria recogida corresponde a lascas sin transformar. En el lote A los restos de talla suponen más de la mitad de las piezas, tratándose en muchos casos de fragmentos. Existe una desproporción muy acusada entre las lascas de decorticado secundario frente a las del primario, hecho este que se debe en parte al azar de la recogida de materiales en superficie, pero que fundamentalmente denota una explotación muy intensa de los núcleos como se puede apreciar de la observación de estos. En el lote B la diferencia numérica entre restos de talla y útiles es menor, así como la de lascas de decorticado primario y secundario. En el lote A, los talones de las lascas levallois son lisos en 10 efectivos, 17 facetados, 1 diedro y 1 roto, mientras que en el B, 1 talón es liso, muy perdido, y otro presenta córtex. Los formatos de estos productos oscilan entre 80 y 50 mm de largo

Las BN2G están representadas en el lote A por 181 útiles mientras que en lote B sólo se compone de 24 útiles. En el lote A los útiles corresponden a una gran variedad tipológica de raederas que suponen el 49,17 % del total, varios tipos de bifaces (8,28 %), útiles con escotadura (7,73 %), raspadores (7,18 %), perforadores (7,18 %), triedros (4,41 %), hendidores de los tipos 0 y 2 (5,52 %), cuchillos de dorso natural (2,76 %), denticulados (2,76 %), buriles (2,20 %), escotadura en extremo (1,10 %), puntas, dos levallois (1,10 %) y una musteriense (0,55 %), además de un limaco (0,55 %) y una racleta (0,55 %). Los retoques predominantemente directos y simples, con ejemplos de inverso, alterno, abrupto y Quina. En el lote B los útiles están representados por raederas (33,33 %), bifaces (25 %), triedros (12,5 %), hendidores tipo 0 (8,33 %) y raspadores (8,33 %), además de por un cuchillo de dorso natural (4,16 %) y un perforador (4,16 %). Los retoques son directos y simples.

Pese al riesgo interpretativo que entraña por las condiciones de recuperación de la colección, los valores porcentuales obtenidos para raederas, muy elevado, bifaces, en torno a 10 % y cuchillos de dorso, muy bajo, son típicos de los conjuntos musterienses de Tradición Achelense (tipo A) al aire libre del SW de Francia (Bordes, 1981). Por otra parte, las características técnicas de la industria, con abundantes núcleos discoides, un conjunto

| | | Nº PIEZAS | MATERIA PRIMA | | | RETOQUE | | | | | | TALÓN | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| ***El Barandiallu* (VILLABONA, LLANERA, ASTURIAS). TIPOLOGIA DEL LOTE A** | | | Silex | Cuarzo | Cuarcita | Directo | Inverso | Alterno | Simple | Abrupto | Quina | Suprimido | Liso | Cortical | Roto | Facetado | Diedro |
| **BP1G** | Lasca levalloistípica | 10 | | | 10 | | | | | | | | 1 | | | 8 | 1 |
| | Lasca levallois atípica | 15 | | | 15 | | | | | | | | 9 | | 1 | 9 | |
| | Punta levallois | 1 | | | 1 | | | | | | | | | | | | |
| | Punta levallois retocada | 1 | | | 1 | X | | X | X | | | | | | | | |
| | Punta musteriense | 1 | | | 1 | X | | X | X | | | | | 1 | | | |
| | Limacos | 1 | | | 1 | X | | | | | | | | | | | |
| | Raedera simple recta | 15 | | 1 | 14 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Raedera simple convexa | 14 | | | 14 | X | | | X | | X | | | | | | |
| | Raedera simple cóncava | 9 | | | 9 | X | X | | X | | X | | | | | | |
| | Raedera doble recta | 1 | | | 1 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Raedera doble recta-convexa | 1 | | | 1 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Raedera convergente recta | 6 | | | 6 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Raedera convergente-convexa | 6 | 1 | | 5 | X | | | X | X | | | | | | | |
| | Raedera convergente cóncava | 1 | | | 1 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Raedera desviada | 8 | 1 | | 7 | X | | | X | X | | | | | | | |
| | Raedera transversal recta | 1 | | | 1 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Raedera transversal cóncava | 2 | | | 2 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Raedera transversal convexa | 2 | | | 2 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Raedera sobre cara plana | 11 | | | 11 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Raedera alterna | 12 | | | 12 | | | X | X | | | | | | | | |
| | Raspadores | 13 | 2 | | 11 | | | | | | | | | | | | |
| | Buriles | 4 | 1 | | 3 | | | | | | | | | | | | |
| | Perforadores típicos | 7 | | | 7 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Perforadores atípicos | 4 | | | 4 | | | | | | | | | | | | |
| | Cuchillos dorso natural | 5 | | | 5 | | | | | | | | | | | | |
| | Raclettes | 1 | | | 1 | | | | | X | | | | | | | |
| | Utiles con escotadura | 14 | 1 | | 13 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Utiles denticulados | 5 | | | 5 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Escotadura en extremo | 2 | | | 2 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Hendidor tipo 0 | 5 | | | 5 | | | | | | | | | | | | |
| | Hendidor tipo 2 | 5 | | | 5 | | | | | | | | | | | | |
| | Triedros | 8 | | | 8 | | | | | | | | | | | | |
| | Bifaz plano limande | 1 | | | 1 | | | | | | | | | | | | |
| | Bifaz plano ovalado | 1 | | | 1 | | | | | | | | | | | | |
| | Bifaz espeso amigdaloide | 4 | | | 4 | | | | | | | | | | | | |
| | Bifaz espeso ovalado | 3 | | | 3 | | | | | | | | | | | | |
| | Bifaz parcial subtriangular | 1 | | | 1 | | | | | | | | | | | | |
| | Bifaz abbevillense | 2 | | | 2 | | | | | | | | | | | | |
| | Bifaz con dorso | 3 | | | 3 | | | | | | | | | | | | |
| | Canto tallado | 5 | | | 5 | | | | | | | | | | | | |
| | Bola poliédrica | 2 | | | 2 | | | | | | | | | | | | |
| | Percutores | 2 | | | 2 | | | | | | | | | | | | |
| *TOTAL* | | 215 | 6 | 1 | 208 | | | | | | | | | | | | |

Tabla 1. El Barandiallu (Villabona, Llanera, Asturias). Tipología lítica del lote A.

*El Barandiallu (Villabona, Llanera, Asturias, Spain). Lithic tool tipology of share A.*

de bifaces de tamaño reducido (incluso diminuto, Bordes, 1961) y toscamente tallados, junto a la presencia de algunas raederas tipo Quina, sugieren ese encuadre.

| | | Nº PIEZAS | MATERIA PRIMA | | | RETOQUE | | | | | | TALÓN | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| EL BARANDIALLU (VILLABONA, LLANERA, ASTURIAS). TIPOLOGÍA DEL LOTE B | | | Silex | Cuarzo | Cuarcita | Directo | Inverso | Alterno | Simple | Abrupto | Quina | Suprimido | Liso | Cortical | Roto | Facetado | Diedro |
| **BP1G** | Lasca levallois típica | 2 | | | 2 | | | | | | | | 1 | | | | |
| | Raedera simple convexa ordinaria | 4 | | | 4 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Raedera simple cóncava | 2 | | | 2 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Raedera desviada | 1 | | | 1 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Raedera transversal convexa ord. | 1 | | | 1 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Raspadores | 2 | | | 2 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Perforadores | 1 | | | 1 | X | | | X | | | | | | | | |
| | Cuchillo dorso natural | 1 | | | 1 | | | | | | | | | | | | |
| | Hendidores tipo 0 | 2 | | | 2 | | | | | | | | | | | | |
| | Triedro | 3 | | | 3 | | | | | | | | | | | | |
| | Bifaz plano ovalado | 1 | | | 1 | | | | | | | | | | | | |
| | Bifaz espeso ficrón | 2 | | | 2 | | | | | | | | | | | | |
| | Bifaz abbevillense | 3 | | | 3 | | | | | | | | | | | | |
| | Canto tallado | 1 | | | 1 | | | | | | | | | | | | |
| | Bola poliédrica | 1 | | | 1 | | | | | | | | | | | | |
| **TOTAL** | | 28 | 0 | 0 | 28 | | | | | | | | | | | | |

Tabla 2. El Barandiallu (Villabona, Llanera, Asturias). Tipología lítica del lote B.

*El Barandiallu (Villabona, Llanera, Asturias, Spain). Lithic tool tipology of share B.*

**Valoración**

El Barandiallu constituye un buen ejemplo de yacimiento al aire libre del Paleolítico Medio con materiales en conexión estratigráfica, dentro de los depósitos de un glacis-terraza ligado al desarrollo de la red fluvial en la zona central de Asturias. Este depósito, originado por una morfogénesis en la que se yuxtaponen procesos de vertiente y procesos fluviales tiene su origen en un momento en el que el nivel de base del río Aboño se encontraba estabilizado a la cota actual de 120/130 m snm, hecho debido a la presencia de un umbral configurado por la capa de materiales carbonatados del Lias, cuya mayor resistencia a la erosión condicionó la formación aguas arriba de una zona de remanso donde confluyeron los materiales arrastrados por las vertientes y por el incipiente río Aboño. El suave redondeamiento que presentan los filos de los restos líticos recuperados indica que estos proceden de una localización topográfica ligeramente superior, donde fueron depositados por el hombre en un primer momento, para, posteriormente incorporarse al depósito del glacis-terraza tras un breve transporte, que en cualquier caso es inferior a 3 km, punto más distante donde actualmente nace el río Aboño hacia el NO del yacimiento. Probablemente la posición original de este fuera la zona de cambio de pendiente situada en el contacto entre los materiales triásicos y los jurásicos, al abrigo de estos últimos; en este caso el desplazamiento sería de unos centenares de metros. Una vez incorporados los materiales arqueológicos al depósito de glacis-terraza, y tras reanudarse el encajamiento del río Aboño, superadas ya las calizas liásicas a favor de una falla de desgarre, comienza su desmantelamiento por la incisión fluvial y los procesos de gravedad vertiente hasta alcanzar su configuración actual.

A la hora de establecer una cronología para El Barandiallu no contamos más que con la información que nos proporciona la colección lítica recuperada, claramente identificada como del Paleolítico Medio. Por tanto y de forma tentativa podemos situar el origen de este nuevo sitio en un momento inconcreto del Pleistoceno

superior, que podría situarse entre el límite de los estadios isotópicos 5 y 4 (Shackleton y Opdyke, 1973), que en la terminología clásica correspondería a los inicios de la glaciación würmiense, como señalan Rodríguez y Noval (1998) al referirse a la zona central de Asturias, y el límite entre los estadios isotópicos 3 y 2. En cualquier momento de este amplio lapso de tiempo pudo producirse el abandono por parte de un grupo humano neandertal de la colección lítica aquí estudiada, en una posición topográficamente algo más elevada. La incorporación al depósito del glacis-terraza, lógicamente, tuvo lugar en un momento posterior, siempre dentro del Pleistoceno Superior. Una vez producido este depósito, el encajamiento fluvial siguiente se desarrolló en los últimos momentos del Pleistoceno Superior y durante el Holoceno, generando la morfología actual. En época reciente se produce la remoción de las tierras de ese depósito por las constantes prácticas agrícolas a las que se ve sometido, haciendo aparecer en superficie los materiales aquí estudiados, mientras que otros permanecieron en conexión estratigráfica, siendo recogidos del corte existente.

En Asturias, los estudios sobre materiales líticos del Paleolítico Medio recuperados en contextos al aire libre han sido realizados por Rodríguez Asensio (1978, 1983 y 2001) quien clasifica series carentes de estratigrafía difíciles de distinguir de otras atribuidas al Paleolítico Inferior, con las que comparten problemas comunes (Rodríguez Asensio, 1978). En fechas más recientes este autor expresa su confianza en que muchos de estos conjuntos de difícil adscripción pueden atribuirse sin reparos al Paleolítico Medio, aunque, esa misma dificultad le obliga a denominar con cautela esos conjuntos como integrantes de un Paleolítico Antiguo que hundiría sus raíces en los momentos más antiguos de cabo Busto y que llegaría hasta el cambio que supone la aparición del Paleolítico Superior (Rodríguez y Noval, 1998). En este sentido, El Barandiallu supone un punto de referencia clave para esos momentos del citado Paleolítico Antiguo, dado que la aparición de una serie industrial en un contexto estratigráfico definido en la que se encuentran piezas que pueden considerarse como elementos característicos, permite situar el conjunto lítico descrito en el Paleolítico Medio, en un Musteriense de tradición Achelense. Por nuestra parte, estos conjuntos similares a los de El Barandiallu podrían ser los de La Granda, La Barquera y Sardín (Rodríguez Asensio, 1978 y 1983), este último atribuido por el autor citado al Musteriense en una reciente publicación (Rodríguez Asensio, 2001).

Por último, terminar aduciendo dos reflexiones. La primera gira en torno a la tan, a menudo, criticada "Arqueología profesional", que se muestra como una herramienta fundamental a la hora de la localización de yacimientos en zonas donde la "Arqueología académica/oficial" no había actuado ni probablemente lo hubiera hecho. El Barandiallu, cuyo descubrimiento está ligado al seguimiento arqueológico de la obra del gasoducto de ENAGAS, es una buena muestra de lo expresado anteriormente, a la que habría que añadir numerosos ejemplos de localización de sitios con Paleolítico Inferior y Medio durante prospecciones relacionadas con obras públicas en Aragón, Castilla-La Mancha, Castilla y León, Extremadura, Galicia, etc, cuya difusión se hace a través de las publicaciones promovidas por las diferentes administraciones autonómicas. La segunda incide en la escasez de estudios geomorfológicos, geoarqueológicos y paleoambientales que existe sobre la red fluvial asturiana, que impide contrastar las hipótesis geodinámicas aquí postuladas. Trabajos globales como los de Llopis Lladó y Jordá Cerda (1957) o el de Hernández-Pacheco *et al*. (1957), continuados por Martínez García (1981), deberían ser revisados y ampliados tal y como propuso Jordá Cerdá en su día (1977), al menos localmente, dado que la dinámica fluvial sólo permite establecer secuencias geomorfológicas incompletas en un ámbito bastante reducido. Por tanto, el estudio de la red fluvial asturiana y sus depósitos necesita una profunda revisión que permita obtener, utilizando las nuevas tecnologías, al menos, una secuencia de procesos situados en el tiempo, dentro del último sistema que compone la escala cronoestratigráfica de la Historia de la Tierra: el Cuaternario.

## Referencias

Alonso, J.L. y Pulgar, J.A. (1995). La estructura de la Zona Cantábrica. En: C. Aramburu y F. Bastida, eds. *Geología de Asturias*, 103-112. Ed. Trea, S.L. Gijón

Bordes, F. (1961). *Typologie du Paleolithique Ancien et Moyen.* 2 vols. Publications de l'Institut de prehistoire de l'Université de Bordeaux. Imp. Delmas. Bordeaux.

Bordes, F. (1981). Vingt-cinq ans aprés: le complexe mouesterien revisité. *B.S.P.F*., 78, 77-87.

Estrada García, R. (1989). *Informe arqueológico del gasoducto Burgos-Cantabria -Asturias. Red Principal y ramales: Gijón, Oviedo y Avilés* (inédito). Consejería de Educación, Cultura, Deportes y Juventud. Principado de Asturias. Oviedo.

Farias, P. y Marquínez, J. (1995). El relieve. En: C. Aramburu y F. Bastida, eds. *Geología de Asturias*, 163-172. Ed. Trea, S.L. Gijón.

Hernández-Pacheco, F., Llopis Lladó, N., Jordá Cerdá, F. y Martínez, J.A. (1957). *El Cuaternario de la región Cantábrica.*, INQUA 1957. V Congreso Internacional. Guía de la Excursión nº 2. Oviedo.

I.G.M.E. (1973). *Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Oviedo, 29 (13-4).* 2ª serie, 1ª edición. Madrid.

Jordá Cerdá, F. (1977). *La Prehistoria. Historia de Asturias*, t. 1. Ayalga Ediciones. Salinas. Asturias.

Llopis Lladó, N. y Jordá Cerdá, F. (1957). *Mapa del Cuaternario de Asturias*. Diputación Provincial. Oviedo.

Martínez García, E. (1981). La Geología y el relieve de Asturias. *Gran Enciclopedia Asturiana*, t. 10, 57-124. Silverio Cañada Editor. Gijón.

Shackleton, N.J. y Opdyke, N.D. (1973). Oxygen isotope and palaeoclimatic stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxigen isotope temperatures and ice volumes on 105 year and 106 year scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55.

Rodríguez Asensio, A. (1978). *Prehistoria e Historia Antigua*. Historia General de Asturias. Silverio Cañada Editor. Gijón.

Rodríguez Asensio, A. (1983). La presencia humana más antigua de Asturias. (El Paleolítico Inferior y Medio). Estudios de *Arqueología Asturiana*, 2. Fundación Pública de Cuevas y Yacimientos Prehistóricos de Asturias.Oviedo.

Rodríguez Asensio, A. (2001). *Yacimiento de Cabo Busto. Los orígenes prehistóricos de Asturias.* Principado de Asturias, Universidad de Oviedo, Ayuntamiento de Valdés, AMENA. G.E.A. Distribuciones Gráficas 2000 S.L. Luarca.

Rodríguez Asensio, A. y Noval Fonseca, M.A. (1998). *Gijón antes de Gijón. Breve aproximación a los primeros grupos predadores en la Prehistoria de Asturias.* Gran Enciclopedia Asturiana y Ayuntamiento de Gijón. Gijón.

Romero, C., Escudero, J., Estrada, R., Pérez, J.L., Iglesias J.C., Gianini A., Labe L.F. y Aznar, F. (1989). *Encuentro con la Historia*. ENAGAS. Madrid.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# NUEVOS YACIMIENTOS DE PALEOLÍTICO ANTIGUO EN LA CUENCA MEDIA DEL RÍO NORA (SIERO, ASTURIAS)

**New Old Paleolithic sites in the river Nora basin (Siero, Asturias)**

(1) E. Aguilar Huergo, (2) J. A. Rodríguez Asensio, (3) A. Fanjul Peraza y (4) J. M. Barrera Logares

(1) Departamento de Prehistoria. UNED. C/ Maestro J. Valdés. 5 3D. 33930 La Felguera (Asturias). euge@correo.uniovi.es

(2) Departamento de Prehistoria. Univ. de Oviedo. C/ Teniente Alfonso Martínez. 33011 Oviedo. adolfo@correo.uniovi.es

(3) Departamento de Prehistoria. Universidad de Salamanca. C/ Vallín 49. 33199 Limanes (Siero, Asturias). alfperaza@hotmail.com

(4) Departamento de Historia. Universidad de Oviedo. C/ Teniente Alfonso Martínez. 33011 Oviedo. jbarrera@correo.uniovi.es

**Resumen**

La cuenca media del río Nora presenta nuevos yacimientos como los de Colloto, Limanes, Tiñana, Molinero y Castañera enmarcados en la terraza 3 y en el Achelense Superior. Faro, que pertenece al Achelense Medio o Superior, se halla en un enclave privilegiado de la terraza 2 del río Nora, y en las proximidades de la cuenca media del río Nalón. Todo ello permite concluir que nos encontramos ante un "taskscape" o entorno de intervención claro de los primeros pobladores del Paleolítico antiguo asturiano.

**Palabras clave:** Depósitos fluviales, río Nora, Achelense, yacimiento Paleolítico Inferior.

**Abstract**

The river Nora basin shows new sites like Colloto, Tiñana, Molinero and Castañera set in terrace 3 and in the Upper Acheulean. Faro, that belongs to the Upper or Meddium Acheulean, is in an exceptional enclave of the river Nora terrace 2, and close to the river Nalón basin. All this make us conclude that it's a clear taskscape of the Asturian Old Paleolithic first settlers.

**Key words:** Fluvial deposits, Nora river, Acheulean, Lower Paleolithic site.

## Introducción

La zona de la cuenca media del Nora y del Noreña, situada en el concejo de Siero (zona central de Asturias), ya ha sido definida como una zona privilegiada para el estudio del Paleolítico antiguo asturiano (Llopis Lladó y Jordá Cerdá, 1957; Rodríguez Asensio, 1983 a y b).

En su centro, en las posiciones 43º 23' 30" latitud N y 2º 07' 20" longitud O, se encuentra el yacimiento de Paredes. Localizado por José Manuel González Fernández en 1970, fue excavado por Rodríguez Asensio en 1977 y definido como enmarcable geológicamente dentro de la terraza 3 (t3- a 15 m de altura) del río Nora, y dentro de lo que culturalmente se denomina Achelense Medio o Achelense Superior (Rodríguez Asensio, 1983a; Rodríguez Asensio, 1983b). Posteriormente, una excavación de urgencia llevada acabo por M. Noval Fonseca (1995) aportó a este conjunto lítico más de 500 piezas achelenses (Rodríguez Asensio, 1983a y b).

A su alrededor, múltiples localizaciones menores completan este territorio de caza o de primer poblamiento paleolítico: Matablima, El Rancho, Ventanielles, El Rubín, El Palacio de Deportes, La Vega, Vallín, Meres, Regueru El Campón, Silvota y Altu la Maya (Rodríguez Asensio, 1983 a y b).

**Los yacimientos**

En el presente estudio, se lleva a cabo una visión actualizada de la cuenca media del río Nora con un nuevo yacimiento y con nuevas localizaciones fruto de nuevas prospecciones en esta zona.

## Colloto

A 245 m de altura del nivel del mar en la latitud 43º 22,14' 2" N y en la longitud 5º 46,58' 2" O del meridiano de Madrid, se encuentra el yacimiento de Colloto. Geológicamente, pertenece a la terraza 3, situada a 10-15 m de altura respecto del nivel del cauce del río Nora, utilizando el mismo criterio para sistemas iguales de terrazas trazadas para la cuenca media del río Nalón (Rodríguez Asensio, 1983 a y b; Rodríguez Asensio, 2001; Rodríguez Asensio, 2002; Hoyos, 1989; Hoyos, 1995; Aguilar Huergo y Barrera Logares, 2003).

Este yacimiento fue localizado en la labores de prospección en el corte señalado en la Fig. 1 a raíz de la construcción de una cantera en sus proximidades. Se fueron recogiendo estos materiales que, debido al movimiento de tierras, resultó un trabajo relativamente sencillo. Se realizó la labor arqueológica de una excavación de urgencia en unos 20 $m^2$ aproximadamente, obteniendo los siguientes 42 útiles:

Figura 1. Detalle del corte vertical del yacimiento de Colloto.

*Detailed vertical section of the Colloto site.*

Esferoides (Bases Negativas de Primera Generación). 4. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

Tipo B (según la clasificación de Rodríguez Asensio, 1983) (94 ×86×84 mm: 800 g).

Tipo A (según la clasificación de Rodríguez Asensio, 1983) (88×63×71 mm: 875 g).

Tipo A (según la clasificación de Rodríguez Asensio, 1983) (106×103×95 mm: 1.230 g).

Tipo A (según la clasificación de Rodríguez Asensio, 1983) (71×62×60 mm: 700 g).

Percutores (Base Natural). 2. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

(84×75×53 mm: 475 g; 97×63×49 mm: 515 g).

Cantos Tallados (Bases Negativas de Primera Generación). 5. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

Unifacial múltiple en punta (136×110×70 mm: 1.100 g).

Unifacial distal múltiple no denticulado convexo (183×104×56 mm: 1.380 g).

Bifacial distal múltiple no denticulado convexo (110×93×66 mm: 950 g).

Bifacial múltiple lateral no denticulado convexo (91×86×64 mm: 610 g).

Bifacial múltiple distal no denticulado recto (77×64×46 mm: 355 g).

Datos tecnológicos: carácter centrípeto de los cantos (75%), carácter oblicuo de los levantamientos en ángulo simple (65%), carácter de profundidad de los levantamientos de modo profundo (55%) y el carácter de la arista sagital es sinuoso.

Núcleos (Bases Negativas de Primera Generación). 8. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

Poliédricos. 2 (98×106×79 mm: 1.000g; 82×87×76 mm: 520 g).

Discoides. 4 (84×72×34 mm: 270 g; 89×71×46 mm: 340 g; 60×55×53 mm: 235 g;

70×59×41 mm: 250 g).

Unipolar. 1 (72×75×26 mm: 190 g).

Bipolar. 1 (62×63×64 mm: 295 g).

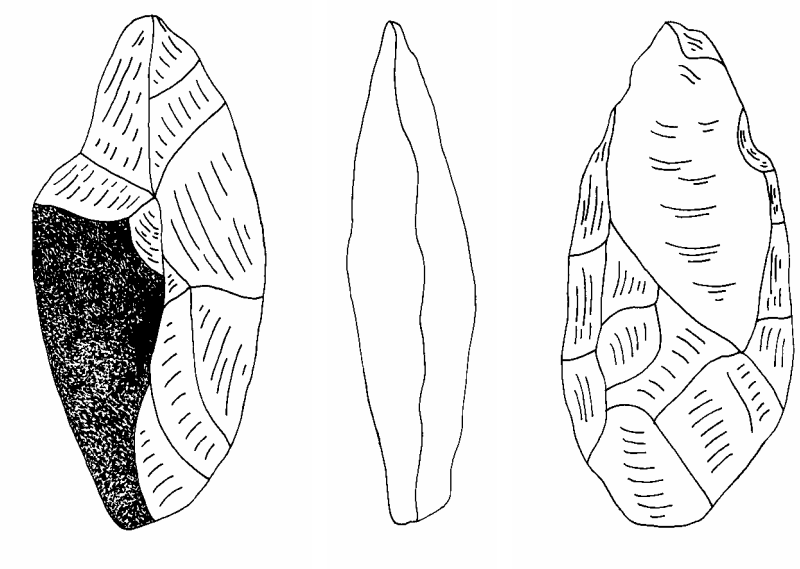


Figura 2. Bifaz limande del yacimiento de Colloto.

*Limande biface of the Colloto site.*

Datos tecnológicos: la configuración de los puntos de impacto es espiral o circular (60%), rectilínea (25%) y mixta (15%). La disposición de las plataformas de percusión es bifacial (55%), unifacial (30%) y multifacial (15%). La inclinación de las extracciones es la siguiente: normal (45%), suave (30%) y abrupta (25%).

Bifaces (Bases Negativas de Primera y Segunda Generación de Configuración). 3. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

Limande (145×91,2×56 mm: 700 g). (Fig. 2).

Ovalado (120×84×36 mm: 470 g).

Subcordiforme (151×106×36 mm: 750 g).

Hendidor. (Bases Negativas de Primera y Segunda Generación de Configuración). 1. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

Tipo 1 (98×69×29 mm: 225 g).

Piezas Bifaciales. (Bases Negativas de Primera y Segunda Generación de Configuración). 2. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

(122×82×34 mm: 530 g; 123×78×24 mm: 250 g).

Raederas (Bases Negativas de Segunda Generación de Configuración). 3. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

Raedera transversal (94×124×34 mm: 390 g).

Raedera simple cóncava (142×97×48 mm: 565 g).

Raedera simple convexa (103×77×36 mm: 365 g).

Cuchillos de dorso (Bases Negativas de Segunda Generación de Configuración). 3. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

(124×69×29 mm: 235 g; 53×27×10 mm: 35 g; 76×31×14mm: 55 g).

Raspador típico (Bases Negativas de Segunda Generación de Configuración). 1. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

(76×62×23 mm: 175 g).

Raclettas (Bases Negativas de Segunda Generación de Configuración). 2. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

(43×40×10 mm: 25 g; 42×41×10 mm: 25 g).

Puntas (Bases Negativas de Segunda Generación de Configuración). 2.

(38×25×16 mm: 5 g. Sílex; 44×36×20 mm: 20 g. Cuarcita de la Serie de los Cabos).

Lascas (Bases Positivas). 6. Cuarcita de los Cabos.

(38×37×10 mm: 15 g; 28×36×10 mm: 5 g; 32×38×20 mm: 20 g; 60×33×20 mm: 30 g;

51×50×10 mm: 25 g; 48×44×10 mm: 25 g).

Este conjunto lítico se enmarca en lo que culturalmente se conoce como Achelense Superior dentro del estadio isotópico 5. Viene a sumarse a otros bien conocidos como el de cabo Busto (en su nivel II), Bañugues, Llagú y el anteriormente citado de Paredes (Rodríguez Asensio, 1983 a y b; Rodríguez Asensio, 1999; Rodríguez Asensio, 2001, Barrera Logares, 1999; Aguilar Huergo, 2002).

### Molinero

A 96 m de altura del nivel del mar en la latitud 43º 22' 12" N y en la longitud 5º 41' 98" O del meridiano de Madrid se halla la localización del Molinero.

Canto bifacial múltiple en punta (Bases Negativas de Primera Generación). 1. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

(83×119×73 mm: 610 g).

Raspador típico (Bases Negativas de Segunda Generación de Configuración). 1. Cuarzo.

(62×71×25 mm: 125 g).

### Tiñana

A 200 m de altura del nivel del mar en la latitud 43º 22' 17,3" N y en la longitud 5º 45' 44" O del meridiano de Madrid se localizan los siguientes materiales en Tiñana.

Cuchillo de dorso (Bases Negativas de Segunda Generación de Configuración). 1. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

(62×71×25 mm: 125 g).

Dos lascas (Bases Positivas). Sílex.

(34×22×10 mm: 10 g; 51×28×16 mm: 20 g).

### Castañera

A 245 m de altura del nivel del mar en la latitud 43º 22' 17,8" N y en la longitud 5º 46' 43" O del meridiano de Madrid se halla el conjunto lítico de Castañera.

Bifaz ovalado (Bases Negativas de Primera y Segunda Generación de Configuración). 1. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

(81×62×39 mm: 185 g).

Núcleo discoide (Base Negativa de Primera Generación de Configuración). 1. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

(102×79×38 mm: 450 g).

Restos de talla (Bases Negativas de Primera Generación de Configuración). 2. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

(85×44×32 mm: 450 g; 84×54×31 mm: 160 g).

Pieza Bifacial (Bases Negativas de Primera y Segunda Generación de Configuración). 1. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

(86×110×52 mm: 395 g).

### Limanes

A 245 m de altura del nivel del mar en la latitud 43º 22' 13,2" N y en la longitud 5º 46' 37,4" O del meridiano de Madrid se encuentra el conjunto lítico de Limanes.

Bifaz subtriangular. (Bases Negativas de Primera y Segunda Generación de Configuración). 1. Sílex.

(67×52×29 mm: 95 g).

Núcleo poliédrico. (Bases Negativas de Primera Generación de Configuración). 1. Sílex.

(61×58×55 mm: 150 g).

Manuporte o nódulo de sílex captado como materia prima para tallar (Base Natural). Sílex.

(161×96×68 mm: 940 g).

Lascas (Bases Positivas). 6.

(49×42×19 mm: 40 g. Sílex; 36×26×10 mm: 20 g. Sílex; 29×26×5 mm: 10 g. Sílex

60×58×33 mm: 130 g. Cuarcita de la Serie de los Cabos; 57×51×14 mm: 45 g. Cuarcita de la Serie de los cabos; 51×49×12 mm. 25 g. Cuarcita de la Serie de los Cabos).

Todos estos conjuntos líticos (Molinero, Tiñana, Castañera y Limanes) se enmarcan geológicamente en la terraza 3 del río Nora. A su vez, se corresponde con la terraza 3 del río Nalón, es decir, a 10-15 m de altura respecto a dichos cauces fluviales, donde se encuentran estas localizaciones (Rodríguez Asensio, 1983a; Rodríguez Asensio, 1983b; Rodríguez Asensio, 2001; Rodríguez Asensio, 2002; Hoyos, 1989; Hoyos, 1995; Aguilar Huergo y Barrera Logares, 2003). Culturalmente estas piezas líticas pertenecen al Achelense Superior.

### Faro

Por último, está el conjunto lítico de Faro. Se halla a 436 m de altura del nivel del mar en la latitud 43º 20' 47" N y en la longitud 5º 47' 27" O del meridiano de Madrid.

Bifaces (Bases Negativas de Primera y Segunda Generación de Configuración). 3. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

Limande. 1 (150×92×46 mm: 810 g)

Cordiforme. 2 (123×84×55 mm: 650 g; 105×65×45 mm: 550 g).

Raspador típico (Base Negativa de Segunda Generación de Configuración). 1. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

(79×59×47 mm: 120 g).

Raedera simple recta (Base Negativa de Segunda Generación de Configuración). 1. Cuarcita de la Serie de los Cabos.

(85×71×47 mm: 110 g)

Geológicamente, se encuentra a 35-40 m de altura, perteneciente a la terraza 2 del río Nora, en sincronía también con la terraza 2 (t2) del río Nalón (Rodríguez Asensio, 1983a; Rodríguez Asensio, 1983b; Rodríguez Asensio, 2001; Rodríguez Asensio, 2002; Hoyos, 1989; Hoyos, 1995; Aguilar Huergo y Barrera Logares, 2003). Se le atribuye culturalmente al Achelense Medio o Superior.

## Conclusiones

Faro es uno de los puntos claves de conexión entre ambas cuencas fluviales, desde donde se divisa todo el valle del río Nora y varios valles cerrados de la cuenca media del río Nalón. Fue, por lo tanto, un enclave estratégico fundamental para el hombre prehistórico, donde además apenas a pocos metros de distancia gozaba de una zona kárstica de pequeñas simas y cuevas como cueva Xuanín o cueva del Lobo.

De esta forma, se puede concluir que la cuenca media del río Nora se puede denominar como un entorno de intervención en clara oposición a lo que geográficamente se conoce como un paisaje natural. Es decir, durante el Paleolítico Antiguo, la cuenca media del río Nora es un “taskscape” o entorno de intervención donde nuestros primeros pobladores desarrollaron sus vidas. No hay que olvidar que ya se ha observado la existencia de este tipo de territorios en otras partes de nuestra región (Rodríguez Asensio, 2003).

## Referencias

Aguilar Huergo, E. (2002). *Estudios tecnológicos del yacimiento de Cabo Busto (Valdés). En busca de la cadena lítica del Achelense asturiano.* Trabajo de Investigación (inédito). Departamento de Prehistoria. UNED. Madrid.

Aguilar Huergo, E. y Barrera Logares, J. M. (2003). Prospecciones arqueológicas en las terrazas fluviales de la cuenca media del río Nalón. *Excavaciones Arqueológicas en Asturias 1999-2003.* Consejería de Cultura. Principado de Asturias. Oviedo.

Barrera Logares, J. M. (1999). *Estudios sobre Paleolítico antiguo en Asturias. Historiografía del Paleolítico antiguo asturiano.* Trabajo de Investigación (inédito). Universidad de Oviedo. Oviedo.

Hoyos Gómez, M. (1989). La Cornisa Cantábrica. *Mapa del Cuaternario. Instituto Tecnológico Geominero de España*, 105-118. Madrid.

Hoyos Gómez, M. (1995). Secuencia estratigráfico-geológica del Paleolítico Inferior en la Cornisa Cantábrica. *Jornadas sobre el Primer Poblamiento Humano en la Cornisa Cantábrica*. Comunicación Oral. Luarca.

Llopis LLadó, N. (1957). *Mapa del Cuaternario de Asturias.* Escala 1:250.000. INQUA. V Congreso Internacional. Oviedo.

Noval Fonseca, M. A. (1995). Seguimiento arqueológico de la Autovía Oviedo-Pola de Siero: El yacimiento de Paredes (Siero) 1990-1991. *Excavaciones Arqueológicas en Asturias 1991-1994.* Consejería de Cultura. Principado de Asturias. Oviedo.

Rodríguez Asensio, J. A. (1983a). *La presencia humana más antigua en Asturias. El Paleolítico inferior y medio.* Estudios de Arqueología Asturiana, 2. Fundación Pública de Cuevas y Yacimientos Prehistóricos de Asturias. Oviedo.

Rodríguez Asensio, J. A. (1983b). Excavaciones en el yacimiento de Paredes (Siero. Asturias) y los yacimientos del Paleolítico inferior en la cuenca media de los ríos Nora y Noreña. *Noticiario Arqueológico Hispánico*, 15, 9-37. Madrid.

Rodríguez Asensio, J. A. (1999). Le gisement de Paléolithique ancien de Cabo Busto (Asturies. Nord de la Peninsule Ibérique). *L´Anthropologie*, CIII, 327-341. Paris.

Rodríguez Asensio, J. A. (2001). *Cabo Busto. Los orígenes prehistóricos en Asturias.* Ed. Gran Enciclopedia Asturiana/GEA 2000. Gijón.

Rodríguez Asensio, J. A. (2002). El Paleolítico antiguo en Asturias. *Revista SPAL de Prehistoria y Arqueología. Homenaje al Profesor Vallespí.* Universidad de Sevilla. Sevilla.

Rodríguez Asensio, J. A. (*in litt.*). ¿Territorios en el Paleolítico antiguo asturiano? Homenaje al Dr. Emiliano Aguirre. Madrid.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# NUEVAS OBSERVACIONES SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA EN LA CUEVA DEL CONDE (SANTO ADRIANO DE TUÑÓN, ASTURIAS)

## New observations about the stratigraphy in the Cave del Conde (Santo Adriano de Tuñón, Asturias)

(1) J. L. Arsuaga, (2) G. Adán, (3) A. Aranburu, (1) R. Quam, (4) M. Arbizu, (4) M. Jiménez-Sánchez, (4) D. Álvarez-Laó, (5) J. M. Carretero, (6) Mª García, (5) A. I. Ortega Martínez, (1) Mª C. Ortega Martínez, (7) A. Rey, (5) L. Rodríguez, (4) I. Méndez-Bedia, (4) B. Pérez, (4) R. Posada y (7) M. García.

(1) Centro UCM-ISCIII de Investigación sobre Evolución y Comportamiento Humanos. C/ Sinesio Delgado 4, Pabellón 14. 28029 Madrid jlarsuaga@isciii.es

(2) Dra. en Arqueología. Universidad de Salamanca. C/ Padre Suarez 23-1º, 33009 Oviedo. geadan@telepolis.com

(3) Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Universidad del País Vasco. Apdo. de Correos 644. 48080 Bilbao. npparara@lg.ehu.es

(4) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo. marbizu@geol.uniovi.es

(5) Laboratorio de Evolución Humana. Depto. de CC Históricas y Geografía. Universidad de Burgos. (CSIC, Museo Nacinal de Historia Natural). Edificio I+D+I, Plaza de Misael Bañuelos s/n. 09001 Burgos. jmcarre@ubu.es

(6) Departamento de Historia. Universidad de Oviedo. angelarova@yahoo.es

(7) Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología. Universidad del Pais Vasco. C/ Tomás y Valiente s/n. 01006 Vitoria. marcosgarcia@inicia.es

**Resumen**

La Cueva del Conde es conocida desde principios del siglo XX por la importancia de su secuencia estratigráfica que abarca desde finales del Paleolítico Medio (Musteriense de Denticulados) hasta los mismos inicios del Paleolítico Superior (Auriñaciense). También presenta una serie de grabados atribuidos a las primeras manifestaciones artísticas del *Homo sapiens*. Después de casi 40 años sin investigar, un equipo multidisciplinar de las Universidades de Madrid, Oviedo, Burgos y el País Vasco ha retomado las excavaciones en el yacimiento al objeto de concretar tanto la evolución prehistórica del sitio como para contextualizar la captación de recursos industriales y faunísticos de estos habitantes del valle de Tuñón.

**Palabras clave**: cueva del Conde, Musteriense, Auriñaciense, arte auriñaciense.

**Abstract**

Conde´s Cave is known from the beginning of the twentieth century due to the importance of its stratigraphical sequence encompassing from the end of the Middle Paleolithic (Mousterian) just to the beginning of the Upper Paleolithic (Aurignacian). This cave also exhibits a series of carved attributed to the first artistic manifestations form *Homo sapiens*. After nearly forty years without doing research, a multidisciplinary team from the Madrid, Oviedo, Burgos and the Basque country Universities has resumed the excavations in the site in order to define its prehistoric evolution as well as putting the industrial and faunal resources raising into context.

**Key words**: Conde´s Cave, Mousterian, Aurignacian, Aurignacian Art.

### Antecedentes

La cueva del Conde, también conocida como cueva del Forno, está situada en las proximidades de Tuñón (Santo Adriano); se trata de un abrigo abierto al NO, situado a unos 40m sobre el cauce normal del río Trubia, a la izquierda de la carretera Trubia-Proaza (P.K. 9, As-288).

Fue excavada por el Conde de la Vega del Sella en 1915 y, aunque preparó una memoria que nunca llegó a publicarse (Márquez Uría, 1974 y 1977), realizó algunas observaciones, como la presencia de un

Auriñaciense Medio y un Musteriense mencionadas en otras publicaciones (Vega del Sella, 1916 y 1921). Obermaier (1925) fue el primero en describir una estratigrafía con un Auriñaciense Superior y un Auriñaciense Medio revuelto con un Musteriense; esta opinión sobre el carácter revuelto de los niveles se mantendrá incluso entre investigadores actuales.

Las secuencias estratigráficas de ambos autores son similares y en resumen destacan la presencia de dos niveles productivos desde el punto de vista arqueológico: a) nivel negro u oscuro de 20 a 25 cm, revuelto y con abundantes restos de industria "Auriñaciense", b) nivel rojizo oscuro de 25 a 60 cm con abundantes restos de industria "Musteriense" y "Auriñaciense". Estos niveles se sitúan sobre otro de arcilla roja estéril.

De todas maneras, y a pesar de la semejanza, existen diferencias en la interpretación de los datos que realizan el Conde y Obermaier. El nivel *a*, lo que para el Conde representa el Auriñaciense Medio (hoy sería llamado Auriñaciense típico o antiguo), para Obermaier sería un Auriñaciense Superior (hoy Perigordiense Superior o Gravetiense). En el nivel *b* el Conde indica un Musteriense en dos subniveles: uno superior sin bifaces (Chatelperroniense?) y otro inferior con bifaces, sin mencionar ningún revuelto; Obermaier engloba esta fase con el Auriñaciense, ya que supone que el nivel *b* (Musteriense) estaría mezclado con el superior.

De acuerdo con Adán (2001), la gran importancia del yacimiento volvió a destacarse en una etapa posterior por Jordá, quien realiza una serie de publicaciones sobre las excavaciones que hizo en la cueva del Conde (Jordá 1955, 1956, 1957 a y b, y 1969), así como sobre las manifestaciones artísticas grabadas en sus paredes (Jordá, 1977). Los estudios realizados por este autor se acercan a la visión previa del Conde y considera que el nivel *b* de Obermaier no se encuentra revuelto. Sus observaciones, después de realizar una excavación en 1953 y estudiar el conjunto Musteriense depositado en el Museo Arqueológico de Oviedo, le llevan a manifestar que es "*...uno de los pocos niveles en el que se nos muestra claramente la transición del Musteriense al Paleolítico Superior en España*" (Jordá, 1955), y lo compara con otras estaciones musterienses como "Cova Negra" (Játiva) y "Morín" (Santander) (Jordá, 1956).

Freeman realizó un sondeo en el año 1962 y sus conclusiones son publicadas quince años más tarde (Freeman 1977), aunque parte de sus resultados habían sido expuestos en una Memoria previa realizada sobre la cueva cántabra de Morín (Freeman, 1970). La secuencia estratigráfica aportada por este autor es la siguiente:

A) Tierra pardo oscura, de textura que permite ser desmenuzada en migajas, ligeramente revuelta debido a la moderna estabulación de animales en la cueva. *Éboulis* (clastos, de tamaño grava y/o canto, angulosos) en cantidad moderada.

B) Tierra negruzca, grasienta, con textura que también permite ser desmenuzada en migajas. Contenido de carbón abundante. *Éboulis* angulosos en cantidad noderada.

C) Estrato pardo rojizo, parcialmente solidificado por parches arenosos discontinuos de travertino. Sedimento lleno de partículas duras y diminutas, ásperas al tacto. *Éboulis* angulosos escasos.

D) Estrato pardo-chocolate, con textura desmenuzable en migajas, pasando gradualmente a arcilla en la base. Parches cementados escasos y concentrados hacia la parte superior. No se encontró ningún fragmento de *éboulis* en este nivel.

E) Capa arcillosa viscosa, que pasa del color anaranjado al beige, y con grandes parches de colada calcárea. *Éboulis* angulosos muy abundantes. Los útiles encontrados en este nivel, todos ellos concentrados en los 15 cm superiores, fueron, por lo general, groseramente crioturbados.

F) Una arcilla fina y viscosa, de color amarillo, con algunos parches de travertino; es estéril desde el punto de vista arqueológico.

Con este último nivel se terminó la excavación de 1962, sin que se mencione la roca base sobre la que se depositaron estos materiales. Hay que tener en cuenta que el sondeo de Freeman se hizo en una extensión muy limitada y, por tanto, no le fue posible detectar con facilidad los cambios de nivel. Por este motivo iba rebajando la banqueta mediante niveles arbitrarios (10 en total), y más adelante sólo estudió los que consideró que no estaban contaminados (Musteriense y Auriñaciense). El análisis posterior realizado por Bernaldo de Quirós (1982) dio como resultado el reconocimiento de un "Auriñaciense evolucionado" y un Musteriense de Denticulados y Típico (Freeman 1977), estudiado posteriormente también por Rodríguez Asensio (1983 y 2001).

Los últimos estudios de Fortea (1999) comparan los niveles Musterienses y Auriñacienses del yacimiento con los del abrigo de "La Viña" (Oviedo), a los que atribuye una antigüedad de unos 36.000 años B.P. para el Auriñaciense y 47.000 años B.P. para el Musteriense (1999). Fortea y Rasilla (2000) han realizado unas dataciones sobre muestras de depósitos de la cueva, que posiblemente habrían recubierto las marcas antrópicas existentes, y consideradas por distintos investigadores como la más antigua muestra artística de Asturias, dando como resultado una edad de 23.930 años BP la más baja, y 21.920 la superior (Fortea y Rasilla 2000).

**Consideraciones sobre estratigrafías previas**

La correcta interpretación de las colecciones y de la cronoestratigrafía del yacimiento exige contar con datos obtenidos con metodologías de excavación y análisis modernos. La impresión que se obtiene de los resultados de las intervenciones de Freeman (1977) es que éste cuenta con una importante secuencia a caballo entre el Paleolítico Medio y Superior. Más allá de esta obviedad, cabe preguntarse sobre el significado real de los materiales localizados en lo que él llamó "Nivel de transición (Nivel C)". Nada señala que la secuencia estratigráfica establecida en esta investigación pueda ser rebatida, aunque sí matizada. Todo apunta a que la ausencia de elementos diagnósticos, en sentido clásico, disuadió al autor a definirlo cronoculturalmente.

En puridad, en los estudios realizados por diferentes autores en la cueva se aprecian "ambigüedades" en el registro, y pudo ser que, en el contexto de investigación del momento, pudo resultar extraño y de difícil clasificación en los términos manejados en la época. Esto pudo ser lo que movió a Obermaier a considerar la remoción del depósito, y a que Vega del Sella no se decidiera a publicar una monografía sobre el yacimiento.

En resumen, por las publicaciones que existen hasta la actualidad, éste es el grado de conocimiento que se puede tener sobre la estratigrafía de la cueva del Conde. Las opciones posibles hasta no contar con más datos son dos: a) que se trate de un depósito poco diagnóstico, como ocurre con el famoso nivel 18 de la cueva del Castillo, cuyos datos pueden originar polémicas sobre su adscripción y significado según se interpreten, y b) que la cueva del Conde cuente con ocupaciones del denominado Chatelperroniense, y que la ausencia de "fósiles directores" ha impedido hasta la fecha identificar como tales. De todas maneras hoy día sigue existiendo cierto problema en cuanto a la definición en torno al Chatelperroniense (Carbonell *et al.*, 2.000), y por otra parte tampoco parece existir un consenso a la hora de definir depósitos arqueológicos como correspondientes a este horizonte a partir de la industria lítica. Estas circunstancias enturbian un tanto las posibilidades de comparación.

**La fauna**

Por lo que respecta a la fauna revisada en el Museo Arqueológico de Oviedo, se ha confirmado la presencia de un conjunto compuesto por caballo, rinoceronte, jabalí, cabra, rebeco, ciervo, y otros restos indeterminados, algunos con huellas de descarnación, procedentes, según Vega del Sella, del nivel Musteriense; entre la fauna recogida por Vega del Sella en los niveles considerados por él como Auriñaciense, se reconoció la presencia de rinoceronte, cabra, ciervo, corzo, un gran bóvido, lobo, hiena de las cavernas, oso y un gran ave rapaz, posiblemente buitre. También se identificaron otras piezas de las colecciones de Jordá y otros que no aportan novedades a la lista anterior. Esta fauna, de acuerdo con Altuna (1977), muestra el dominio de los animales alpinos, lo que refleja la situación topográfica del yacimiento, pero también implicaría un gusto específico de los habitantes del abrigo.

**Nuevas observaciones**

Últimamente se han realizado dos campañas, durante los otoños de 2001 y 2002, por un equipo multidisciplinar, codirigido por J.L. Arsuaga y G. Adán. El motivo de estas campañas fue el hallazgo de unos restos humanos entre el material óseo procedente de la cueva del Conde y depositado en el Museo Arqueológico de Oviedo; entre este material del tránsito Musteriense/Auriñaciense, se reconoció la existencia de un fragmento mandibular y un sacro humanos, restos que hasta entonces habían pasado desapercibidos.

Debido a que nunca se había citado este material y el tiempo transcurrido desde su posible hallazgo, incluso se contempló la posibilidad de que esta muestra hubiera sido contaminada y mezclada con alguna procedente de otra localidad. Teniendo en cuenta la gran importancia que suponía este hallazgo, de acuerdo con las edades que se conocían y los tecnocomplejos culturales reconocidos en dicho yacimiento, era necesario intentar comprobar si dichos restos procedían realmente de este mismo punto. Verdaderamente la importancia del yacimiento y su interés podría ser muy grande, y dada su antigüedad y tecnoculturas asociadas, los restos deberían pertenecer a *H. neanderthalensis*, que habrían originado las lascas musterienses, o a *H. sapiens* ligado a la tecnocultura auriñaciense. Cualquiera de estas dos posibilidades era de un gran interés, y se necesitaba realizar un estudio en profundidad para intentar acercarse al reto que supone el Evento Musteriense/Auriñaciense.

La mandíbula corresponde a un fragmento del cuerpo derecho que comprende desde la sínfisis al primer molar permanente derecho. Este fragmento mandibular pertenece a un niño de unos seis años y por su morfología corresponde a *H. sapiens*; esta pieza conserva el canino permanente, todavía sin erupcionar, los dos molares de leche y el primer molar permanente. Esta mandíbula infantil ofrecía la posibilidad, única en Europa, de conocer a los autores de las herramientas de la primera etapa del Paleolítico Superior, el llamado Auriñaciense antiguo. El sacro es de un adulto y se compone de tres fragmentos que se unen entre sí, apreciándose la articulación con el coxal izquierdo y el cuerpo central del hueso. Dada la importancia de estos restos humanos era imprescindible datarlos de la forma más precisa posible, así como llevar a cabo un minucioso estudio antropológico.

De acuerdo con los antecedentes, y las observaciones previas realizadas conjuntamente sobre el terreno, se decidió el procurar realizar una campaña de reconocimiento lo más pronto posible y, con el objeto de evitar sensacionalismos de todo tipo, extremar la prudencia sobre las informaciones. Con estos antecedentes se inicia en el otoño de 2001 la campaña de prospección, comenzando por el acondicionamiento y limpieza del yacimiento y su entorno, labor en la que hay que agradecer al Ayuntamiento de Santo Adriano su colaboración. Previamente a la campaña, y dado que no existían mapas ni gráficos adecuados del yacimiento, la primera necesidad era un levantamiento cartográfico de calidad, disponiéndose desde entonces de una cartografía muy precisa (Fig. 1).

Se realizó el descubrimiento de un diente humano en la cuadrícula H-5, que corresponde a un individuo adulto. Este hallazgo suponía la confirmación de que los restos encontrados en el Museo procedían con toda probabilidad de este yacimiento y no eran producto de contaminación de otro. La alegría de todo el equipo y el optimismo eran muy grandes, pero no todo lo que hubiéramos querido, ya que se daba el hecho de que el diente había aparecido en capas que parecían revueltas, extremo que poco después se podía asegurar sin dudas. Aunque ésto contrariaba, no era extraño que así fuese, ya que, como ya se indicó anteriormente, muchos de los que han trabajado en la cueva del Conde han destacado el carácter revuelto de sus capas.

Al aparecer este diente en estas "capas revueltas" y confirmar la existencia de restos humanos en la cueva, así como la probable procedencia de los restos humanos encontrados en el Museo, la pregunta que se planteaba ahora era la edad que podían tener éstos. Aunque se conocían las secuencias estratigráficas realizadas anteriormente, lo más adecuado, una vez acabada la limpieza de las superficies preexistentes de anteriores excavaciones, era el levantamiento preciso de una nueva columna estratigráfica. Para una mejor interpretación de los datos se realizaron tres sondeos, uno en el interior de la cueva y dos fuera del muro de protección. El levantamiento de una columna precisa nos permitiría situar con exactitud todas las muestras que se obtuvieran para una correcta datación y correlación de los niveles.

Se decidió levantar una "columna tipo" del relleno sedimentario en la pared sur del fondo de la cueva, en dirección E-O, cuadrícula *H-3*, galería *A* (Fig. 2). Se distingue una primera etapa multiepisódica de formación de la cueva, una segunda de relleno sedimentario, y colmatación parcial con formación de espeleotemas, seguido de una fase de vaciado, erosión, que dio lugar a la cavidad tal como hoy se encuentra. Esta última fase presenta finos tapices de espeleotemas. Del relleno sedimentario aflora actualmente una secuencia de 160 cm, donde, en base a criterios macroscópicos de la trama, se distinguen tres cuerpos sedimentarios, que de muro a techo son:

A) un cuerpo sedimentario arcilloso sin clastos (cuerpo *arcilloso*, tramo *1*)

B) abundancia de clastos angulosos (cuerpo *brechoide*, tramo *2*) de 1 m de espesor

C) cantos bien redondeados (cuerpo *conglomerático*, tramo *3*) de 50 cm

Realizando una sedimentología más detallada, basada en la abundancia, naturaleza y color de la matriz, y la presencia/ausencia de fragmentos óseos, dentro del nivel B, de carácter brechoide, se diferencian 4 niveles (a, b, c y d). La descripción de los tramos, y niveles diferenciados es la siguiente:

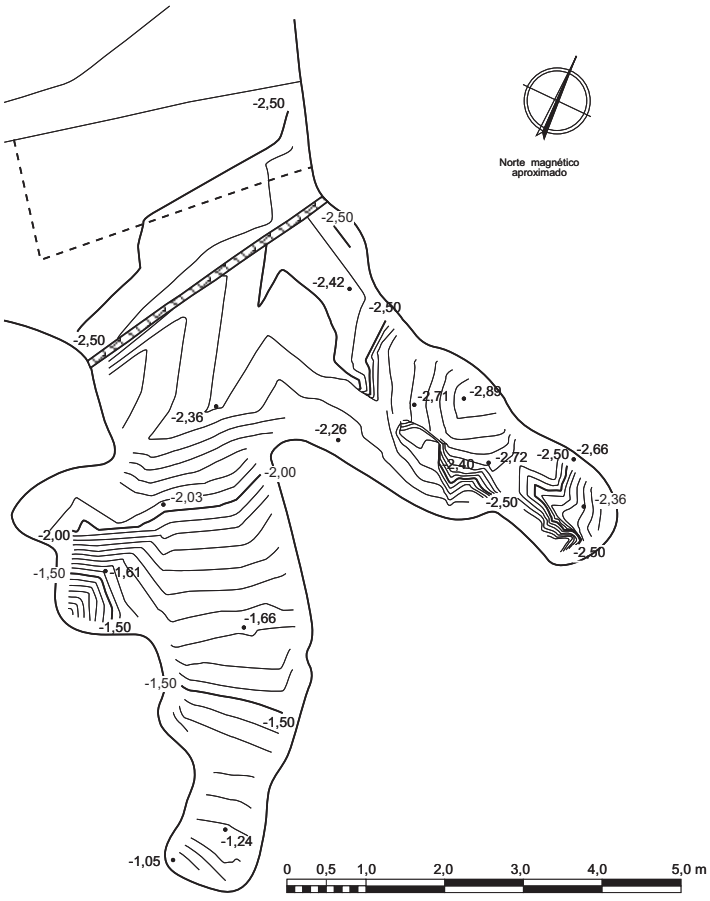



Figura 1. Topografía detallada de la cueva del Conde.

*Detailed topography of the Conde Cave.*

*Tramo 1:* Nivel fundamentalmente arcilloso con ausencia de fracción gruesa y aparentemente estéril. El color marrón-amarillo es uniforme donde se puede observar. Su espesor es variable, de pocos cm a más de un metro, y se encuentra en contacto con el suelo proporcionado por la formación calcárea, Caliza de Montaña, donde se abre la cavidad. Este nivel, con un mayor o menor desarrollo, es el único que se ha encontrado con las mismas características, en los tres sondeos y en la sección de la columna tipo.

*Tramo 2:* La instauración sobre el Tramo 1 es neta y erosiva. Se caracteriza por presentar una trama angulosa de cantos de cuarcita, acompañada, o no, de fragmentos óseos. En función de la presencia/ausencia de material óseo y tipo de matriz, se distinguen cuatro niveles, que de muro a techo son:

a) *Parabrecha* de cantos de cuarcita, lascas antrópicas, con base erosiva y techo irregular. La potencia varía entre 28 y 15 cm. El tamaño de estos clastos, lascas producidas por los habitantes del abrigo, tienen un tamaño entre 7 y 2 cm (tamaño canto *pebble/cobble*). En los primeros 10-12 cm, la presencia de fragmentos de huesos, como constituyente de la trama, es notoria. La matriz, de carácter limoso, es de color marrón oscuro, probablemente debido a la presencia de fragmentos carbonosos, evolucionando verticalmente a tonos más rojizos. Este nivel culmina con una superficie irregular parcialmente cementada por $CaCO_3$ (probablemente tardía, no sinsedimentaria).

b) *Ortobrecha* de cuarcita con huesos. Con 20 cm de potencia, se dispone en aparente concordancia sobre la arcilla parcialmente cementada. La trama está constituida fundamentalmente por fragmentos angulosos de origen antrópico, lascas cuarcíticas, y fragmentos de huesos. El tamaño de los clastos líticos oscila entre 6 y 4 cm (tamaño canto) y de los huesos entre 3 y 4 cm. La matriz es escasa y de tamaño limo y color marrón oscuro.

c) *Parabrecha* de cuarcita sin huesos. Tiene una potencia de unos 30 cm y descansa sobre una superfície irregular erosiva. A diferencia del nivel infrayacente, la trama está compuesta, casi en exclusiva, por lascas cuarcíticas y en menor medida por clastos cuarcíticos sin retrabajamiento antrópico. Por contraste con otros niveles, en éste, destaca la ausencia de huesos. La matriz es de tamaño arcilla-limo, su color es marrón rojizo y presenta una cementación de $CaCO_3$ parcial en los poros producidos tras la infiltración tardía de agua. La elevada proporción de matriz da lugar a una trama rota cerrada, es decir una parabrecha.

d) *Ortobrecha* de huesos y matriz arcillosa negra. Su potencia es

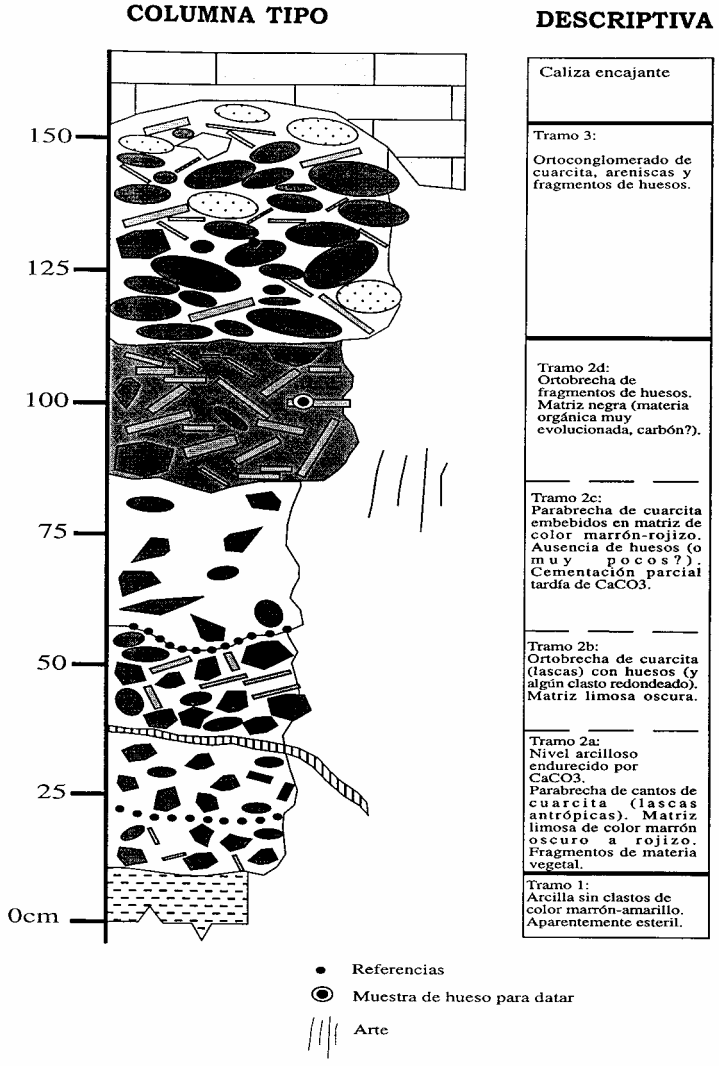



Figura. Columna estratigráfica tipo de la cueva del Conde

*Stratigraphic type section of the Conde Cave*

de 25 a 28 cm; se dispone de forma neta, aparentemente no erosiva sobre el nivel anterior, y se continúa lateralmente como un nivel guía. La trama hueso-soportada (orto), está constituida fundamentalmente por fragmentos de huesos grandes, de hasta 15 cm de longitud, sin una orientación preferente y en menor número algún clasto de cuarcita discoidal redondeado. El color negro de la matriz se debe a la presencia de fragmentos, de tamaño limo-arena, de carbón, o materia vegetal muy dura, relacionados con la actividad antrópica (la distribución y ausencia de enterramiento descarta un origen diagenético). A la altura de este nivel negro de ortobrecha de huesos, unos 2 m al oeste, se localiza la litografía sobre la pared de la cueva. La ausencia de una relación directa entre las formas grabadas y el relleno sedimentario del nivel *d*, no permite discriminar si estas huellas fueron realizadas antes de la sedimentación de este nivel o después de la colmatación sedimentaria parcial y vaciado último.

Tramo 3: Ortoconglomerado de areniscas cuarcíticas, areniscas y huesos. Su potencia es de 45 a 50 cm, siendo el último tramo que supone la colmatación sedimentaria de la cueva del Conde. Destaca su carácter conglomerático y el tamaño de los clastos, tanto líticos como óseos, que varían entre 17,5×19 a 6×3. La trama clasto/hueso soportada (intacta) está constituida por cantos discoidales muy bien redondeados de areniscas cuarcíticas de tonos blanquecinos, grises y marrón, areniscas rojas, fragmentos de huesos y algunas lascas. En la base de este nivel, se observa una posible imbricación de los clastos en sentido N170ºE. La matriz, aunque escasa, es de naturaleza arcillosa y su color varía de negro, en la base, a marrón claro hacia el techo.

En resumen, desde el punto de vista geológico, el registro sedimentológico de la cueva ("Galería A", de dirección E-O), presenta dos tipos de relleno; el *tramo 1* es un sedimento interno autóctono de las arcillas de decalcificación, mientras que los *tramos 2* y *3* son sedimentos alóctonos, relacionados bien con la actividad antrópica, tramo 2 con presencia de industria lítica y carbón, o, como el tramo 3, con depósitos sedimentarios fluviales (Fig. 3). En la "Galería B" de la cueva, de dirección N155ºE, apenas quedan restos de relleno sedimentario. Las paredes conservan en algunos puntos clastos redondeados, tramo 3 del relleno sedimentario, fosilizados por un nivel espeleotémico suprayacente que fue desmantelado durante la fase erosiva de vaciado de la cueva.

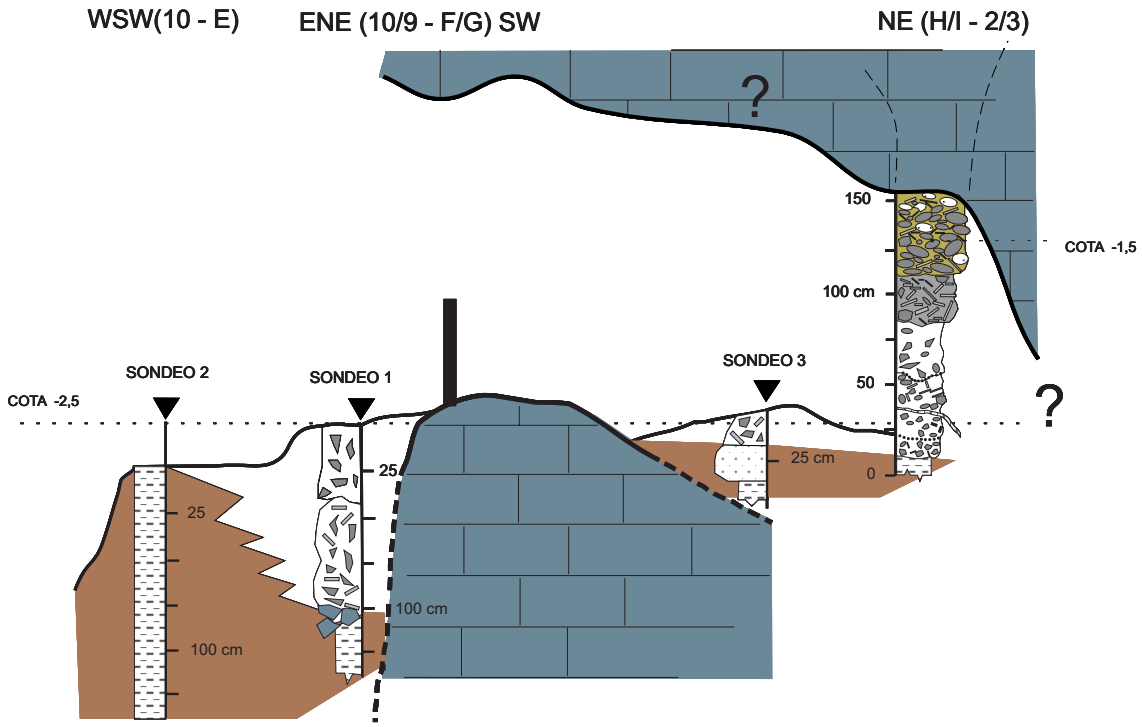



Figura 3. Panel de correlaciones del relleno sedimentario de la cueva del Conde

*Stratigraphic type section of the Conde Cave*

## La edad

Conforme se van conociendo las particularidades de la cueva del Conde, las preguntas se amontonan y muchas de ellas pueden ser muy problemáticas. ¿Qué supone la presencia de lascas y huesos en el relleno fluvial del tramo 3?, ¿por qué hay tantas zonas que muestran los niveles revueltos?, ¿cuándo se realizaron las marcas grabadas en las paredes de la cueva?, y otras muchas. Si alguna de ellas, como la primera que se plantea, se puede responder suponiendo que la corriente fluvial que transportó los cantos hasta la cueva, pudo remover las capas superiores y mezclar los cantos que arrastraba con los restos existentes en la cueva, la mayoría es de muy difícil solución, a no ser que se pueda conocer la edad del nivel o del resto que se encuentra asociado a un nivel. Y es que el problema de la edad, a la vista del conocimiento que se tiene, nunca se ha resuelto de una manera clara y precisa; unos tramos por su carácter revuelto, otros, como el tramo 1 no ha proporcionado restos fósiles ni de industria, la relación de las huellas antrópicas de las paredes de la caverna no se pueden relacionar de forma segura con el relleno de los niveles superiores de la cueva; parece que alguno de estos problemas sólo se podrán solucionar utilizando métodos de datación absoluta. Fortea y Rasilla (2000) utilizaron el método del $^{14}C$ en un intento de datación mínima de los grabados que se encuentran en la Galería A. De acuerdo con sus observaciones, las muestras se tomaron sobre materiales sedimentarios que provienen de niveles situados en las partes superior e inferior de los grabados, y las edades suministradas son: 21.290 (± 150 años BP) para el nivel superior, y 23.930 (± 180 años BP) para el inferior. Se considera entonces que los grabados, como muy modernos, corresponderían al Gravetiense.

En nuestras observaciones no se vio que ninguna de las marcas grabadas por el hombre en las paredes de la cueva estuvieran cubiertas, ni en parte ni de una manera directa, por los sedimentos que rellenan la cueva. Al encontrar el diente entre restos cronoculturales del Musteriense y Auriñaciense todo apuntaba que la edad mínima debía ser Auriñaciense, pero la prudencia aconsejaba se debía esperar a tener datos radiométricos y realizar también un análisis con $^{14}C$. Los medios económicos disponibles no eran muy abundantes, y hubo que esperar a la ayuda de algunas personas que, de una manera desinteresada, están colaborando en las investigaciones y protección del yacimiento. Gracias a ello se han podido datar estos restos; el sacro no contenía el suficiente colágeno para realizar la prueba, pero la mandíbula reunía las condiciones para el estudio, y la edad resultante es de 3.210 (± 45 años), es decir, este niño vivió en plena edad del bronce, muy alejada del inicio del Paleolítico Superior, una edad mínima que lógicamente se podía suponer a la vista de los restos cronoculturales a los que se asocia; es curioso que nunca se ha documentado la presencia de útiles de esta época en el yacimiento.

Aunque los datos de la edad supusieron un revés en las primeras perspectivas para la investigación sobre los primeros *Homo sapiens* de España y de Europa, la presencia de estos huesos plantea otras preguntas que será necesario considerar. ¿Es posible que el carácter revuelto de muchas zonas del yacimiento sea el resultado de haberse utilizado este refugio como un lugar de enterramiento durante el bronce? Las marcas existentes en las paredes de la caverna, ¿pudieron haber realizarse en esta época, bien con motivos religiosos, funerarios, o simplemente para afilar algún objeto, tal como se ha interpretado en otras localidades huellas semejantes? ¿El que nunca se hayan citado objetos de esta época, pudo ser por culpa de la expoliación? lo cual explicaría también el carácter revuelto de gran parte de la cueva.

## Conclusiones

A la vista de estos argumentos no se puede decir que la investigación esté acabada en este yacimiento. Sigue siendo uno de los pocos lugares en donde se puede estudiar el tránsito Paleolítico Medio/Superior y en los alrededores hay otros, como la cueva del Ángel, donde se encuentran dichas capas (Adán y Jordá, 1992). A lo largo del río Trubia, en el Ayuntamiento de San Tirso, hay localizadas diversas cavidades que muy posiblemente podrían encerrar la solución a muchos de los problemas del tránsito Musteriense-Auriñaciense, y cómo el *H. sapiens* sustituyó a *H. neanderthalensis*. Un conocimiento integral de la zona y unas excavaciones precisas de las cuevas del Conde y del Ángel en niveles que no se encuentren removidos, puede suministrar datos muy interesantes para resolver el problema que movió a realizar estos primeros estudios.

## Agradecimientos

Agradecemos la colaboración prestada por el Ayuntamiento de Santo Adriano de Tuñón en proporcionar infraestructura para facilitar la excavación y al Museo Arqueológico de Oviedo y Museo Nacional de Ciencias Naturales en Madrid por el acceso a materiales de las excavaciones anteriores. Rolf Quam ha disfrutado de una beca Fulbright y Ana Isabel Ortega Martínez ha sido subvencionada con una beca de Iberdrola.

## Referencias

Adán, G. E. (1997). *De la caza al útil. La industria del Tardiglaciar en Asturias*. Servicio de Publicaciones. Consejería de Cultura del Principado de Asturias. Oviedo.

Adán, G. E. (2001). El Servicio de Investigaciones Arqueológicas de Asturias (S.I.A.): F. Jordá Cerdá (1952-1964). 3º Congreso de Arqueología Peninsular. Vila Real. *Trabalhos de Antropologia e Etnologia*, 41, 207-224. Porto.

Adán, G. E. y Jordá, J. (1992). La secuencia estratigráfica de la Cueva del Ángel (Tunón, Santo Adriano), y el material arqueológico asociado. *Excavaciones Arqueológicas en Asturias 1987-1990*, 2, 255-257. Servicio de Publicaciones, Consejería de Cultura del Principado de Asturias. Oviedo.

Adán, G. E. y Arsuaga, J. L. (aceptado). Nuevas investigaciones en la Cueva del Conde (Santo Adriano, Tuñón*). Campañas* 2.001-2.002. *Excavaciones Arqueológicas en Asturias 1.999-2.002*. Servicio de Publicaciones, Consejería de Cultura del Principado de Asturias. Oviedo

Altuna, J. (1.977). Fauna de la Cueva del Conde. *Boletín del Instituto de Estudios Asturianos*, 90-91, 486-487. Oviedo.

Bernaldo de Quirós, F. (1982). Los inicios del Paleolítico Superior cantábrico. *C.I.M.A.*, 8. Madrid.

Carbonell, E., Vaquero, M., Maroto, J., Pando, J.M. y Mallol, (2.000*).* A geographic perspective on the Middle to Upper Paleolithic transition in the Iberian peninsula. The Geography of Neanderthal and Modern Humans in Europe and the Greather Mediterranean. *Peabody Museum Bolletin*, 8, 85-93. Cambridge. USA.

Fortea Pérez, J. (1999). Abrigo de La Viña. Informe y primera valoración de las campañas 1995 a 1998. *Excavaciones Arqueológicas en Asturias 1995-1998*, 4, 31-41. Oviedo.
Fortea Pérez, J. y Rasilla, M. de la (2.000). L´art rupestre paleolític cantàbric: investigació y conservació. *Cota Cero*, 16, 9-23. Vic.

Freeman, L. G. (1970). El Musteriense Cantábrico. Nuevas perspectivas. *Ampurias*, 31/32, 63-73. Barcelona.

Freeman, L. G. (1977). Contribución al estudio de los niveles paleolíticos de la cueva del Conde (Oviedo). *Boletín del Instituto de Estudios Asturianos*, 90/91, 447-488. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1955). Notas sobre el Musteriens en Asturias. *Boletín del Instituto de Estudios Asturianos*, XXV, 209-230. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1956). La *obra del Conde de la Vega del Sella y su proyección en la Prehistoria Española*. Libro homenaje al Conde de la Vega del Sella, 15-30. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1957a). *Prehistoire de la région cantabrique.* S.I.A. Diputación Provincial de Asturias, 57-72. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1957b). Observaciones a la cronología del Musteriense español. *Speleon*, 1/4, 156-164. Oviedo.

Jordá Cerdá, F. (1969). Los comienzos del Paleolítico Superior en Asturias. *Anuario de Estudios Atlánticos*, 15, 281-321. Madrid.

Jordá Cerdá, F. (1977). *Prehistoria de Asturias*. Ed. Ayalga. Salinas. Asturias.

Márquez Uría, C (1974). Trabajos de campo realizados por el Conde de la Vega del Sella. *Boletín del Instituto de Estudios Asturianos*, 83, 811-835. Oviedo.

Márquez Uría, C (1977). Las excavaciones del Conde de la Vega del Sella en la cueva del Conde (Tuñón, Asturias). *Boletín del Instituto de Estudios Asturianos*, 90/91, 431-446. Oviedo.

Obermaier, H. (1925). *El Hombre Fósil*. Ed. Istmo. Madrid.

Rodríguez Asensio, A. (1983). La presencia humana más antigua en Asturias. *Estudios de Arqueología Asturiana*, 2. Oviedo.

Rodríguez Asensio, A. (2001). *Yacimiento de Cabo Busto. Los orígenes prehistóricos de Asturias*. Ed. G.E.A 2000. Gijón.

Vega del Sella, C. (1916). *Paleolítico de Cueto de la Mina (Asturias)*. Madrid.

Vega del Sella, C. (1921). *El Paleolítico de Cueva de Morín (Santander) y notas para la climatología cuaternaria*. Madrid.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# COMPORTAMIENTOS DE SUBSISTENCIA: UN MARCO EXPLICATIVO EN PALEOECONOMÍA

**Subsistence behaviours: a framework in Paleoeconomy**

A. Mateos Cachorro

Departamento de Prehistoria, Hª Antigua y Arqueología. c/ Cervantes s/n. Universidad de Salamanca. 37002 Salamanca.

anamat@usal.es; fax: 923 29 47 37

**Resumen**

La propuesta de un marco interpretativo como base de conocimiento del entramado social y económico de los grupos humanos del Paleolítico nos sirve de línea argumental para encuadrar conceptualmente la subsistencia y su dinámica paleoeconómica. Los aspectos sociales de los comportamientos humanos, bajo la perspectiva paleoeconómica, se manifiestan en la organización del espacio habitable y en el sistema de ocupación y explotación de un territorio. Reconocer pautas de comportamiento de las poblaciones del pasado en el análisis de los registros arqueológicos implica reinterpretar la realidad arqueológica para aproximarnos a los modos de vida y funcionamiento de estas sociedades en interacción con los paisajes y territorios ocupados.

**Palabras clave:** Paleoeconomía, Paleolítico, estrategias de subsistencia, explotación de recursos, paisaje.

**Abstract**

The proposal of an interpretive framework as a base of knowledge of the paleolithic social and economic systems, it serves us the explanatory line to frame conceptually the subsistence and its paleoeconomic dynamics. Under the paleoeconomic perspective, the social aspects of human behaviours are manifested in the inhabitable space organisation and in the occupation and exploitation systems of a territory. To recognize behaviours models of groups of the past in the analysis of the archaeological records implies to reinterpret the archaeological reality to approach to theses societies ways of life and function and its interaction with the landscapes and management territories.

**Key words:** Paleoeconomy, Paleolithic, subsistence strategies, resource exploitation, landscape.

## Introducción

Hoy día se intentan comprender las pautas de comportamiento de las poblaciones del pasado reconociendo conductas y actividades concretas entre los vestigios arqueológicos recuperados. Esta tendencia actual de análisis e interpretación de la realidad arqueológica supone reconocer y aprehender algún elemento que conforme la relación entre comunidades humanas y la realidad paleoecosocial en la que estaban inmersas. La propuesta de este trabajo es la formulación y reflexión de un marco interpretativo como base de conocimiento del entramado social y económico de los grupos del Paleolítico, que sirva de línea argumental para encuadrar conceptualmente la subsistencia y su dinámica paleoeconómica. Ambas nociones se identifican, de manera frecuente y errónea, a nuestro entender, con aspectos de caza, captura y consumo de presas animales y su lectura en el registro faunístico de los yacimientos. Conviene apuntar que son conceptos muy amplios sobre múltiples aspectos de los comportamientos humanos que trataremos de matizar en el marco de estas líneas de reflexión.

La valoración del comportamiento ha dado lugar a propuestas y discusiones de modelos sobre la organización y la articulación social y económica (modos de gestión de un territorio) que deben ser entendidos como hipótesis y líneas interpretativas, matizables y ampliables, en su justa medida, por los investigadores (Schiffer, 1995). ¿Cómo reconstruir algunos de los comportamientos de subsistencia y sus implicaciones socioeconómicas? La respuesta ha de centrar esta cuestión en su dimensión ecosocial como una vía de aproximación al pasado más innovadora, en la que el enfoque paleoeconómico y social tiene mucho que aportar. Muchos aspectos sociales del comportamiento, probablemente, puedan inferirse de los modos de estructuración de los espacios habitados y de los sistemas de ocupación y explotación de los territorios y paisajes humanos.

**Marco conceptual**

Asociar la subsistencia exclusivamente a conseguir alimento es una noción confusa y restrictiva. Algunos la definen como el conjunto de medios necesarios para la vida humana, ya sean bienes alimenticios, equipamientos técnicos, vestimenta, aspectos culturales, medicinales, simbólicos, artísticos...(Brugal, 1995), que aseguren la existencia material y la capacidad de adquirir energía del entorno. A ello ha de añadirse nuestras capacidades y habilidades tecnológicas y la organización social de los grupos para conseguirlo.

**Métodos y Objetivos**

Desde estas premisas, este trabajo asume este encuadre explicativo, alejado de los tintes simplistas o deterministas limitados a una interpretación estrictamente ecológica del comportamiento de los grupos humanos, y aboga por hipótesis comportamentales en torno a la noción de grupos humanos predadores que practican el nomadismo organizado y planificado en ciclos más o menos repetitivos que corresponden a fases de adquisición y explotación de los recursos indispensables para la supervivencia. El planteamiento de contextos de intervención sobre el territorio y recursos incide en las capacidades de adaptación y reacción humanas sobre un paisaje específico; los hábitos sociales y económicos que desarrollan estas comunidades para localizar, obtener, trasladar y compartir recursos al lugar o lugares de asentamiento nos sirven de datos para formular estas hipótesis sobre los comportamientos de subsistencia.

Aún es pronto para elaborar un cuadro explicativo nítido de las formas de vida en el Paleolítico. Se requiere la integración de marcos de contrastación teórica para validar las afirmaciones elaboradas a partir de los distintos modos de gestión de recursos y para enfocar las pautas interpretativas de reconstrucción de los comportamientos. La Paleoeconomía ofrece una perspectiva que engloba también las dinámicas sociales y simbólicas como marco de referencia sólido (Mallol, 1998; Mateos *et al.,* 2003; Quesada, 1997). Este enfoque cuenta con la suficiente entidad para integrar datos procedentes de multitud de ámbitos de conocimiento. Sea cual sea su potencialidad interpretativa, el reconocimiento y valoración de los diferentes contextos de intervención humana es una esfera de análisis que puede validarse a partir de la observación de los escenarios paleoeconómicos articulados socialmente. El estudio de los comportamientos humanos debe ser abordado desde muchos de sus contextos y escenarios, atravesando los yacimientos *hacia los paisajes de los que forman parte* (Gamble, 2001).

La dinámica de los sistemas paleoeconómicos en los territorios explotados resulta, a todas luces, esencial para atisbar lo que pudieron suponer estos espacios antropizados en los modos de poblamiento y asentamiento de las comunidades paleolíticas. De este modo, los planteamientos teóricos y conceptuales desarrollados a partir de las estrategias de subsistencia y su ecoestructura, es decir, en la interacción hombre-ambiente, nos aportarán los elementos cruciales para apoyar el discurso explicativo. Si tratamos de conocer los registros arqueológicos que generaron esos comportamientos es necesario visualizar siquiera una imagen lo más completa posible de sus modos de vida y evitar asi una visión fragmentaria que distorsiona los procesos y niveles inferenciales de aproximación. Es necesario acercarnos a las pautas económicas de adquisición de recursos (biomasa animal, recolección de vegetales, materias primas líticas) y sus secuencias de consumo. El valor inferencial de estos datos es de alto valor resolutivo porque nos informa de las prácticas de consumos directos, diferidos, transformados y procesados de la carne, grasa y otros nutrientes, así como del aprovechamiento de vegetales para la alimentación, combustión y mantenimiento de hogares, y por último, de las cadenas operativas líticas y óseas (captación, transporte y modificaciones diferenciales, selectivas o intensivas). Sistemas técnicos más elaborados, como los de caza y obtención de presas desarrollados al final del Pleistoceno, tomaron quizá un papel adicional de expresión visual y simbólica (Cohen, 1985; Foley, 1996; Mellars, 1985; Stiner, 2002).

**Modelos**

Estos modelos dinámicos se intentan construir en Arqueología para integrar todos los significados socioeconómicos de los comportamientos de subsistencia dentro del sistema de organización territorial explotado por el grupo. La necesidad de interpretar esos escenarios y sistemas adaptativos como interacciones de la ecología, la subsistencia y el comportamiento social humano nos lleva a tratar de identificar y reconocer los paisajes de aprovechamiento de recursos, que se construyen como verdaderos componentes de sistema paleoeconómico delimitando (Fig. 1):

a) la naturaleza del ecosistema, biotopo y de la posición humana en ellos (nicho ecológico) proporciona los límites, constricciones medioambientales y la disponibilidad de áreas potenciales de recursos.

b) los objetivos subsistenciales de interacción y selección de recursos nos informan de la sistemática de gestión y estructura económica.

c) las estrategias de actuación e intervención antrópica sobre esos recursos establecen los contextos paleoeconómicos (aprovisionamiento y adquisición, explotación -tratamiento y procesado-, consumo y aprovechamiento, abandono, recuperación).

d) la dimensión ecosocial que resulta de adaptar las estrategias organizativas al funcionamiento conocido del entorno combinando la estructura social (sociabilidad, cooperación, cohesión del grupo) y el grado de planificación, comportamientos técnicos, estrategias ocupacionales y de movilidad. Estas habilidades asociadas al uso del medio contrarrestan la visión de que el ecosistema externo constituía la fuerza dominante a la que tenían que adaptarse las sociedades paleolíticas.

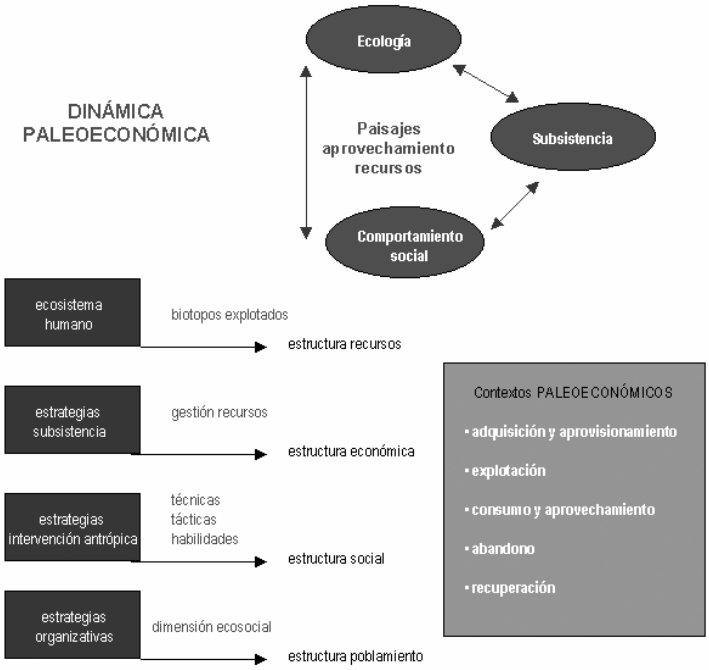



Figura 1. Dinámica del modelo paleoeconómico propuesto.

*Paleoeconomic model proposed as a dynamic system.*

A continuación, se propone este modelo de sistema paleoeconómico en su dimensión ecosocial orientado a la perspectiva zooarqueológica, es decir, tomando como soporte inferencial los restos óseos recuperados de las biomasas consumidas y explotadas por los grupos humanos (Mateos, 1999 y 2002). Se compone de parámetros similares que el general, aunque en esta visión se delimitan las variables específicas de inferencia sobre los vestigios óseos recuperados en un conjunto arqueológico (Fig. 2):

a) Biotopo preferencial y nicho ecológico: caracterización de los recursos bióticos, ecosistemas, vegetales consumibles y composición dieta, requerimientos nutricionales y ecoetología de las presas.

b) Contextos de selección y adquisición: captura de presas (caza) y recolección.

b.1.- Tácticas específicas de selección (cohortes de edad y sexo preferentes, ecotipos y especies dominantes recuperadas en el registro óseo que no traducen la biomasa y diversidad ecológica existente).

c) Contextos de intervención y consumo: habilidades y escenarios tácticos (oportunistas/especializados).

c.1.- Planificación territorial, localizando el circuito local o regional de subsistencia, el espacio estratégico donde operan los grupos humanos que contextualiza las potencialidades de

aprovechamiento de la trama geográfica dependiendo de las necesidades funcionales y de supervivencia del grupo.

c.2.- Planificación temporal: estudio de los ritmos estacionales de explotación, de la distribución estacional de las temporadas de caza o el continuo de actividad en el transcurso del año, explotación complementaria de recursos en distintas altitudes, modelos de complementación funcional de los sitios, etc.

c.3.- Técnicas de procesado, patrones y ritmos de tratamiento de las carcasas.

d) Articulación y hábitos sociales que se infieren desde el registro óseo (modalidades complejas de caza, traslado, distribución y reparto de los recursos obtenidos al lugar común, técnicas de almacenaje, preparación de los alimentos, etc).

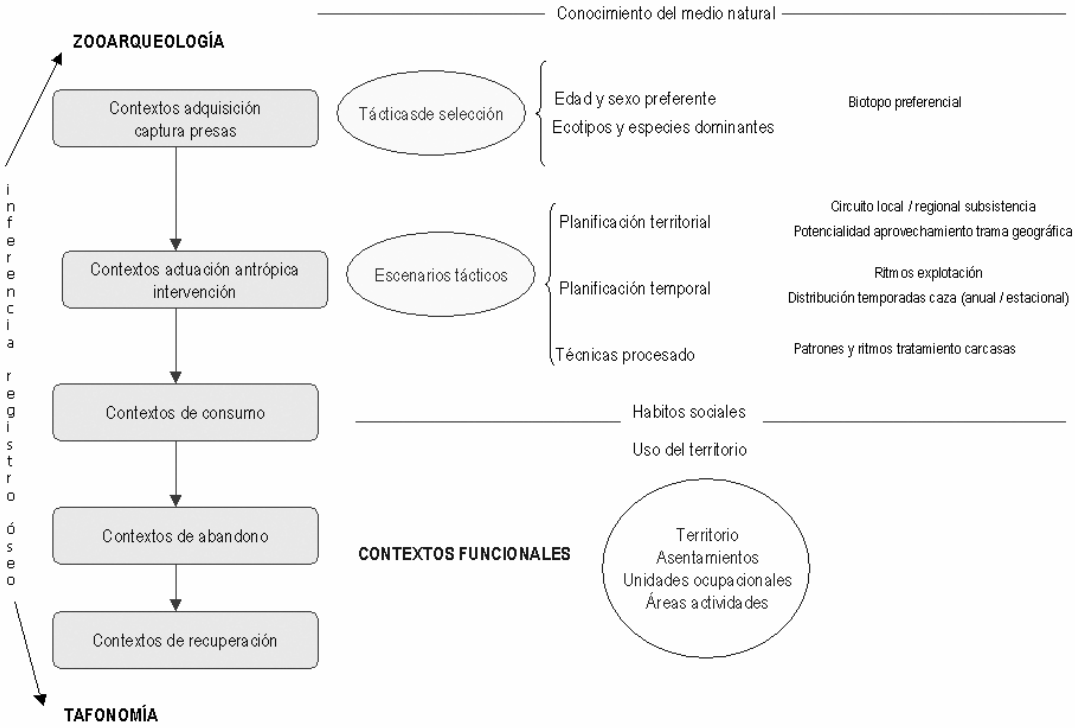



Figura 2. Contextos paleoeconómicos orientados a la explotación de biomasas inferidos a partir del registro óseo.

*Paleoeconomic contexts oriented to the exploitation of biomasses inferred from bone record.*

Los hábitos y conductas paleoeconómicas están fuertemente ligadas, aunque no condicionadas, a las redes tróficas de los ecosistemas y biotopos, así como a la estructuración de los paisajes y territorios que interactúan en las economías de las poblaciones (Cashden, 1983; Keeley, 1988; Nelly, 1983 y 1995; Rosenberg , 1998; Tooby, 1987). De los rasgos peculiares de algunos ecosistemas humanos, del dinamismo e interacción implícitos en las conductas, nace la noción de escenario paisajístico, como paisajes y texturas medioambientales que combinan elementos abióticos, bióticos y antrópicos (Foley 1996).

Estos lugares donde habitan e interaccionan las poblaciones humanas creando contextos recuperables representan una escala de análisis muy elocuente (Bracco, 1996; Búster, 1989; Gamble, 2001; Whitelaw, 1989, 1991 y 1994). El territorio también es un medio activo para la interrelación social porque genera, amplifica y facilita los encuentros y espacios operacionales donde actuar social y económicamente (Fig. 3). Para dimensionarlo socialmente, se atiende al concepto de paisaje social y de territorio económico. La diferencia entre ambos es significativa pero complementaria. El primero posee múltiples matices que pueden rastrearse arqueológicamente pues comprende tanto la subsistencia y el comportamiento social, el territorio del grupo

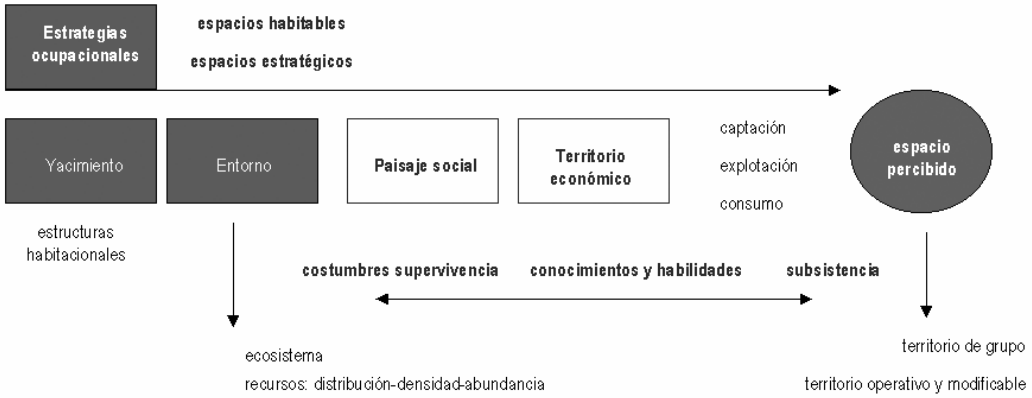



Figura 3. Territorio y paisaje: modelo de espacio habitado y explotado.

*Territory and landscape: a model of the inhabited and exploited space.*

humano, el territorio no humano y la suma de recursos. Otros matices se pierden arqueológicamente, como todas las habilidades cognitivas asociadas a la movilidad, el conocimiento ambiental, la supervivencia, las costumbres, etc. De otro lado, el encuadre del término territorio económico, operativo y modificable, se sitúa en un margen más material, aunque no exento de connotaciones difíciles para el investigador; pese a ser un territorio más o menos circunscrito a un espacio físico geográfico, el territorio de explotación, consumo y producción, se estructura también como un ecosistema o espacio percibido del que el grupo es consciente por su contexto sociocultural (Sonnenfeld, 1972).

Conocer el funcionamiento de los lugares habitados y los espacios explotados por las sociedades cazadoras recolectoras, dentro de su entorno ecológico, nos aproxima a definir los territorios y paisajes que formaron parte de su cotidianeidad. El reconocimiento e interpretación de las estrategias de subsistencia y de los comportamientos territoriales a nivel de yacimiento y paisaje nos puede permitir definir un modelo de poblamiento y contextualizar las potencialidades del territorio estratégico (Mateos y Cazals, 2001). De ahí la importancia de comprender cómo funcionan y viven estos grupos, desde todas las escalas que el registro arqueológico recuperado admita, para vislumbrar las relaciones sociales y con el medio. El análisis de estos contextos se centra en las variaciones económicas de los modos de actuación humana sobre los recursos potenciales. Esto nos ayuda en la reconstrucción de los sistemas de gestión económica y es determinante para reconstruir el medio en que se desarrollaron estas conductas y sus sistemas de hábitats.

Una vía de análisis eficaz para abordar el estudio del territorio y su aprovechamiento es el conocimiento de los contextos de captación y gestión de recursos dentro de un sistema explotado. A la planificación y organización logística de las estrategias de gestión de recursos, las poblaciones del pasado incorporaban unas capacidades cognitivas que iban desde el excelente conocimiento de medio natural, de los lugares de extracción de las materias primas, de las propiedades de esos materiales, de las costumbres de los animales de su entorno, sus desplazamientos, ciclos reproductivos, hasta el conocimiento de las propiedades de los vegetales para consumo y sus efectos medicinales y terapéuticos.

Frente a la selección de recursos, los grupos se comportan influidos, en buena parte, por algunos factores o variables que pueden manifestarse como propias del entorno natural (disponibilidad de recursos, abundancia y distribución) y como propias de los grupos humanos (sistemas técnicos, patrones de subsistencia, territorialidad, organización social y expresión simbólica) que se crean por las necesidades funcionales y sociales de las comunidades impulsadas por los componentes de la tradición cultural. Estos mecanismos de respuesta humana de acceso al entorno favorecen nuevas formas de vida y nuevos dominios ecológicos.

## Conclusiones

Estas propuestas deberían servir para reflexionar sobre el tipo de reconstrucción histórica que queremos hacer de los grupos humanos del pasado, si se pretende superar la mera descriptiva arqueológica para traducir los verdaderos fenómenos históricos que encierra la realidad de los registros, aunque sean tamizados tafonómicamente. No puede pasarse por alto la necesidad de formular referencias conceptuales que integren además de la base empírica más completa posible, aspectos que superen y vayan más allá de la mera cuantificación y presentación de datos. Siempre es prioritario detenerse y replantear posiciones teóricas y

enfoques adecuados para dar marcos explicativos a cuestiones y problemáticas abiertas en el panorama de la investigación arqueológica del Paleolítico. La línea interpretativa propuesta no comporta la pretensión de conocer exactamente todos los aspectos del funcionamiento de estos grupos, sino más bien esbozar algunos de los procesos de subsistencia, comportamientos económicos y organización social para aproximarse a la reconstrucción de los modos de vida en el Pleistoceno.

## Referencias


Bracco, J.-P. (1996). Du site au territoire. L'occupation du sol dans les hautes vallées de la Loire et de l'Allier au Paléolithique supérieur (Massif central). *Gallia Préhistoire*, 38, 43-67.

Brugal, J.-P. (1995). Archéologie et Zoologie pour un nouveau concept, la Paléoéthologie humaine. *Préhistoire Anthropologie Méditerranées*, 4, 17-26.

Butzer, K. W. (1989). *Arqueología, una ecología del hombre: Método y teoría para un enfoque contextual*. Ed. Bellaterra. Barcelona.

Cashden, E. (1983). Territoriality among human foragers: ecological models and application to four Bushman groups. *Current Anthropology*, 24, 47-66.

Cohen, M. N. (1985). Prehistoric hunter-gatherers: the meaning of social complexity. En: T. D. Price y J. A. Brown, eds. *Prehistoric hunter-gatherers: the emergence of cultural complexity*, 99-119. Academic Press. San Diego.

Foley, R. A. (1996). An evolutionary and chronological framework from human social behaviour. En: W. G. Runciman, J. Maynard y R. I. M. Dunbar, eds. *Evolution of social behaviour patterns in primates and man*, 95-117. Oxford University Press. Oxford.

Gamble, C. (2001). *Las sociedades paleolíticas de Europa*. Ed. Ariel. Barcelona.

Keeley, L. H. (1988). Hunter-gatherer economic complexity and "population pressure". *Journal of Anthropological Archaeology*, 7, 373-411.

Kelly, R. L. (1983). Hunter-gatherer mobility strategies. *Journal of Anthropological Research*, 39, 277-306.

Kelly, R. L. (1995). *The foraging spectrum. Diversity in hunter-gatherer lifeways*. Smithsonian Institution Press.

Mallol, C. (1998). Paleoeconomía sistémica: modelo teórico para el estudio de recursos líticos en la prehistoria. En: J. Bosch, X. Terradas y T. Orozco, eds. *Actes de la 2ª Reunió de Treball sobre aprovisionament de recursos litics a la Prehistòria, Barcelona-Gavà, 26-28 novembre de 1997*. *Rubricatum* 2, 15-20.

Mateos, A. (1999). El consumo de grasa en el Paleolítico Superior. Implicaciones paleoeconómicas: nutrición y subsistencia. *Espacio, Tiempo y Forma*, 12, 159-182.

Mateos, A. (2002). Apuntes sobre estacionalidad y subsistencia de los grupos humanos del cantábrico occidental en torno al 13.000 BP. *Trabajos de Prehistoria*, 59, 27-41.

Mateos, A. y Cazals, N. (2001). Modalités d'exploitation du milieu durant l'époque magdalénienne en Espagne cantabrique. *Séance de la S.P.F. Exploitation des milieux de montagne par les chasseurs-collecteurs*. Grenoble, 17 novembre 2001.

Mateos, A., García, J. M., Pérez, A. y Rodríguez, T. (2003). La explotación de recursos en el Pleistoceno superior cantábrico: líneas interpretativas en paleoeconomía. *Actas del 1 Congreso Peninsular de Estudiantes de Prehistoria. Tarragona, 8-11 Abril de 2003*.

Mellars, P. A. (1985). The ecological basis of social complexity in the Upper Paleolithic of Southwestern France. En: T. D. Price y J. A. Brown, eds. *Prehistoric hunter-gatherers: the emergence of cultural complexity*, 271-297. Academic Press. San Diego.

Quesada, J. M. (1997). *Modelos de asentamiento y estrategias de subsistencia en el Paleolítico Superior Cantábrico*. Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Prehistoria. Universidad Complutense. Madrid.

Rosenberg, M. (1998). Cheating at musical chairs, territoriality and sedentism in an evolutionary context. *Current Anthropology*, 39, 653-681.

Schiffer, M.B. (1995). *Behavioural Archaeology: first principles*. University of Utah Press. Salt Lake City.

Sonnenfeld, J. (1972). Geography, perception and the behavioral environment. En: P. W. English y R. C. Mayfield, eds. *Man, space and environment*, 244-252. Oxford University Press. New York.

Stiner, M. C. (2002). Carnivory, coevolution and the geographic spread of the genus *Homo*. *Journal of Archaeological Research*, 10, 1-63.

Tooby, J. y De Vore, I. (1987). The reconstruction of hominid behavioural evolution through strategic modeling. En: W. G. Kinsey, ed. *The evolution of human behaviour: primate models*, 183-237. State University of New York Press. Albany.

Whitelaw, T. M. (1989). *The social organisation of space in hunter-gatherer communities: some implications for social inference in Archaeology*. P. D. Thesis (inédita). Cambridge University. Cambridge.

Whitelaw, T. M. (1991). Some dimensions of variability in the social organisation of community space among foragers. En: C. S. Gamble y W. A. Boismier, eds. *Ethnoarchaeological approaches to mobile campsites: hunter-gatherer and pastoralist case studies*. International Monographs in Prehistory. *Ethnoarchaeological Series* 1, 139-188.

Whitelaw, T. M. (1994). Order without architecture: functional, social and symbolic dimensions in hunter gatherer settlement organisation. En: M. Parker-Pearson y C. Richards, eds. *Architecture and order: approaches to social space*, 217-243. Routledge. London.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# PROCEDIMIENTOS DE ANÁLISIS Y EXPERIMENTACIÓN: UNA APROXIMACIÓN A LAS SECUENCIAS DE APROVECHAMIENTO Y CONSUMO EN EL PALEOLÍTICO

## Analytical procedures and experimentation: an approach to the management and exploitation sequences in Paleolithic

(1) J. Mª. García Sáez, (2) A. Mateos Cachorro, (1) A. Pérez López y (1) T. Rodríguez Vicente

(1) Doctorando del Departamento de Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología. Universidad de Salamanca. c/ Cervantes s/n. 37002 Salamanca.

gwledix@yahoo.es; adriperlo@hotmail.com; a13218@aida.usal.es

(2) Departamento de Prehistoria, Historia Antigua y Arqueología. Universidad de Salamanca

anamat@usal.es

**Resumen**

Bajo una serie de líneas interpretativas basadas en perspectivas paleoeconómicas, se desarrolla una propuesta de método, sintetizada a partir de reflexiones heurísticas y cuya plasmación obtiene como resultado una nueva perspectiva de pautas analíticas que pretenden paliar las carencias observadas en la esfera del *análisis específico*. Se estructura a partir de una ordenación de niveles inferenciales que comienza con unas unidades básicas, *unidades de estudio*, continúa con los *parámetros* que recogen las redes de interrelación de las variables naturales y culturales, incluyendo parámetros de aprovisionamiento, explotación y consumo, para acabar con el establecimiento de *patrones* y modelos. Estas categorías analíticas ayudan a desglosar el registro arqueológico y a comprender mejor el comportamiento de los grupos humanos del Paleolítico.

**Palabras clave:** Paleoeconomía, Paleolítico, análisis específico, aprovechamiento, consumo, metodología.

**Abstract**

Regarding to a series of interpretives lines based on paleoeconomic perspective, a proposal of method is developed, synthesized from heuristic reflections that obtain a new view as a result. That gives the analytic lines to remove the lacks observed in the sphere of *specific analysis*. It is structured starting from an order of the inferential levels, that it begins with some basic units, *the study units*, going with the *parameters* about the interrelation nets of the natural and cultural variables, including dynamics sequences in the management and exploitation of resources, to ending to the *patterns* or models. These analytic categories help to separate the archaeological record and to understand the behaviour of the human groups from Paleolithic.

**Key words:** Paleoeconomy, Paleolithic, specific analysis, management, exploitation sequences, methodology.

## Introducción

Con este trabajo se pretenden caracterizar diversas perspectivas de método para reconstruir los modos de vida de las sociedades de cazadores recolectores en el Paleolítico. Se proponen una serie de criterios analíticos y el estudio de la interrelación de sus variables aplicados a conjuntos arqueológicos, líticos y óseos, donde la actividad antrópica está ampliamente documentada. Estos conjuntos altamente antropizados ofrecen un mayor potencial de aplicación, acorde a una organización social y económica compleja y a una variedad más amplia de contextos de recuperación. Los registros arqueológicos conservados de estas características, posibilitan una lectura más completa de los objetos y de los contextos que los conforman, además de proporcionar nuevas vías de análisis (Fig. 1).

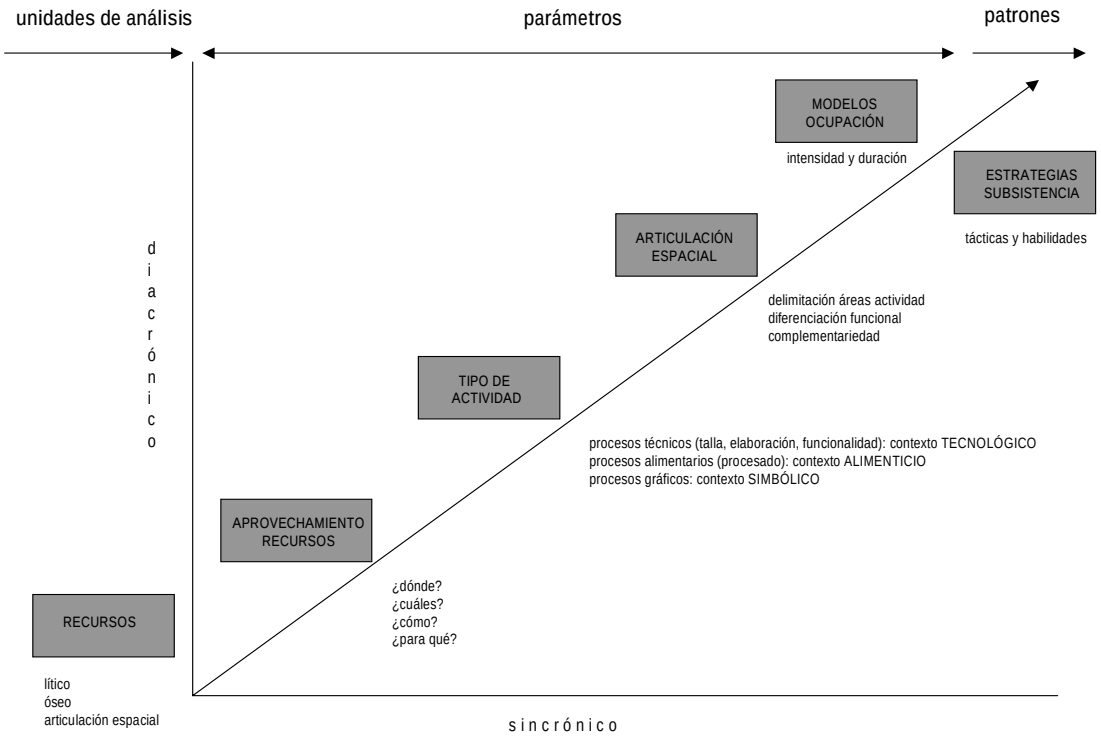



Figura 1. Dinámica de reconstrucción contextual: categorías y niveles inferenciales.

*Dynamics of the contextual reconstruction: categories and inferential levels.*

## Metodología

Se han establecido una serie de unidades de estudio, susceptibles de un tratamiento posterior, que definen y caracterizan las diferentes soluciones a las propuestas interpretativas desde enfoques paleoeconómicos (Mateos *et al.*, 2003) y que complementan el procedimiento analítico sobre los restos con un protocolo de experimentación interdependiente con las secuencias lógicas de nuestra investigación que corresponden a las cadenas operativas y a los ritmos de explotación. El esquema descriptivo que se detalla a continuación proporciona una información capaz de integrarse en un marco global de la esfera del análisis específico (observaciones específicas experimentalmente controladas). Una muestra está respaldada por los objetos modificados o no y de un material cualquiera sobre los que el hombre actúa. Los conjuntos y sus atributos intrínsecos quedan revelados por los análisis en términos cuantitativos y cualitativos) (modificado a partir de Clark 1984).

Se exponen seguidamente las categorías analíticas que se han considerado como unidades básicas de estudio, con alto valor inferencial, referidas a las perspectivas dadas por las líneas de trabajo en tecnología (Jover, 1999; Mora *et al.,* 1992; Terradas, 2001; Vaquero, 1997), zooarqueología (Mateos, e.p.), traceología (Gutiérrez, 1990; Ibáñez y Urquijo, 1994; Keeley, 1980; Le Moine, 1997) y análisis espacial (Carr, 1984; Hofman y Enloe, 1992; Rando, 1999; Whallon, 1973). A continuación, se perfilan los parámetros que caracterizan los contextos de aprovechamiento y consumo que sufren una transformación dinámica en el tiempo y en el espacio, generando procesos que informan de los comportamientos de estos grupos humanos (Figs. 2 y 3).

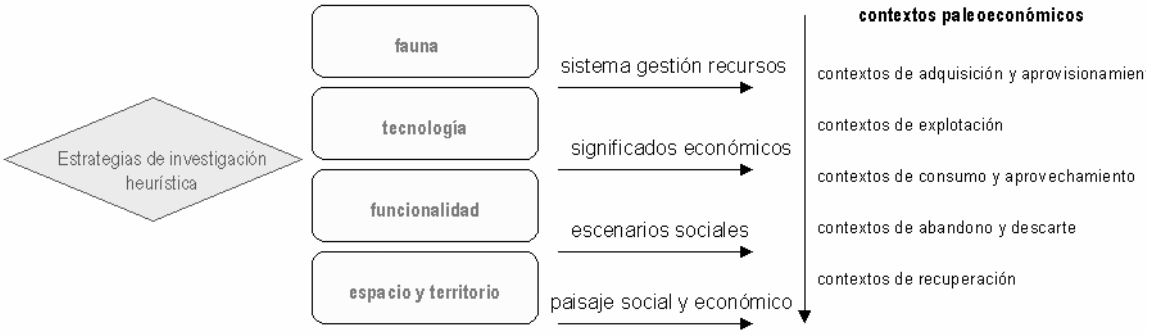



Figura 2. Líneas de investigación para la interpretación de contextos paleoeconómicos.

*Research lines to the interpretation of the paleoeconomic contexts.*

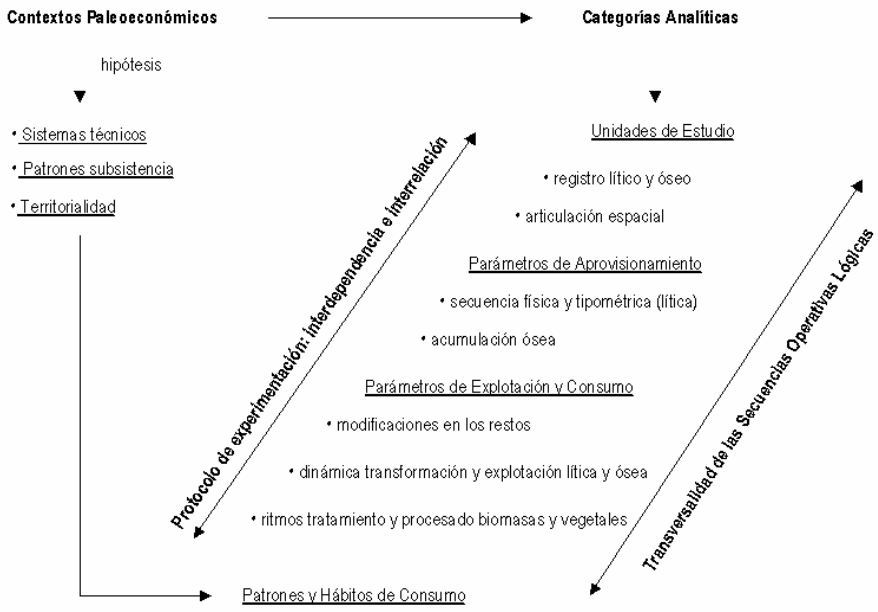



Figura 3. Procedimientos de análisis y experimentación de las secuencias de aprovechamiento y consumo.

*Analytical procedures and experimentation of the management and exploitation sequences.*

**Unidades de estudio**

- *Registro lítico*. Objetos modificados intencionalmente orientados: útiles, productos, soportes artísticos. Objetos no modificados intencionalmente, o no intencionalmente orientados: cantos, nódulos, núcleos, productos, restos de talla, percutores, soportes tecnológicos y artísticos en curso de fabricación.
- *Registro ós*eo. Biomasas consumidas. Objetos modificados intencionalmente orientados: útiles, productos, soportes artísticos; Objetos no modificados intencionalmente, o no intencionalmente orientados: productos, esquirlas, percutores, soportes tecnológicos y artísticos en curso de fabricación.
- *Articulación espacial*. Es necesario conocer la morfogénesis y la dinámica sedimentaria para caracterizar el funcionamiento de los depósitos y el paleorrelieve del *contexto-momento*, es decir, la configuración topográfica de cada estadio de la secuencia estratigráfica. El análisis intraespacial cuenta con limitaciones añadidas por las condiciones del depósito (duración, ocupación y abandono), y sobre todo, por las alteraciones tafonómicas y factores postdeposicionales (conservación diferencial, erosión, resedimentación, etc) que tienen lugar durante la formación del mismo y que pueden transformar orientaciones y pendientes, repartos espaciales, densidades, asociaciones, concentraciones, remontajes (conexión efectiva, ubicación secuencial..) y principalmente las evidencias antrópicas a través de sus estructuras (manifestaciones evidentes: hogares, fosos, estructuras pétreas de refugio, zonas de residuos y manifestaciones latentes; áreas de actividad, negativos de huellas en los depósitos: agujeros de poste, resquicios de estructuras vegetales de refugio de habitación o de hogares).

Mediante el establecimiento de parámetros se recogen una serie de variables que establezcan contextos de adquisición y consumo de las presas (inmediato, diferido, almacenaje, amplitud de la dieta), así como las modalidades e intensidades de explotación que también son observadas en los contextos de elaboración de los útiles y en las modalidades e intensidades de aprovechamiento de los mismos (a través de continuos reavivados y usos o un empleo ocasional). Estos hábitos de explotación y consumo obedecen a unas capacidades cognitivas, habilidades, conocimientos, costumbres, tradiciones culturales que responden a las necesidades de supervivencia de un grupo humano.

**Parámetros de aprovisionamiento:**

- *Secuencia física*. Análisis de materias primas-fuentes de aprovisionamiento-componentes geomorfológicos, petrográficos, calidades, determinación litológica, contextos geográficos.
- *Secuencia tipométrica*. Realizada en función de los diferentes soportes, valorando las condiciones métricas que diferencian módulos: módulo hoja, módulo lasca, etc, y en función del sistema de configuración de los núcleos (modificación primaria).
- *Acumulación ósea, composición del espectro faunístico y características de las especies potenciales de presa*. Identificación taxonómica y anatómica (dominios y biotopos de explotación). Perfiles de mortalidad y sexo: selección de cohortes de edad y sexo preferentes, ecotipos y especies dominantes recuperadas. Representación esquelética, que permite comprender si las carcasas fueron introducidas enteras o en porciones, transportes y aportes de biomasa.

**Parámetros de explotación y de consumo**

- *Modificaciones tafonómicas*. Estudio de las superficies óseas para detectar alteraciones específicas de los diversos agentes (hombre, carnívoros, procesos postdeposicionales, etc) y para tener acceso a la historia tafonómica del conjunto óseo (agentes de acumulación y modificación).
- *Deformaciones.* Modificaciones de topografía y microrrelieve de las partes activas del útil. Estudio de las superficies líticas para detectar alteraciones específicas de los diversos agentes: hombre (reelaboraciones, reacondicionamientos, reciclados posteriores sobre útil que ocultan las huellas iniciales) procesos deposicionales y postdeposicionales (alteraciones hídricas, térmicas, pisoteos, brillos de metal, por parte de tratamiento arqueológico actual, cribas, manipulaciones indebidas, que induzcan a pensar erróneamente en su dilatado consumo).

- *Secuencia morfotécnica, modal y funcional*. Análisis basado en la obtención y diferenciación de una serie de caracteres significativos (morfológicos, tecnológicos y funcionales) sobre el comportamiento técnico, funcional y cultural. Se ha tenido en cuenta todo tipo de soportes (retocados o no), núcleos (con criterios morfológicos, volumétricos, técnicos y de aprovechamiento) por su relevancia al caracterizar tecnológicamente la serie, así como restos de talla (escamas de retoque, microlascas de talla, astillas, esquirlas y cúpulas térmicas, bloques de materia prima o nódulos aportados) y otros restos de acondicionamientos previos a la elaboración (de complemento y apoyo técnico) o al uso (aditivos) que hayan podido conservarse o detectarse. También, restos con claras huellas de fabricación o uso, aunque quizás ocasionales y esporádicas (con microrretoques no articulados, evidencias de elaboración…) que manifiestan un repetido desfase entre este grupo y el de los útiles "tipológicamente" bien adscritos, sin olvidar el "instrumental tallador" (percutor, retocador, yunque). Funcionalmente se analizan las variables que nos permitan reconstruir el proceso realizado en las actividades con el estudio macro y microscópico de los filos y de las superficies de acción, tomando como base su reconstrucción experimental. Por último, se incluyen restos con evidencias claras de su empleo y manipulación posterior para reavivados en todo un ciclo continuado de reparación y uso, que nos muestran la vida activa del útil hasta su descarte y posterior abandono.
- *Sistema técnico*. Una vez analizado el parámetro anterior, este apartado permite valorar en un grado más amplio la capacidad técnica y cultural para la explotación de la materia prima seleccionada y aproximarse, en la medida de lo posible, a la intencionalidad y capacidad técnica del tallista. Toda la información extraída de los caracteres de los objetos modificados y orientados intencionalmente hacen referencia a los diferentes comportamientos técnicos, funcionales y culturales, que permiten inferir las capacidades conductuales de un grupo humano determinado. Todo ello deberá ser analizado desde un posicionamiento, tanto sincrónico como diacrónico.
- *Composición de la variabilidad de los conjuntos líticos y características de los útiles potenciales sobre la base de aspectos tecnológicos y funcionales*. Identificación de pautas de manipulación (en la elaboración y aprovechamiento posterior) y pautas de diseño que respondan a criterios de tradición o innovación. Los primeros se extraen de los denominados "gestos técnicos", tanto en la elaboración de objetos de consumo como en su enmangamiento para una mayor eficacia. Los segundos, de los "usos técnicos", que intervienen en el aprovechamiento de esos objetos de consumo. Otro objetivo sería identificar la planificación de los comportamientos técnicos que informe de la elección de algunos morfotipos para determinados hábitos de consumo aún no muy estudiados (actividad cinegética, explotación de recursos vegetales a partir de los fitolitos, etc) y reconocer áreas de actividad y su posible complementariedad para obtener datos de la generalización, diversificación o especialización en el consumo).
- *Ritmos de explotación de biomasas animales*. Estudio de la distribución estacional de las temporadas de caza o continuos de actividad cinegética a lo largo del año. Perfiles de mortalidad, edades de muerte, estacionalidad en estructuras crecientes (dentaria, esquelética...). Estudio de la planificación territorial (territorios de adquisición). Estudio de la distribución espacial de los conjuntos líticos (posibles cambios asociados al estudio de la distribución estacional de los restos óseos).
- *Secuencia de consumo de carcasas*. Técnicas de procesado y grado de intervención antrópica, realizando un análisis de las marcas de origen antrópico (marcas de corte, patrones de fractura, estigmas de percusión, trazas de combustión, etc) que evidencian las prácticas de carnicería y los ritmos de tratamiento de las carcasas. Asimismo se analiza la explotación de la materia ósea para fines técnicos o artísticos.
- *Secuencia de explotación de materias vegetales* para aprovechamiento alimenticio, energía calorífica para hogares, preparación de astiles para enmangamiento, etc.

Se complementa el procedimiento de análisis con un protocolo de experimentación, basado en una réplica experimental de la muestra seleccionada para averiguar los parámetros que intervinieron significativamente en los procesos y cómo se interrelacionan las variables dependientes e independientes para contrastar con el material arqueológico los atributos significativos (Baena, 1998; Hudson, 1993). Se combinan gran cantidad de variables, rigurosamente controladas, cuya secuenciación temporal conduce a una relación jerárquica de los experimentos (selección de materia prima, reproducción de un gesto técnico, réplica de manipulación de los objetos de consumo) interdependientes con la secuencia lógica operacional de los ritmos de explotación. Todo ello conducirá a un planteamiento de hipótesis de conocimiento del comportamiento de las variables que deberá integrarse en el siguiente nivel inferencial, los *patrones y modelos*. Este último escalón de la secuencia es, en definitiva, el más importante y el referente al que hay que aspirar aunque primero debamos avanzar en los

niveles inferenciales más básicos, de los que se ha expuesto aquí una síntesis, puesto que sin ellos carecería de sentido la reconstrucción de hábitos y patrones.

**Referencias**

Baena, J. (1998). *Tecnología lítica experimental. Introducción a la talla del utillaje prehistórico*. BAR International Series 721. Oxford.

Carr, C. (1984). The nature of organization of intrasite archaeological records and spatial analitic approaches to their investigation. *Advances in Archaeological Method and Theory*, 7, 103-211.

Clarke, D.L. (1984). *Arqueología analític*a. Bellaterra. Barcelona.

Gutiérrez, C. (1990). Introducción a las huellas de uso: los resultados de la experimentación. *Espacio, tiempo y Forma*, 3, 15-53.

Hofman, J.L. y Enloe, J.G. (1992). Piecing together the past: applications of refitting studies in Archaeology. *BAR International Series* 578. Oxford.

Hudson, J., ed. (1993). *From bones to behavior. Ethnoarchaeological and experimental contributions to the interpretation of faunal remains*. Center for Archaeological Investigations. Southern Illinois University at Carbondale. Illinois.

Ibáñez, J. J. y Urquijo, J. E. (1994). Metodología de análisis funcional de instrumentos tallados en sílex. *Cuadernos de Arqueología*, 14. Universidad de Deusto.

Jover, F. J. (1999). Sobre la producción lítica en Arqueología. *Lvcentum*, XVII-XVIII, 7-24.

Keeley, L. H. (1980). *Experimental determination of stone tool uses a microwear analysis*. University of Chicago.

Le Moine, G.M. (1997). *Use wear analysis on bone and antler tools of the Mackenzie Inuit*. BAR International Series. Oxford.

Mateos, A. (*in litt*.). Comportamientos de subsistencia: un marco explicativo en Paleoeconomía. *Actas de la XI Reunión del Cuaternario*, Oviedo.

Mateos, A., García, J. M., Pérez, A. y Rodríguez, T. (2003). La explotación de recursos en el Pleistoceno Superior cantábrico: líneas interpretativas en paleoeconomía. *Actas del 1 Congreso Peninsular de Estudiantes de Prehistoria*, 8-11. Tarragona 2003.

Mora, R., Terradas, X.; Parpal, A. y Plana, C. (1992). *Tecnología y cadenas operativas líticas*. Reunión Internacional, 15-18. Bellaterra 1991. Barcelona.

Rando, J. M. (1999). *Análisis espacial del registro arqueológico del subnivel Ja. Abric Romaní (Capellades, Barcelona). Patrones conductuales de asentamiento en un nivel musteriense de 50.000 BP*. Tesis de Licenciatura (inédita). Universidad Rovira i Virgili. Tarragona.

Terradas, X. (2001). La gestión de los recursos minerales en las sociedades cazadoras-recolectoras. *Treballs d'Etnoarqueologia* 4. CSIC. Madrid.

Vaquero, M. (1997). *Tecnología lítica y comportamiento humano: organización de las actividades técnicas y cambio diacrónico en el Paleolítico medio del Abric Romaní (Capellades, Barcelona)*. Tesis Doctoral (inédita). Universitat Rovira i Virgili. Tarragona.

Whallon, R. (1973). Spatial analysis of occupations floors I: application of dimensional analysis of variance. *American Antiquity*, 38, 266-278.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# INVESTIGACIONES GEOARQUEOLÓGICAS EN MONASTERIOS MEDIEVALES: EL EJEMPLO DE SAN PEDRO DE VILLANUEVA (ASTURIAS)

## Geoarchaeological research in medieval monasteries: the example of San Pedro de Villanueva (Asturias)

(1) O. Requejo Pagés y (2) M. Jiménez-Sánchez

(1) Gabinete Arqueológico S.L. c/ Posada Herrera 3-8º C. 33002 Oviedo. gabiarq@las.es
(2) Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. c/ Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo.

mjimenez@geol.uniovi.es

**Resumen**

La reinterpretación de los registros arqueológicos de las excavaciones realizadas en el Monasterio de San Pedro de Villanueva con criterios geológicos ha permitido reconstruir la existencia de cinco episodios de paleoavenidas fluviales. Una propuesta de cronología de estos episodios se presenta sobre la base de la datación radiométrica de los niveles arqueológicos relacionados con ellos. El trabajo realizado demuestra la utilidad del registro arqueológico como registro espacio-temporal de eventos geomorfológicos históricos en esta zona.

**Palabras clave:** geoarqueología, medieval, paleohidrología.

**Abstract**

The study of archaeological sequences by considering geological criteria in San Pedro de Villanueva Monastery allowed us to establish five episodes of paleofloods. The chronology of these episodes was tentatively established on the basis of radiometric data of the archaeological levels. This work shows the utility of archaeological record as a spatial-temporal record of geomorphologic historic events in this area.

**Key words:** Geoarchaeology, medieval, palaeohidrology.

### Introducción

El monasterio de San Pedro de Villanueva se localiza en la margen derecha del río Sella, uno de los principales cursos fluviales de Asturias, cerca de la localidad de Cangas de Onís y de los Picos de Europa, en el Principado de Asturias (Fig. 1). Constituye uno de los ejemplos más importantes del arte románico de la región, situándose cronológicamente su construcción entre mediados del siglo XII y principios del XIII, aunque la mayor parte de las construcciones visibles actualmente se edificaron en el siglo XVII (Manzanares, 1955; Aza, 1995). Entre 1990 y 1999, se desarrollaron varias campañas de investigación arqueológica en el monumento y su entorno con el fin de rehabilitarlo para su conversión en parador de turismo, trabajos que permitieron documentar una fase constructiva anterior que puede ser fechada entre los siglos VIII y X (Martínez y Requejo, 1990; Requejo, 2000).

La particular ubicación del conjunto monumental sobre la llanura aluvial (Fig. 2), en una zona de vega que sufre inundaciones periódicamente, ha determinado que la evolución de la dinámica fluvial a lo largo del tiempo haya ejercido una importante influencia en la naturaleza y características de los restos arqueológicos documentados. De este modo, el monasterio constituye un registro histórico de los procesos geológicos, al tiempo que la identificación de las evidencias de éstos permite obtener datos sobre la evolución del monasterio a lo largo del tiempo. El propósito de esta comunicación es mostrar la utilidad de la identificación e interpretación de niveles de sedimentos de origen fluvial en el registro del monasterio de San Pedro de Villanueva.

### Metodología de trabajo

Una relación detallada de los métodos de trabajo en geoarqueología fluvial puede encontrarse en Brown (1997). En este caso, la metodología de trabajo incluye una combinación de técnicas arqueológicas y geológicas que se sintetizan a continuación.

Se planificó la excavación y documentación arqueológica de diferentes sectores, tanto en el interior como en el exterior y entorno del monasterio, excavando una superficie aproximada de 500 $m^2$ con una potencia media de 2 m. En las distintas catas arqueológicas, se levantaron columnas representativas de la secuencia y se identificó la posición de los sedimentos fluviales, realizando una correlación atendiendo a criterios litológicos y de superposición relativa; dada la proximidad de las catas, se considera que la posibilidad de diacronía entre niveles similares es muy remota. Los sedimentos fluviales fueron datados, bien de acuerdo con criterios arqueológicos, o bien mediante la datación radiométrica de restos orgánicos.

Figura 1. Localización del monasterio de San Pedro de Villanueva (Cangas de Onís, Principado de Asturias).

*Location of San Pedro de Villanueva Monastery (Cangas de Onís, Principado de Asturias).*

Finalmente, se llevó a cabo la interpretación conjunta de la génesis de los restos arqueológicos y geológicos estableciendo la sucesión cronológica a lo largo del tiempo, basada en criterios cronológicos relativos (superposición y correlación entre niveles homogéneos) y absolutos (datación con radiocarbono).

## Resultados y discusión

### *El registro arqueológico*

Aunque las excavaciones arqueológicas se realizaron en diferentes sectores del recinto monástico y su entorno, por razones de espacio, se comenta únicamente uno de los perfiles estratigráficos más expresivo desde el punto de vista geológico y arqueológico. En la interpretación y conclusiones de orden cronológico-constructivo se han tenido en cuenta las relaciones estratigráficas generales establecidas entre los distintos sectores estudiados (Fig. 3).

El perfil de referencia corresponde a una de las secciones de la construcción altomedieval recuperada en el subsuelo del antiguo granero del monasterio y que corresponde a la construcción más antigua documentada. La sequencia de niveles refleja la evolución geológico-arqueológica de este espacio desde la Alta Edad Media hasta el siglo XVIII. Están relacionados con los documentados en la Huerta

Figura 2. Vista aérea del río Sella y de la vega de Cangas de Onís.

*An aerial view of Sella River and alluvial plain of Cangas de Onis.*

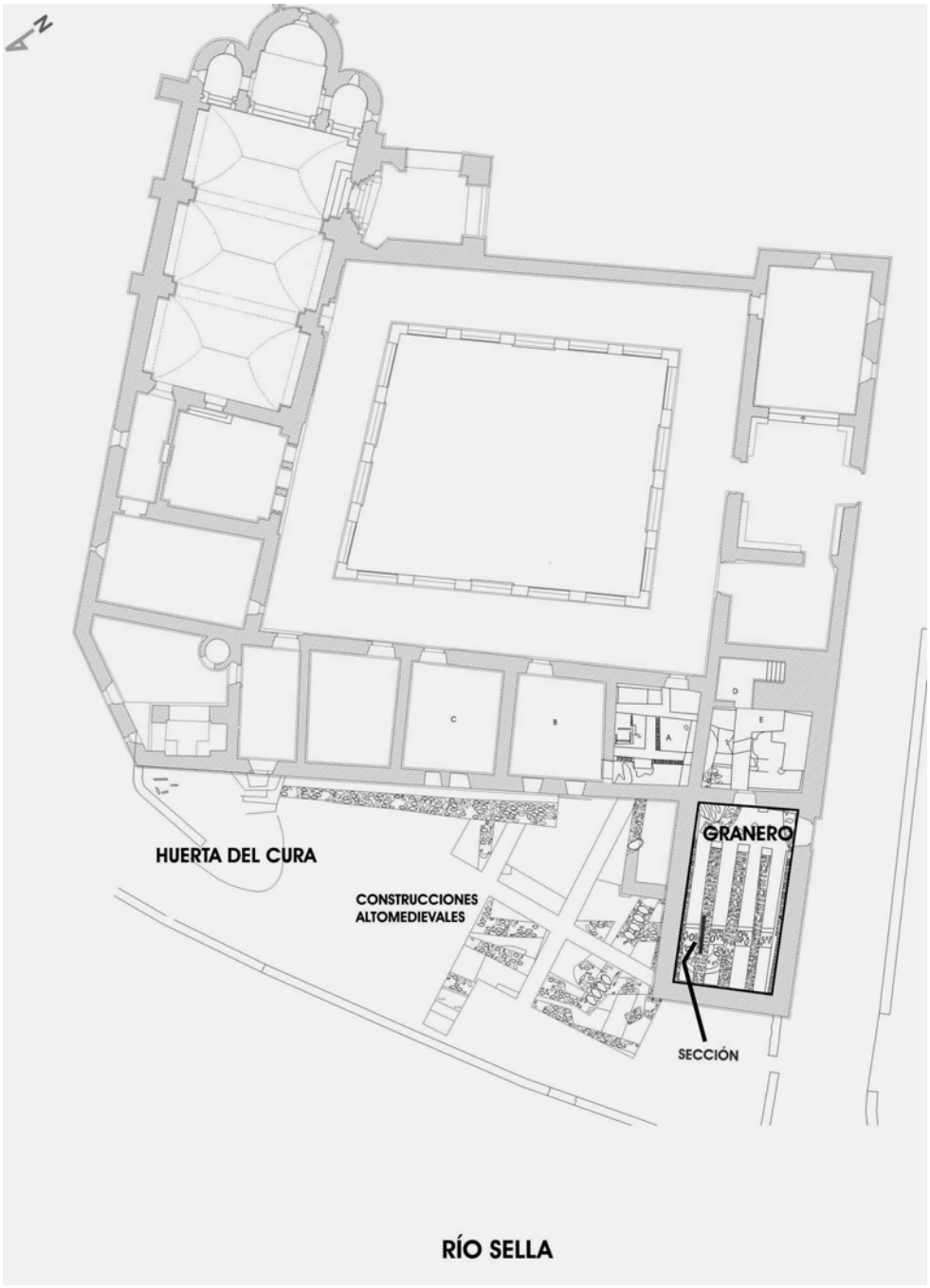



Figura 3. Planta del monasterio de San Pedro de Villanueva y localización de los sectores excavados.

*Monastery map and location of excavation sectors.*

del Cura aunque si bien en este sector se detectaron fases de derrumbe relacionadas con crecidas fluviales, en el corte presentado se observa cómo la estructura resiste la fuerza de las avenidas que apoyan contra ella sin arruinarla (Fig. 4).

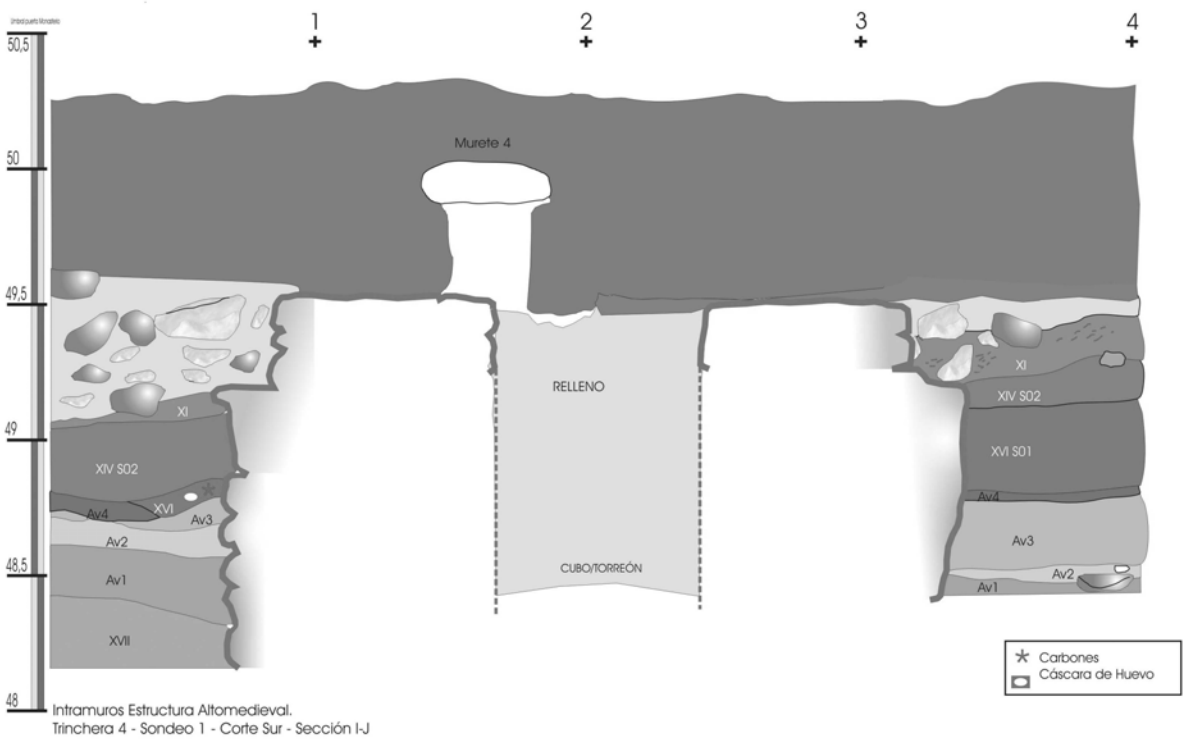



Figura 4. Estructura altomedieval. Perfil estratigráfico meridional.

*High-medieval estructure in South stratigraphic profile.*

### *Características geomorfológicas de la excavación y su entorno*

El proceso más importante en la evolución del relieve de la zona de estudio es la dinámica fluvial y los depósitos del río Sella. En la zona, a partir de evidencias morfológicas y sedimentológicas, se ha reconocido un sistema de terrazas localizado entre los 50-60 m sobre el nivel del cauce. El cauce fluvial presenta una anchura media de 25-30 m y una morfología que varía entre sinuosa y meandriforme, destacando el meandro fluvial con un radio de 150 m justo entre la localidad de Villanueva y la zona situada inmediatamente aguas abajo del Monasterio, hacia el N, con un radio de 150 m, donde la dirección de drenaje varía de SE a NO. Más al N, el trazado del curso fluvial cambia, adoptando una disposición E-O.

Dentro del cauce fluvial se distinguen, además del canal fluvial, un conjunto de depósitos activos. Entre ellos, los depósitos de barras de meandro y barras longitudinales, en posición lateral y central con una anchura máxima de 50 m, están formadas por materiales similares a los descritos anteriormente, exceptuando la presencia de la fracción arenosa.

La dinámica de la llanura aluvial, especialmente en el sector donde se emplaza el monasterio, en donde el río forma un gran meandro, está condicionada por los procesos de acreción lateral típicos del margen convexo de los meandros y por crecidas. Las secuencias reconocidas en las catas arqueológicas permiten asignar a los depósitos de limos y arcillas un origen basado en un proceso de decantación en condiciones de baja energía, mientras que las gravas que aparecen en la base de estas secuencia indican unas condiciones de alta energía, pudiendo asociarse a antiguos canales. Como se verá posteriormente, existen niveles de gravas y de arenas con laminaciones cruzadas superpuestos a los restos arqueológicos, que a veces se interestratifican con contactos de carácter erosivo entre ellos. Estos niveles arenosos se han interpretados como el resultado de episodios de crecida.

### *Relación entre niveles aluviales y registro arqueológico*

Además de documentar restos constructivos y materiales, se ha conseguido reconstruir la compleja secuencia geoarqueológica del solar, desde las primitivas construcciones originarias en la Alta Edad Media,

hasta el siglo XX. La evolución de este espacio a lo largo de los siglos queda perfectamente explicitada en los distintos niveles geológicos y arqueológicos de las secuencias estratigráficas registradas: las construcciones originarias sufren sucesivos derrumbes y reconstrucciones como consecuencia de las avenidas y crecidas periódicas del río Sella de las que se han reconocidos cinco episodios a los que se asocian otras tantas fases de destrucción parcial de las edificaciones y de posterior reconstrucción que se suceden hasta la Baja Edad Media.

La excavación efectuada se encuentra muy próxima a la margen derecha del canal fluvial, del que está separado actualmente por un muro, dentro de un tramo de la llanura aluvial que puede ser interpretado desde el punto de vista morfológico como una antigua barra de meandro. Las características de los depósitos de origen fluvial identificados en las diferentes secciones estudiadas son las siguientes:

- El primer nivel aluvial (AV 1) corresponde a gravas calcáreas de pequeño tamaño que aparecen remezcladas con fragmentos de piedras calcáreas correspondientes posiblemente a material de construcción.
- El segundo nivel aluvial (AV2) corresponde a un nivel de arenas de tamaño medio con laminación cruzada que presentan localmente intercalaciones de gravas de pequeño tamaño.
- El tercer nivel aluvial (AV3) corresponde a gravas calcáreas de tamaño centimétrico que aparecen remezcladas con material de construcción.
- Existe un cuarto nivel de avenida fluvial (AV4), definido por la existencia de un nivel arenoso que fosiliza un nivel de derrumbe de una construcción preexistente.
- Finalmente, existe otro depósito fluvial constituido por gravas de tamaño inferior a 1 cm mezcladas con fragmentos de piedra calcárea (AV5).

### *Cronología absoluta: resultados de las dataciones radiométricas*

Se han datado radiométricamente los niveles de ocupación más antiguos del monasterio (SO1, nivel XVI) que proporcionan unas fechas medias entre la 2ª mitad del siglo IX y siglo X y que proporcionan una fecha *ante quem* para las avenidas documentadas. Las muestras han sido tratadas en el Instituto de Geocronología del CSIC (Madrid), en la Universidad de Utrech (Holanda) y en el Instituto Beta Analytic (USA) mediante análisis de radiocarbono y AMS. Los resultados se presentan en la Tabla 1.

### *Relaciones espaciales y temporales en términos cronológicos relativos y absolutos*

En el presente caso, los depósitos fluviales englobados en el registro arqueológico permitieron establecer al menos cinco eventos de crecidas fluviales que han abandonado depósitos superpuestos a restos de construcciones o bien, se encuentran mezclados con ellos. Ello evidencia que, en la historia del monasterio, las avenidas fluviales desempeñaron un importante papel, de manera que el río ha ido depositando parte de su carga

| **Nº** | **SECTOR** | **CUADRO** | **NIVEL** | **MATERIAL** | **EDAD $^{14}$C años BP** | **CAL. 1 SIGMA** | **LABORATORIO** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| M1 | *Sala F Granero* | 1 Intramuros | XVI (SO 1) | Cáscara de Huevo | 1.010 ± 60 | 894–1.172 | CSIC Madrid |
| M3 | *Sala F Granero* | 1 Intramuros | XVI (SO 1) | Carbón | 867 ± 36 | 1.045-1.267 | Beta Analytic |
| M4 | *Sala E* | Cuadro IV-A | XVI (SO 1) | Carbón | 1.101± 38 | 887–1.012 | Beta Analytic |
| M2 | *Huerta* | Cuadro II | XIV (SO 2) | Carbón | 956 ± 29 | 1.023-1.161 | Universidad Utrech |

Tabla 1.- Dataciones radiométricas de San Pedro de Villanueva.

*Radiometric ages in San Pedro de Villanueva.*

sobre las edificaciones ubicadas entorno. Los depósitos de origen fluvial están asociados generalmente a los niveles de derrumbe reconocidos en los cortes arqueológicos, poniendo de manifiesto que las construcciones eran derruidas parcial y periódicamente por las crecidas. Sin embargo, no todos los niveles de derrumbe muestran evidencias de depósitos fluviales, sino que algunas fases de derrumbe, correspondientes a momentos cronológicos más recientes, se asocian a otro tipo de procesos en relación con obras de reforma y ampliación del recinto monástico.

**Discusión y conclusiones**

Se ha documentado un sector de la llanura aluvial donde se ubica el monasterio utilizando técnicas arqueológicas, geomorfológicas y radiométricas.

En la zona más próxima al río se han reconocido evidencias geoarqueológicas de al menos cinco eventos de avenida que permiten datar relativamente los distintos niveles geológicos y arqueológicos reconocidos. Se han datado radiométricamente los niveles de ocupación más antiguos de las construcciones aledañas del río (siglos IX-XI), que proporcionan una fecha *ante quem* para las avenidas documentadas. Estos datos se encuentran en fase de reelaboración en la actualidad con el fin de proponer un modelo de evolución conjunta del monasterio y del curso fluvial.

La secuencia cronológica se prolonga hasta el siglo XX con una sucesión de niveles que evidencian fases de ocupación, derrumbe y reconstrucciones en relación con las reformas barrocas y posteriores. La influencia del río continua siendo determinante puesto que, de acuerdo con los datos obtenidos de los *Libros de Cuentas del Monasterio*, durante los siglos XVI y XVII son constantes las referencias a los destrozos causados por las crecidas del río y a los pagos que debe realizar el monasterio por las reparaciones de cercas y puentes. Así, y tal como ha confirmado el registro geoarqueológico, la proximidad del río Sella ha resultado decisiva en el devenir del monasterio de Villanueva a lo largo de su dilatada historia.

**Referencias**

Alonso Fernández, C. (1915). *Reseña histórico-descriptiva del monasterio de San Pedro de Villanueva.* Gijón.

Aza Estébanez, M. (1995). *Memoria Histórico-Artística del Monasterio de San Pedro de Villanueva* (inédita).

Brown, A. G. (1997). *Alluvial geoarchaeology. Floodplain archaeology and environmental change*. Cambridge.

Manzanares Rodríguez, J. (1955). *La iglesia románica de San Pedro de Villanueva. Tabularium Artis Asturiensis*. Oviedo.

Requejo Pagés, O. (2000). *Memoria de la Actuación Arqueológica en el Monasterio de Villanueva. 1995, 1997 y 1999***.** Secretaría General de Turismo. Turespaña. Ministerio de Economía (inédita). Oviedo.

Saz, J. del (1955). *Manuscrito de San Pedro de Villanueva*. Instituto de Estudios Asturianos. Oviedo.

# PALEONTOLOGÍA

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# REGISTRO PALINOLÓGICO DE LOS EVENTOS HEINRICH (Hl Y H2) EN LA SECUENCIA DE LA LAGUNA GRANDE (SIERRA DE NEILA, SISTEMA IBÉRICO, ESPAÑA)

## Palinological record of Heinrich events (Hl and H2) in Laguna Grande Sequence (Sierra de Neila, Iberian Range, Spain)

(1) M.B. Ruiz Zapata, (1) M.J. Gil García,(2) J. Vegas, (1) M. Dorado Valiño, (1) A. Valdeolmillos Rodríguez y (2) A. Pérez-González

(1) Departamento Geología. Edificio Ciencias. Campus Universitario. Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares. Madrid.

(2) Departamento de Geodinámica. Facultad de Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

blanca.ruiz@uah.es; fax: 91-885 50 90

**Resumen**

Se presentan los datos de carácter palinológico, procedentes del intervalo de 674-1.000 cm, del registro sedimentario de la Laguna Grande (sierra de Neila, Burgos). El objetivo de este trabajo es identificar la respuesta de la vegetación durante el desarrollo de los eventos fríos (Hl y H2), completando así la información para este marco temporal, a partir de las secuencias continentales del SO de Europa. Los resultados han puesto de manifiesto el sincronismo entre la respuesta de la vegetación, en el territorio, y los cambios en la litología, dejando constancia del comportamiento del medio bajo unas condiciones de carácter frío y árido. Así mismo, ha sido posible constatar, el tiempo y modo de la recuperación, entre ambos eventos fríos. Finalmente y a partir de las dataciones radiométricas $^{14}C$, se ha constatado la ubicación temporal de los eventos H2 y Hl en 20.000 y 14.500 años BP, respectivamente.

**Palabras clave:** eventos Heinrich, paleovegetación, polen, Sistema Ibérico.

**Abstract**

Palinological data obtained from 674-1000 cm interval of sedimentary record at Laguna Grande (Sierra de Neila, Burgos) are presented. The objective of this paper is identify the response of vegetation during cold events (Hl and H2) completing the information from continental sequences of SW Europa, for these times. Results point out the synchronety between vegetation response, in the territory, and lithological changes, proving the changes of the environment under cold and arid conditions. Besides, it is possible verify the timing and recovering mode between both cold events. Finally, and based $^{14}C$ radiometric data Hl and H2 events can be dated at 20.000 and 14.500 yr BP, respectively.

**Key Words:** Heinrich Events, paleovegetation, pollen, Iberian Range.

### Introducción

La variabilidad climática durante el último máximo glaciar (Bond *et al*., 1997, Dansgaard *et al*., 1993), se manifiesta en la ciclicidad de eventos rápidos de distinta duración e intensidad, oscilaciones Dansgsgaard-Oescher (D/O) y eventos Heinrich (H), cuyas características quedan evidenciadas a través de numerosos indicadores, tanto marinos como continentales (Allen *et al*., 2000, Boessenkool *et al*., 2001, Sánchez-Goñi y Hanonn, 1999, Sánchez-Goñi *et al*., 2001, Cacho *et al*., 2000). El origen de estas fluctuaciones, como consecuencia de las descargas de icebergs (Ruddiman y Mdntyre, 1981, Ruddiman *et al*., 1989) da lugar a cambios en la temperatura de la superficie del océano (SST) y en la posición del frente polar, el cual llegó hasta posiciones del orden de los 40°N (Allen *et al*., 1999).

En este sentido, las secuencias continentales del SO de Europa se consideran claves para entender estos cambios, a través de la respuesta por parte de la vegetación, ya que durante las etapas frías, el mínimo de insolación en verano y/o la entrada de masas frías y secas procedentes de Laurentia, asociadas a una reducción de lluvia, crean en el continente un medio poco favorable para el desarrollo de las masas forestales, dando paso a la extensión de estepas. Tras estos episodios fríos, tiene lugar un rápido calentamiento poco acusado (Heinrich,

1988, Hinrichs *et al*., 2001) tras los eventos H3, H2 y en el Younger Dryas (YD), que se manifiesta en la rápida recuperación de la masa forestal. Por este motivo, el polen se ha revelado como un indicador altamente sensitivo en la respuesta a estos cambios, tal y como ha quedado de manifiesto en diversos trabajos de esta índole (Peñalba *et al*., 1997, Peyron *et al*., 1992, Pons *et al*., 1992).

Sin embargo, es poco frecuente encontrar en el medio continental secuencias completas (Behre, 1989, de Beaulie *et al*., 1998, Florchüzt *et al*., 1971, de Beaulieu *et al*., 1990, Pérez- Obiol y Juliá, 1994, Pons y Reille, 1988) debido a la falta de sedimentación y/o por erosión, hecho que se repite en la península Ibérica. Estas circunstancias motivan el presente trabajo, cuyo objetivo principal es el de identificar dichos eventos en la secuencia de la Laguna Grande (Fig. l), desarrollada a 1.500 m de altitud, en el sector noroccidental, vertiente noroeste de la sierra de Neila (Burgos).

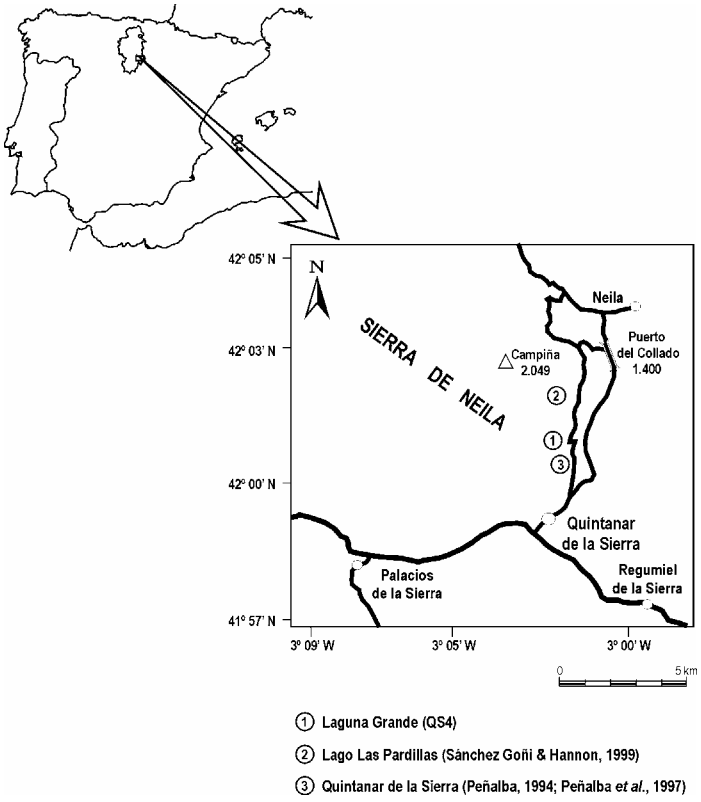



Figura 1. Situación geográfica del área de estudio.

*Geographical situation of the studied área.*

El Sistema Ibérico constituye una extensa alineación montañosa, que con dirección NO-SE, es divisoria de aguas entre Meseta y la Depresión del Ebro. El clima en la zona, es de carácter continental, templado-frío, con una temperatura media anual de 3-4 °C y una precipitación de 400-700 mm. Durante el Cuaternario, su relieve se vio modificado por la instalación, cerca de las cumbres, de glaciares de circo y de sus depósitos morrénicos, que aunque con poco desarrollo son muy abundantes (Sanz y Pellicer, 1994). Los depósitos de carácter glaciolacustre han sido estudiados, desde el punto de vista palinológico, por numerosos autores (Peñalba *et al*., 1997, Gómez-Lobo *et al*., 1998, Sánchez-Goñi y Hannon, 1999, Ruiz Zapata *et al*., 2002), que han puesto de manifiesto la dinámica de la vegetación durante el Tardiglacíar-Holoceno e identificado las crisis climáticas del Dryas Reciente.

**Metodología**

Las muestras estudiadas, proceden de un sondeo de 10 m, extraído mediante el empleo de una sonda manual, tipo Rusa en el depósito glaciolacustre de la Laguna Grande. En el laboratorio, fueron sometidas a tratamiento físico-químico clásico (Coûteaux, 1977, Moore *et al*., 1991) para la extracción de los granos de polen y el residuo obtenido, con técnicas de enriquecimiento mediante el empleo de licor denso de Thoulet (Goeury y de Beaulieu, 1979). La representación gráfica de los datos fue elaborada mediante los programas

informáticos TILIA® y TILIA GRAPH ®(©Eric C. Grimm). Las frecuencias relativas de los taxones arbóreos, arbustivos y herbáceos se calcularon a partir del total, excluyendo el polen de la vegetación acuática.

En un intento de cuantifícar los parámetros climáticos, se realizó el tratamiento estadístico de los datos de polen, mediante el software PPPhalos (Programs for Palaeoecology and Palaeoclimatology, Guiot 1985, 1991). Este programa proporciona, por comparación con espectros polínicos actuales, una media aproximada de las variables climáticas, para los espectros polínicos fósiles. Los resultados obtenidos evidencian, unos valores numéricos, que deben ser tomados con precaución; sin embargo las tendencias que muestran dichos datos se pueden considerar representativas de la evolución climática durante el intervalo de tiempo estudiado.

**Resultados**

Bajo la perspectiva ya comentada con anterioridad, se presentan los datos polínicos, correspondientes al intervalo de 10 a 6,75 m del depósito de la Laguna Grande. En él se diferencian, tanto a nivel litológico como polínico, dos zonas. La zona I, de 10 a 8,20m y desarrollado con anterioridad a los 17.150 ± 100 BP (20.965-19.875 cal.BP) y la zona II generada entre los 9 a 6,75 m y con anterioridad a los 11.420 ± 70 BP (13.795-13.665 cal. BP).

La zona I, constituida por conglomerados mal seleccionados, arenas gruesas y, en menor proporción, limos, es interpretada como unas turbiditas generadas como consecuencia del retroceso glaciar (Vegas *et al*., 2002). La vegetación (Fig. 2) define dos pulsaciones: la primera, de 10-9,54m (I.1) está dominada por la vegetación arbórea, fundamentalmente *Pinus* junto a presencias de elementos templados como *Corylus*, *Fagus*, *Juglans*, *Quercus*-p, *Tilia* y *Ulmus*. La segunda pulsación, correspondiente al intervalo de 9,54-9m (I.2), muestra

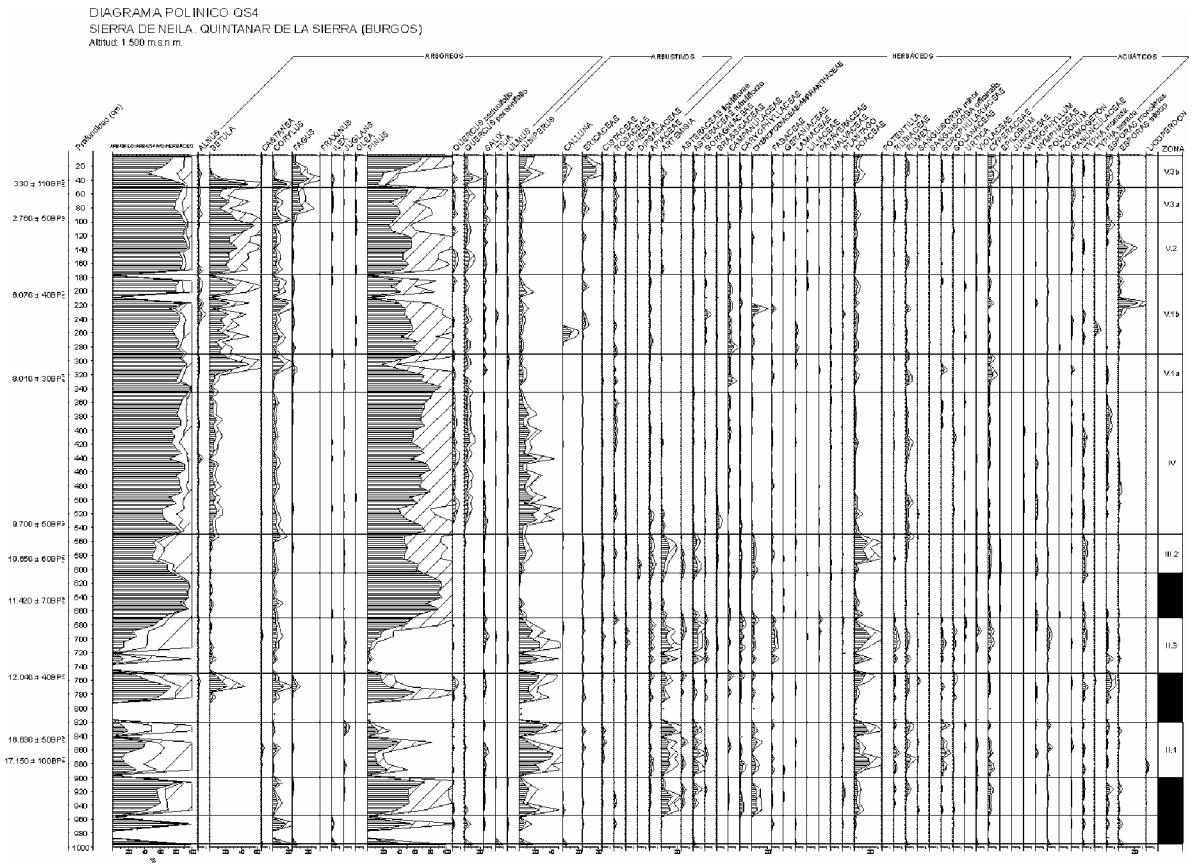



Figura 2. Diagrama Polínico QS4 (Laguna Grande. Sierra de Neila. Burgos).

*Pollen diagram of core QS4 (Laguna Grande, Sierra de Neila, Burgos).*

un empobrecimiento del componente arbóreo, favoreciendo la expansión de los arbustos, sobre todo *Juniperus*, junto a *Calluna*, Ericaceae, Cistaceae y Rosaceae. En ella se detecta una mayor variabilidad del conjunto herbáceo, destacando el desarrollo de elementos esteparios como *Artemisia*, Chenopodiaceae y Poaceae. Parece representar el tránsito de un episodio templado hacia unas condiciones más frescas.

En cuanto a la zona II, se han diferenciado tres etapas: el intervalo (II.1), de 9 a 8,20m, se desarrolla desde 17.150 ± 100 BP (20.965-19.875 cal. BP) a 16.630 ± 50 BP (20.250-19.400 cal. BP) y está caracterizado por la presencia de unas varvas clásticas, indicadoras de pulsaciones más frías, probablemente responsables del retroceso del bosque de *Pinus*. Aunque se detecta la presencia de *Corylus*, *Juglans*, *Castanea*, *Fagus* y de ambos tipos de *Quercus*, hay un mayor desarrollo de los arbustos, fundamentalmente *Juniperus*, que alcanza los valores máximos de la secuencia, junto a Cistaceae y Ericaceae. Las herbáceas son muy variadas y destaca el gran desarrollo de elementos esteparios como Poaceae, Chenopodiaceae, Asteraceae y *Artemisia*. Estos datos son representativos de las condiciones frías del evento H2. En el intervalo de 8,20 a 7,5m (II.2), datado a techo en 12.040±40 BP (15.115-14.790 cal. BP), se generan nuevamente turbiditas, asociadas a la recuperación del bosque, debido a la expansión de *Pinus*, *Betula*, *Corylus* y de ambos tipos de *Quercus*, al retroceso de *Juniperus* y a la presencia de herbáceas de carácter estepario. Estos hechos reflejan una mejora en las condiciones climáticas. Sin embargo, en el intervalo de 7,50 a 6,75 m (II.3) y con una edad de 15.115-14.790 cal. BP, se generan nuevamente varvas clásticas, retrocede el bosque, sobre todo de pinos, aumenta *Juniperus*, se expanden los taxones herbáceos, fundamentalmente los esteparios y se detecta *Ephedra*. Estos datos ponen de manifiesto la instalación, nuevamente de unas condiciones frías y áridas, típicas del evento Hl.

Los datos polínicos revelan, desde el punto de vista climático, la instalación de unas condiciones frías con un fuerte contraste estacional y una fuerte aridez (zona I), típico del Würmiense final. Sin embargo, la presencia de elementos templados como *Fagus*, *Corylus*, *Ilex* y *Quercus*, así como la sedimentación de turbiditas, como consecuencia del retroceso del glaciarismo en la sierra de Neila (Vegas *et al*., 2002), son indicativas de la mejora climática dentro de este ciclo glaciar y que podría corresponder al rápido ascenso de las temperaturas, tras cada evento Heinrich, en este caso el evento H2, que tuvo lugar hacia 21.000-20.500 (Allen *et al*., 2000, Bond *et al*., 1993; Broecker, 1994; Bradley, 1999). El final de la última glaciación, se caracteriza por las notables oscilaciones climáticas, con fases de calentamiento, en las que se produce la expansión de *Pinus* y desarrollo de termófilos que alternan con fases de formación de varvas clásticas y estepas de *Artemisia*, Chenopodiaceae, que definen las pulsaciones frías y áridas que culminan (Hl) como las reflejadas en el intervalo II.3.

El Análogo Climático ha revelado para este intervalo, unos valores de temperatura que oscilan de 6 a 13°C para las etapas frías y del orden de 15 a 17°C en las fases cálidas; la precipitación, fluctuaría entre 150 y 400 mm, coincidente con las fases frías y cálidas respectivamente. La estimación de la temperatura, para el mes más frío, sería del orden de -4°C a 5°C, en las fases frías y de 15° a 18°C para las fases cálidas, apreciándose además (Fig. 3) un fuerte contraste, sobre todo de la temperatura, entre los eventos fríos y cálidos, así como la progresiva reducción en la intensidad del frío. La precipitación muestra como las etapas más secas son coincidentes con las frías, así como la reducción de la aridez entre H2 al Hl. La recuperación térmica y húmeda queda claramente constatada entre ambos eventos y se observa que se trata de etapas de mayor estabilidad, cuyos contrastes son poco acusados.

**Discusión y Conclusiones**

De las secuencias continentales, (Bergiund *et al*., 1996, Follieri *et al*., 1988, Woillard, 1978) bajo la perspectiva de identificación de los eventos Heinrich, y por su posición geográfica, caben destacarse dos secuencias.

En primer lugar, el registro de Lago Grande de Monticchio (Watts *et al*., 1996) que en el intervalo de 7 a 12,5m (zona polínica 4) recoge la información del e.i.2. A lo largo de la misma se aprecia la alternancia de estepas abiertas, durante los estadiales, dominadas por Poaceae, *Artemisia* y Chenopodiaceae; tras ellos se desarrollan las masas forestales, aunque no llegan nunca a ser dominantes. En algunos estadiales, *Juniperus* alcanza un gran desarrollado al igual que *Pinus*, junto a presencias de *Betula* como indicador de veranos frescos e incluso *Fagus*. En esta secuencia se ha calculado la edad de los eventos fríos, para este estadio isotópico, estableciéndose en 14,5 ka para Hl, 20,5 ka para H2 y, finalmente, para H3 de 23,4 ka.

En cuanto al sondeo marino S075-6KL, situado frente a las costas atlánticas de la península Ibérica (Boessenkool *et al*., 2001), registra la información de los últimos 21.000 ka, a partir del estudio de niveles de IRD (ice-rafted detritus) (Zahn *et al*.,1997, Schöenfed y Zahn, 2000), de $\delta O^{18}$ de *Globigerina bulloides*, de quistes de dinoflagelados (Targarona, 1997) y del contenido polínico, que han permitido definir la respuesta del medio continental y marino. Al contar con 11 dataciones de AMS $^{14}C$, ha sido posible trabajar con resoluciones

entre 60 y 1.760 años, así como establecer la cronología de los dos niveles de IRD, en 20,5-19,4 ka (H2), 15,1-14,5 ka (Hl) e incluso para el YD en 11,7-11,3 ka, y la duración de los mismos, en 600 años (Hl) y 400 años (YD). Durante el desarrollo de estos eventos fríos y áridos, tiene lugar la máxima expansión de los elementos esteparios mientras que la expansión de *Quercus* caduco se produce bajo unas condiciones más cálidas y húmedas que se desarrollan tras estos eventos. En este registro la expansión de la estepa en el borde continental (15,5-14,7 ka) precede al descenso de SST, del evento Hl. Los autores lo explican debido al tiempo de retardo desde que se produce la expansión de agua, ocurrida tempranamente en norte del Atlántico y asociada a la caída de SST y al tiempo de respuesta de la vegetación. Los elementos esteparios, al tener un ciclo de vida corto, realizan rápidamente sus migraciones, mientras que la expansión de los árboles (*Quercus*) se lleva a cabo de un modo gradual, por lo que estiman el tiempo de instalación de la vegetación durante los eventos fríos en 350 años en Hl y de 180 años, para YD.

Dentro del ámbito continental de la península Ibérica, se encuentran respuestas similares, aunque con carácter fragmentario; éste es el caso de la secuencia de Nalona, en la cordillera Cantábrica (Ruiz Zapata *et al*., 2000), cuyo registro polínico, en torno a los 20.640 ± 300 BP, ofrece la imagen de una vegetación dominada por taxones no arbóreos, fundamentalmente de tipo estepario como *Artemisia*, Asteraceae tubuliflora, Chenopodiaceae y Poaceae. En el caso del Sistema Central, el depósito de Las Pozas (Ruiz y Acaso, 1985), localizado sobre una laguna de obstrucción generada a expensas de un retroceso del glaciar de Gredos durante la máxima expansión Würmiense, representa por su génesis unas condiciones menos drásticas que las remantes durante el máximo frío. El registro polínico (Ruiz y Acaso, 1985, Ruiz *et al*., 1997) pese a no ser continuo, ha revelado la existencia de un paisaje abierto constituido por *Quercus*-p, *Betula* y de un modo puntual *Pinus*, junto al desarrollo de herbáceas exigentes de humedad, lo que parece ser indicativo de unas condiciones frescas y húmedas. Representaría, por tanto, un evento cálido D/0, entre un evento H, indeterminado.

Las condiciones drásticas durante los eventos fríos y áridos tienen igualmente su respuesta en zonas de baja altitud como es el caso de la Llanura Manchega; en este caso se materializa en la existencia de depósitos de naturaleza eólica, tipo clay-dune (Pérez-González, 1994), generados bajo unas condiciones de fuerte

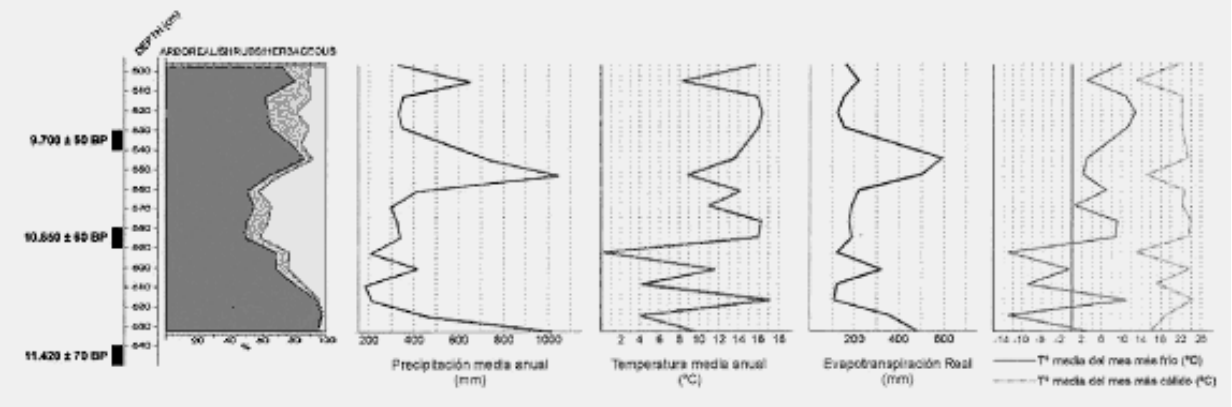



Figura 3. Análogo climático QS4 (Laguna Grande. Sierra de Neila. Burgos).

*Analog climate of core QS4 (Laguna Grande, Sierra de Nelia, Burgos).*

continentalidad con escasez de vegetación (Rodríguez-García, 1998), en tomo a 23.000-22.000 a BP (datación TL/OSL: Rendell *et al*., 1994). El análisis palinológico (Ruiz Zapata *et al*., 2000), refleja la existencia de una paisaje vegetal abierto dominado por herbáceas de tipo estepario como Asteraceae, Chenopodiaccae, *Artemisia* y Poaceae junto a una buena y constante representación del estrato arbustivo, constituido casi exclusivamente por *Juniperus*. Las presencias de elementos arbóreos como *Pinus*, *Olea*, *Betula* y *Corylus* expresan el descenso altitudinal del bosque en las zonas montañosas, así como la existencia de áreas refugio, dejando patente el efecto prolongado de la aridez a través de la pérdida de diversidad.

Respecto a la cuantificación de los parámetros climáticos, en la secuencia S075-6KL, se ha utilizado la función *transfer*, a partir de foraminíferos planctónicos. La estimación para el intervalo de 20-17 ka BP, de la temperatura para SST es de 18-23°C (invierno) y 22-26°C (verano), siendo por ello, ligeramente más altas que en Holoceno (16,4° y 21,9°C) mientras que para el evento Hl son del orden de 3,8 °C (invierno) y de 8,3°C (verano). En la zona polínica 4 de la secuencia de Monticchio (Watts *et al*., 1996), la temperatura media estimada, para el mes más frío, era de 0°C en las fases coincidentes con el desarrollo de polen arbóreo y de -5°C durante el dominio de las estepas; estos hechos los explican como consecuencia del descenso de insolación durante el mes de julio, que coincide con la máxima expansión del hielo en el Norte de Europa y América; además, en la zona polínica 4, el potencial de evapotranspiración es bajo (el menor de toda la secuencia) y por ello responsable del desarrollo de estepas.

En nuestra secuencia, la temperatura media anual oscila de 7°C (H2) a unos 13°C (Hl); estos valores son el resultado de la temperatura durante el mes más frío, de -4°C a 5°C, ya que las del mes más cálido ofrecen un menor contraste (18 a 20°C). La precipitación es baja durante todo el intervalo de tiempo considerado, con medias de 200 mm (H2) y 400 mm (Hl), al igual que la evapotranspiración. Sin embargo, las temperaturas del mes más cálido, así como en las fases más cálidas, se mantienen más homogéneas. Otro aspecto importante a destacar es la tendencia hacia condiciones menos severas, desde el punto de vista de la temperatura y de la precipitación desde el evento H2 al Hl. Queda bien definida, a diferencia de las secuencias anteriormente comentadas, la recuperación térmica tras el evento H2, fundamentalmente a través de la temperatura del mes más frío.

La identificación de los eventos fríos, H2 y Hl, en la Laguna Grande de Urbión en 20.500 y 14.500 años, respectivamente, pone de manifiesto el sincronismo de estos eventos en la región mediterránea, constatados igualmente en cotas de menor altitud y bajo unas condiciones climáticas generales, de carácter netamente continental. Estos eventos de carácter frío y árido van asociados al desarrollo de estepas. La recuperación térmica, tras el evento H2, queda bien definida en la zona de estudio en la expansión de elementos arbóreos, y en los valores de temperatura media del mes más frío.

## Referencias

Allen, J. R. M., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H., Huntley, B., Keller, J., Krami, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J., Nowaczyk, N., Oberhánsli, H., Watts, W., Wulf, S. y Zolitschka, B. (1999). Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature*, 400, 740-743.

Allen, J. R. M., Watts, W. A. y Huntley, B. (2000). Weichselian palynostratigraphy, palaeovegetation & palaeoenvironment; the record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary International*, 73/74, 91-110.

Behre, K.-E. (1989). Biostratigraphy ofthe last glacial period in Europe. *Quaternary Science Reviews*, 8, 25-44.

de Beaulieu, J.L., Guiot, J. y Reille, M. (1991). Long European pollen records and quantitative reconstructions of the last climatic cycle. En: C.M. Goodess y P.J. Palutikof, eds. *Future climate change and radioactive waste disposal*, 116-136. Climatic Research Unit. University of East Anglia. Norwich.

Berglund, B.E., Birks, H.J.B., Ralska-Jasiewiczowa, M. y Wright, H.E. (1996). *Palaecological events during the last 15,000 years. Regional syntheses of palaeoecological studies of lakes and mires in Europe*. John Wiley and Sons. Chichester.

Boessenkool, K. P., Brinkhuis, H., Schönfeid, J. y Targarona, J. (2001). North Atlantic sea-surface temperature changes and the climate of western Iberia during the last deglaciation; a marine palynological approach. *Global and Planetary Change*, 30, 33-39.

Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., de Menocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. y Bonani, G. (1997). A pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278, 1257-1266.

Cacho, I., Grimait, J. O., Sierro, F. J., Shackleton, N. y Canals, M. (2000). Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters*, 183,417-429.

Coûteaux, M. (1977). A propos de 1'interpretation des analyses polliniques de sediments minéraux, principalement archéologiques. En: *Le Milieu Vegetal, les Faunes et 1'Homme*. *Supplément Bulletin A.F.E.Q*., 47, 259-276.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahijensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J. y Bond, G.C. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature*, 264, 218-220.

Florschütz, F., Menéndez Amor, J. y Wijmstra, T. A. (1971). Palynology of a thick Quaternary succession in southern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 10, 233-264.

Follieri, M., Giardini, M., Magri, D. y Sadori, L. (1998). Palynostratigraphy of the last glacial period in the volcanic region of central Italy. *Quaternary International*, 47, 3-20.

Goeury, C. y de Beaulieu, J.L. (1979). A propos de la concentration du pollen a 1'aide de la liqueur de Thoulet dans les sediments mineraux. *Pollen et Spores*, XXI, 239-251.

Guiot, J. (1985). The extrapolation of recent climatological series with spectral canonical regression. *Journal of Climatology*, 5, 325-335.

Guiot, J. (1991). The Bootstrapped Response Function. *Tree Ring Bulletin*, 51, 39-41.

Gómez-Lobo Rodríguez, A., Gil García, M. J., Atienza Ballano, M. y Ruiz Zapata, B. (1998). Evolución de la paleovegetación en el Noroeste del Sistema Ibérico (Soria), durante los últimos 7.000 BP. *Bot. Macaronésica*, 23, 233-240.

Heinrich, C. (1988). Origin and consequences ofcyclic rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years. *Quaternary Research*, 29, 142-152.

Hinrichs, J., Schnetger, B., Schale, H. y Brumsack, H.-J. (2001). A high resolution study of NE Atlantic sediments at station Bengal: geochemistry and early diagenesis of Heinrich layers. *Marine Geology*, 177, 79-92.

Moore, P.D., Webb, J.A. y Collinson, M.E. (1991). *Pollen Analysis*. Blackwell Scientifíc Publications.

Peñalba Garmendia, M.C., Arnold, M., Guiot, M., Duplessy, J.C. y de Beaulieu, J.L. (1997). Termination of the last glaciation in the Iberian Península inferred from the pollen sequence of Quintanar de la Sierra. *Quaternary Research*, 48, 205-214.

Pérez-González, A. (1994). Depresión del Tajo. En: M. Gutiérrez Elorza *et al*., eds. Geomorfología de España, 389-436. Ed. Rueda. Madrid.

Pérez-Obiols, R. y Juliá, R. (1994). Climatic change the Iberian Peninsule recorded in a 30,000-yr pollen record from lake Banyoles. *Quaternary Research*, 41, 91-98.

Peyron, O., Guiot, J., Cheddadi, R., Tarasov, P., Reille, M., de Beaulieu, J.L., Bottema, S. y Andrieu, J. (1998). Climatic reconstruction in Europe for 18,000 yr BP from pollen data. *Quaternary Research*, 49, 183-196.

Pons, A., Guiot, J., Beaulieu, J.L. de y Reille, M. (1992). Recent contributions to the climatology of the last glacial-intergiacial cycle based on French pollen sequences. *Quaternary Science Reviews*, 11, 439-448.

Pons, A. y Reille, M. (1988). The Holocene-and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a new study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 66, 243-263.

Rendell, H.M., Calderón, T., Pérez-González, A., Gallardo, J., Millán, A. y Townsend, P.D. (1994). Thermoluminiscence and optically stimulated luminiscence dating of Spanish dunes. *Quaternary Science Reviews*, 13,429-432.

Rodríguez García, J.A. (1998). *Geomorfología de las Tablas de Daimiel y del endorrismo manchego centro-occidental*. Tesis de Licenciatura (inédita). UCM. Madrid.

Ruddiman, W.F. y Mc Intyre, A. (1981). The north Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35, 145-214.

Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Martinson, D.G., Clement, B.M y Mc Intyre, A. (1989). Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheet and North Atlantic Ocean. *Paleogeography*, 4, 353-412.

Ruiz Zapata, M.B. y Acaso Deltell, E. (1985). Perfil polínico de un depósito glacio-lacustre, de posible edad Würm, en el Macizo Central de Gredos (Ávila). *An. Asoc. Palinol. Leng. Esp*., 2, 255-261.

Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J., Dorado Valiño, M., Andrade Olalla, A., Martín Arroyo, T. y Valdeolmillos Rodríguez, A. (1997). Vegetación y paleoambientes en el sistema Central español. En: J. Rodríguez Vidal- AEQUA, eds. *Cuaternario Ibérico*, 248-260. Sevilla.

Ruiz Zapata, M.B., Pérez-González, A., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A., de Bustamante, I. y Gil García, M.J. (2000). Caracterización de las etapas áridas del Pleistoceno Superior en la Región Central Peninsular. *Geotemas*, 1, 273-278.

Ruiz Zapata, B., Gil García, M. J., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A., Vegas, J. y Pérez-González, A. (2002). Clima y vegetación durante el tardiglaciar y el Holoceno en la Sierra de Neila (Sistema Ibérico Occidental). *Cuaternario y Geomorfología*, 16, 1-4.

Sánchez Goñi, M. F. y Hannon, G. E. (1999). High-altitude vegational pattern on the Iberian Mountain Chain (norh-central Spain) during the Holocene. *The Holocene*, 9, 39-57.

Sánchez Goñi, M. F., Cacho, I., Turón, J.-L., Guiot, J., Sierro, F. J., Peypouquet, J.-P., Grimalt, J. O. y Shackleton, N. J. (2002). Synchroneity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean región. *Climatic Dvnamics*, 19, 95-105.

Sanz Pérez, E. y Pellicer, F. (1994). El periglaciarismo de la Sierra de Cebollera (Soria y La Rioja). *Cuaternario y Geomorfología*. 8, 123-138.

Schönfeid, J. y Zahn, R. (2000). Late Glacial to Holocene history ofthe Mediterranean Outflow. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159, 85-111.

Targarona, J. (1997). Climatic and Oceanographic evolution of the Mediterranean region over the Last Glacial-Interglacial Transition: A palynological approch. PhD Thesis. Utrecht University. *LPP Contributions Serie*. 7.

Vegas, J., Pérez-González, A., Ruiz Zapata, M.B., López, M.J., Pollard, J.P., López, J.A., Dorado Valiño, M., Gil García, M.J., Valdeolmillos Rodríguez, A., Mcintoshg, G., Oseta, M.L., Uzquiano, P. y Delgado, A. (2002). Environmental events ocurred during the Holocene in Laguna Grande and laguna del Hornillo lacustrine records Northwestern of Iberian Range (Spain). *Terra Nostra*, 2, 57-60.

Watts, W. A., Alien, J. R. M. y Huntley, B. (1996). Vegetation history and palaeoclimate of the last glacial period at Lago Grande de Monticchio, Shouthern Italy. *Quaternary Science Reviews*, 15, 133-153.

Woillard, G. (1978). Grande Pile Peat bog: a continuous pollen record for the last 14,000 years. *Quaternary Research*, 9, 1-21.

Zahn, R., Schönfeld, J., Kudrass, H.-R-, Pam, M.-H., Erienkenses, H. y Grootes, P. (1997). Thermohaline instability in the North Atlantic during meltwater events: stable isotope and ice-rafted detritus record from core S075-26K1. Portuguese margin. *Paleoceanography*, 12, 696-710.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# FORAMINÍFEROS, TECAMÉBIDOS Y PALEOAMBIENTE EN EL HOLOCENO DE LA ANTIGUA LAGUNA COSTERA DE PEÑÍSCOLA (CASTELLÓN)

## Forminifera, Thecamoebians and paleoenvironments in the Holocene of the old coastal lagoon of Peñíscola (Castellón)

J. Usera, C. Alberola y A.M. Blázquez

Departamento de Geología. Universitat de València. C/ Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot (Valencia).

Juan.Usera@uv.es

**Resumen**

Las asociaciones de foraminíferos y el estudio de su dinámica poblacional, junto con la presencia de algunos representantes del grupo de los tecamébidos, indican la existencia de una laguna litoral de baja salinidad que fue colonizada durante el Holoceno por especies de tipo eurihalino. En los cinco sondeos mecánicos estudiados, sólo en uno de ellos es posible apreciar la evolución de esta laguna litoral desde su inicio sobre un sustrato aluvial hasta su colmatación en fechas recientes.

**Palabras clave:** foraminíferos, tecamébidos, paleoambientes, laguna litoral, Peñíscola.

**Abstract**

The foraminiferae assemblages and the study of their population dynamics, together with the presence of some thecamoebians, indicate the existence of a low salinity littoral lake which was colonized during the Holocene by euryhaline species. Only in one of the five mechanical cores studied can be observed the development of this littoral lake from its beginning on an alluvial substrate until its recent total sedimentary filling.

**Key words:** Foraminifera, Thecamoebians, Paleoenvironments, littoral lake, Peñíscola.

### Introducción

Este trabajo tiene como principal objetivo la reconstrucción paleoambiental durante el Holoceno reciente de la marjal de Peñíscola, localizada al N de la provincia de Castellón. Para ello se han realizado cinco sondeos mecánicos en este espacio húmedo que han sido estudiados desde el punto de vista micropaleontológico y sedimentológico y que alcanzaron una profundidad máxima de unos 10 m. La micropaleontología está basada en los foraminíferos fósiles, ya que estos organismos son muy sensibles a los cambios ambientales. La aplicación de las distintas metodologías permitirá determinar las variaciones en las condiciones paleoambientales y la correlación cronoestratigáfica de los diferentes niveles identificados en los testigos permitirá reconstruir la evolución cuaternaria de este espacio litoral durante el Cuaternario reciente.

### Contexto geológico y geomorfológico

El área de estudio se localiza en la zona de transición entre las Cordilleras Bética y las Catalánides, en una pequeña depresión que se sitúa entre la Serra D'Irta y la desembocadura del río Alcalá. Como consecuencia de la influencia de las Catalánides, en este sector la dirección general del plegamiento ibérico (NO-SE) se ve interrumpida por la superposición de una densa red de fracturas de dirección NNE-SSO, cuyo resultado es la compartimentación del relieve en *horst* y *graben*. La litología dominantes son las calizas y dolomías que alternan esporádicamente con margas de escaso espesor (ITGE, 1973).

Desde el punto de vista geomorfológico destaca el abanico aluvial construido por el río Alcalá que nace en la Serra d'Irta y que siguiendo una clara disposición estructural discurre primero perpendicular a este y después paralelamente hacia el N, donde construye un abanico aluvial al llegar a la depresión costera. En este punto las facies distales se mezclan con los depósitos de albufera que caracterizan el sector litoral. Desde el N, cerrando la marjal de Peñíscola destacan los depósitos aluviales construidos por la Rambla de Cervera. Por el S se aprecian los depósitos de coluviones, piedemontes y discretos abanicos aluviales construidos por los pequeños barrancos que descienden de la Sierra d'Irta. Las unidades morfológicas de la fosa de Alcalá son cartografiadas

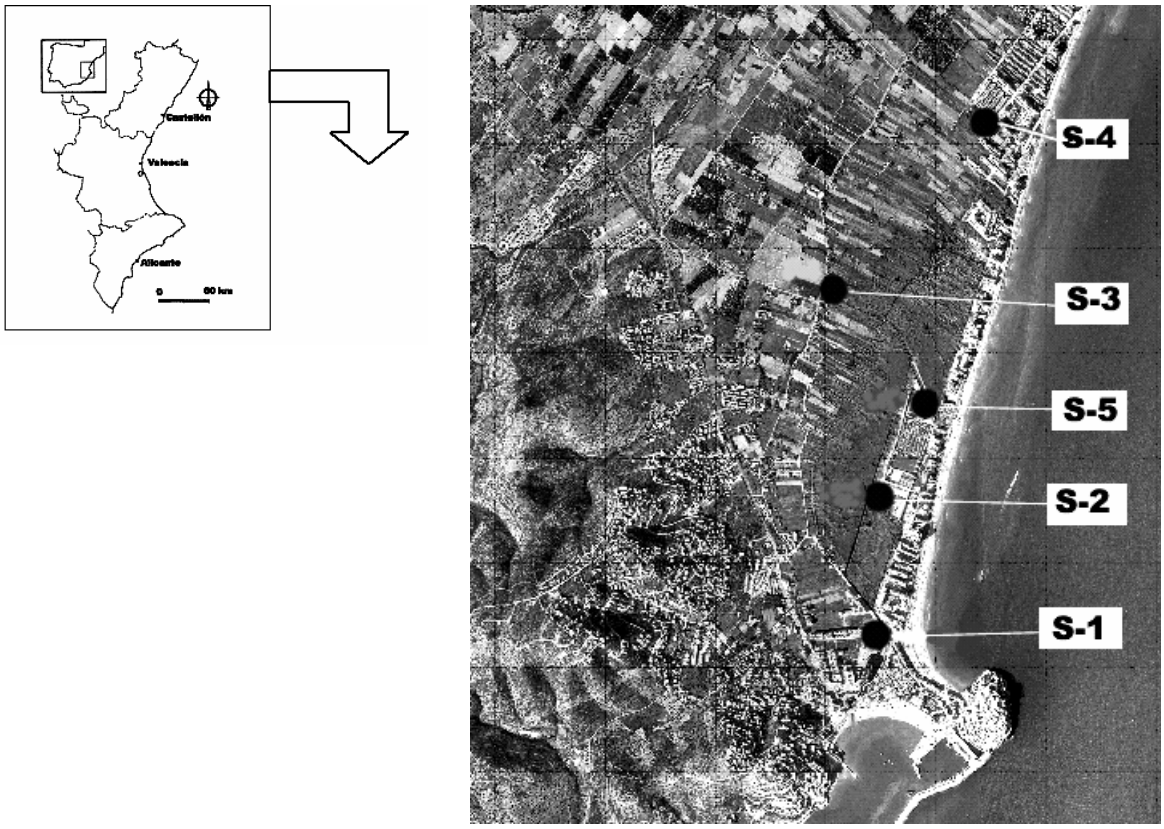



Figura 1. Localización de la antigua laguna costera de Peñíscola (N de Castellón) y ubicación de los sondeos mecánicos.

*Location of the old coastal lagoon of Peñíscola (N of Castellón) and the mechanical cores.*

por varios autores (Mateu, 1982; Segura, 1995) quienes indican la existencia de tres unidades en función de la red de drenaje y proponen un modelo de evolución tectónica de dicha fosa durante el Cuaternario.

El modelo de evolución reciente de las albuferas mediterráneas está ampliamente documentado por diversos autores (Dupré *et al*., 1988; Sanjaume y Carmona, 1995; Usera *et al*., 1996; Segura *et al*., 1995; Fumanal *et al*., 1997; Blázquez, 2001) y es consecuencia tanto de la transgresión flandriense, ya que tras la estabilización del nivel del mar se construyen las barreras que las individualizan del mar abierto, como del clima contrastado que parece instalarse en nuestro espacio, lo que favorece la disponibilidad de sedimentos costeros.

**Material y métodos**

Se han realizado cinco sondeos mecánicos por rotación con recuperación de testigo de 15 cm de diámetro, que se distribuyen en el área ocupada en la actualidad por la marjal de Peñíscola (Fig. 1). En el laboratorio y antes del muestreo se procedió a eliminar unos centímetros de la capa superficial, debido a la frecuencia de la contaminación exterior por revestimiento de materiales procedentes de los niveles superiores. A continuación se procedió a levantar la columna estratigráfica y a la toma de muestras de forma sistemática cada 10 cm. Las unidades sedimentarias, definidas por contactos casi siempre difusos se han enumerado de base a techo, de manera que la coincidencia numérica en los distintos perfiles no significa necesariamente semejanzas o contemporaneidad entre los niveles.

En el estudio micropaleontológico se utilizaron aproximadamente unos 50 g de muestra seca, que fue levigado y tamizado bajo malla de 0,062 mm. El número total de especies y la distribución de las mismas en el total de individuos han permitido el posterior cálculo de diferentes índices estadísticos (diversidad, riqueza y equitabilidad), que han aportado los datos para la reconstrucción paleoambiental. Los sondeos que

proporcionaron foraminíferos y tecamébidos para el estudio de los foraminíferos fueron S-1, S-2, S-4 y S-5; el S-3 es estéril desde el punto de vista paleontológico.

**Resultados y discusión**

Los principales resultados obtenidos del estudio de los sondeos mecánicos realizados en la marjal de Peñíscola son los siguientes (Fig. 2).

### Sondeo 1 (S-1)

Este sondeo se localiza 250 m de la línea de costa actual y alcanzó una profundidad de 5 m. En este testigo se distinguen tres unidades. La unidad basal (unidad I) se extiende entre -5 m y -3 m y está formada por abundantes cantos redondeados y subredondeados de naturaleza calcárea englobados en una matriz limoarcillosa de color marrón; hacia techo la matriz adquiere una coloración grisácea y la morfología dominante de los cantos es subangulosa. En contacto erosivo, desde los 3 m de profundidad hasta los -0,5 m (unidad II) se observan limos grises con concreciones calcáreas y nódulos ferruginosos; en ocasiones se distinguen restos de gasterópodos. Los últimos 0,5 m están ocupados por rellenos antrópicos a partir de arenas limosas con cantos.

### Sondeo 2 (S-2)

Este sondeo se localiza a unos 400 m de la línea de costa actual, a unos 650 m en línea recta hacia el N del sondeo anterior. En este testigo de 9,6 m de potencia se diferencian seis unidades que de base a techo son: la unidad I, entre la base y -8,7 m se caracteriza por arenas de color amarillento; la unidad II se extiende entre -8,7 m y -7,6 m y está formada arcillas de color marrón claro con cantos subangulosos y subredondedos. En contacto progresivo se identifica la unidad III (entre -7,6 y -6,2 m), formada por limos y arcillas de color gris oscuro que adquiere una tonalidad más oscura entre -7,2 m y -7,1 m. Hacia techo, en contacto neto y entre -6,2 m y -5,4 m, se observa un material gris negruzco, de textura limoarcillosa, muy rico en materia orgánica con abundante fauna de gasterópodos (unidad IV). La unidad V, en contacto neto y entre -5,4 y -4 m, presenta similares características a la unidad III. Finalmente, el techo del testigo está constituido por la unidad VI que se atribuye a relleno antrópico.

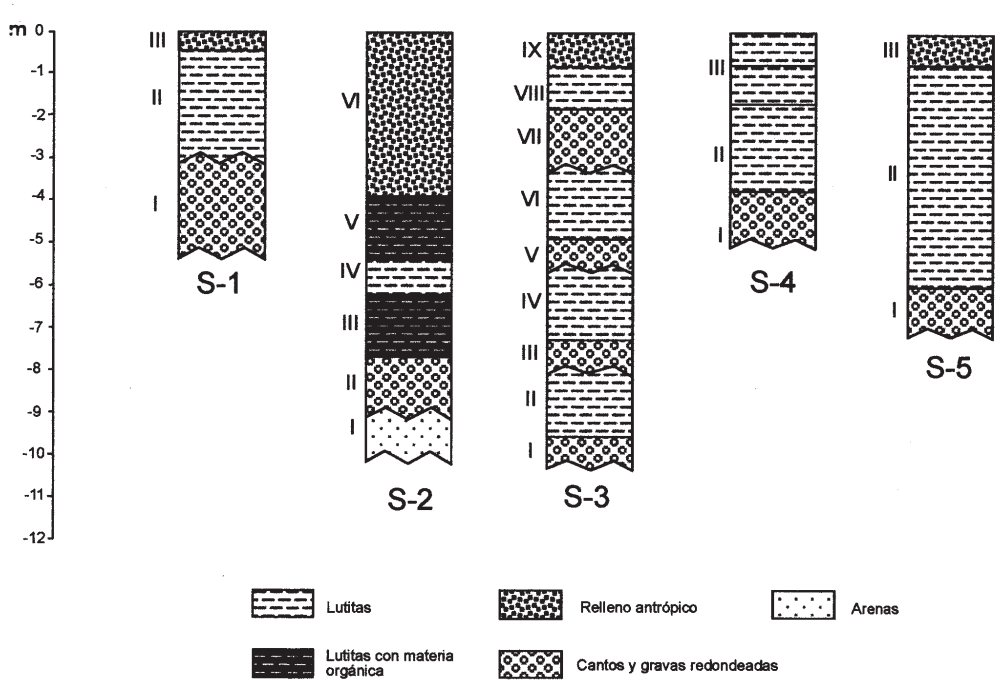



Figura 2. Columnas estratigráficas reconstruidas a partir de los sondeos mecánicos.

*Stratigraphy of the studied mechanical cores*

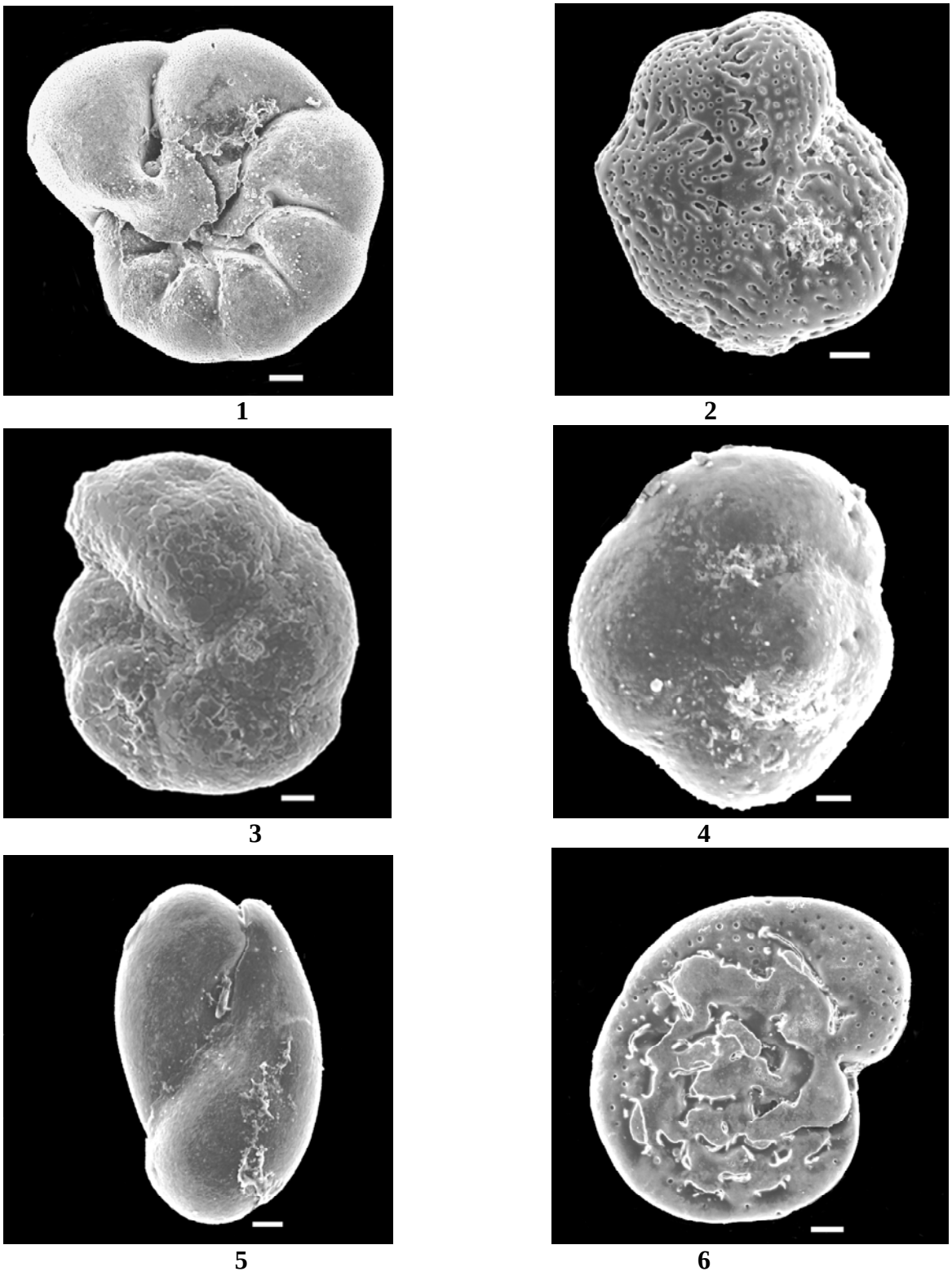



Figura 3.

1.- *Ammonia beccarii tepida* (Cushman). La barra representa 19 micras *(the white bar equals 19 microns).*
2.- *Elphidium excavatum* (Terquem). La barra representa 19 micras *(the white bar equals 19 microns).*
3.- *Arenoparella mexicana* (Kornfeld). La barra representa 15 micras *(the white bar equals15 microns).*
4.- *Metarotaliella simples* Grell. La barra representa 12 micras *(the white bar equals 12 microns).*
5.- *Miliolinella eburnea* (D'Orbigny). La barra representa 19 micras *(the white bar equals 19 microns).*
6.- *Trichoyalus aguayoi* (Bermúdez). La barra representa 30 micras *(the white bar equals 30 microns).*

### Sondeo 3 (S-3)

Este sondeo alcanzó una profundidad de 10 m, es el más alejado de la línea de costa actual, situado a 850 m y se encuentra a 1 km del sondeo anterior en dirección NO, junto al Assagador de la Creu. Desde el punto de vista estratigráfico se han identificado nueve unidades sedimentarias que, de base a techo, son: la unidad I se extiende entre -10 m y -9,5 m y está constituida por cantos de morfología redondeada con una matriz limosa de color amarillento. La unidad II comienza en contacto progresivo entre –9,5 m y 8 m de profundidad; está formada por arcillas y limos rojizos con algunos cantos de morfología redondeada que son más frecuentes en la base de esta unidad. En contacto erosivo, las unidades III y V se extienden entre -8 m y -7,2 m y entre -5,3 y -5 m respectivamente y son similares a la unidad I; de igual modo, las unidades IV, VI y VIII, entre -7,2 m y -5,3 m, entre -5 m y -3,3 m y entre -1,8 m y -0,9 m respectivamente, que presentan características semejantes a la unidad II. La unidad VII está compuesta por un material formado por concreciones carbonáticas que alcanzan tamaño canto y grava. Los últimos 90 cm (unidad I) es un relleno antrópico.

### Sondeo 4 (S-4)

Este sondeo alcanzó una profundidad de 5 m, se localiza a 350 m de la línea de costa actual y a 1,2 km del sondeo anterior en dirección NE. En este testigo pueden diferenciarse tres unidades sedimentarias: la unidad basal (unidad I) se extiende desde los 5 m de profundidad hasta los -3,6 m y está formada por cantos y gravas de morfología redondeada con una matriz limoarenosa de color rojizo. La unidad II, entre -3,6 m y -1,7 m, está constituida por limoarcillas de coloración grisácea con algún canto disperso. En contacto progresivo y hacia techo se identifica la unidad III, de 1,7 m de espesor, formada por limos y arcillas de color beige con vetas grisáceas que indican la alternancia de procesos de un reducción y oxidación, propia de un suelo hidromorfo; a techo se localiza el suelo actual.

### Sondeo 5 (S-5)

Este sondeo alcanzó una profundidad de 5 m y se localiza a 150 m de la línea de costa actual, cercano a los sondeos S-3 y S-2 y al punto de contacto entre el Assagador de la Creu y la Acequia Sangonera. En este testigo pueden distinguirse hasta tres unidades sedimentarias que, de base a techo son: la unidad I, entre -7 y -6 m, es semejante a la base de los sondeos anteriores, es decir, son cantos y gravas de morfología redondeada y matriz limoarenosa de color rojizo. Hacia techo y en contacto neto se localiza la unidad II (entre -6 m y -0,7 m) constituida por limos y arcillas de color grisáceo con presencia de gasterópodos de aguas salobres. Finalmente, se aprecia un relleno antrópico que individualiza la unidad III en el techo del sondeo, con una potencia de 0,7 m.

## Contenido paleontológico

Del conjunto de organismos que aparecen entre los sedimentos de la antigua laguna litoral de Peñíscola (Fig. 3) cabe destacar la presencia de *Ammonia beccarii tepida* (Cushman) que tiene una presencia constante en las muestras del S-2 (unidades II, III y IV), S-4 (unidad II y III) y S-5 (unidad II). En estas poblaciones dominan las formas macrosféricas (Usera *et al*., 2002), tal y como corresponde a un ambiente de aguas restringidas colonizadas por especies oportunistas, acompañados por otros foraminíferos eurihalinos como *Trichohyalus aguayoi* (Bermúdez), *Trochammina inflata* (Montagu) *Arenoparella mexicana* (Kornfeld), *Miliolinella eburnea* (D'Orbigny), *Metarotaliella simplex* Grell y *Spirillina vivipara* Ehremberg. A estas especies de foraminíferos les acompaña un tecamébido (Protoctista): *Centropyxis aculeata* (Ehremberg). Los cálculos estadísticos realizados sobre este conjunto de especies muestran valores muy bajos en los índices de diversidad, riqueza y equitabilidad, lo que confirmaría la existencia de un medio caracterizado por la inestabilidad, al menos, en cuanto a salinidad y temperatura se refiere.

## Conclusiones

En conjunto, el total de los sondeos estudiados en la marjal de Peñíscola muestran la existencia de facies lagunares que ocupan los primeros metros de la sedimentación natural de este espacio. Se trata de una laguna hiposalina colonizada sobre todo por la especie *Ammonia beccarii tepida*, además de otras especies de foraminíferos eurihalinos y del tecamébido *Centropyxis aculeata*. Este ambiente coloniza un espacio que anteriormente estaba ocupado por la sedimentación continental en facies coluvioaluviales procedentes de las sierras cercanas circundantes. En el techo se aprecia la influencia antrópica muy reciente.

**Agradecimientos**

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos 163/99 (Consellería de Cultura, Educación y Ciencia) y DGI-REN2002-03272.

**Referencias**

Blázquez, A.M. (2001). *L'Albufera d'Elx: evolución cuaternaria y reconstrucción paleoambiental a partir del estudio de los foraminíferos fósiles*. Tesis Doctoral. Universitat de València.

Dupré, M., Fumanal, M.P., Sanjaume, E., Santisteban, C., Usera, J. y Viñals, M.J. (1988). Quaternary evolution of Pego coastal lagoon (Southern Valencia, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 68, 291-299.

Fumanal, M.P., Rey, J., Usera, J., Martínez, J., Mateu, G., Blázquez, A.M. y Ferrer, C. (1997). El Proyecto La Nao: evolución cuaternaria del litoral meridional valenciano. En: J. Rodríguez Vidal, ed. *Cuaternario Ibérico*, 98-112. AEQUA.

ITGE. 1973. *Mapa Geológico de España*. Hoja 571, Vinarós. Escala 1:50.000.

Mateu, J. (1982). *El Norte del País Valenciano. Morfología litoral y prelitoral*. Universitat de València.

Sanjaume, E. y Carmona, P. (1995). L'Albufera de València: rasgos geomorfológicos y evolución cuaternaria. *El Cuaternario del País Valenciano.* Universitat de València. AEQUA, 155-162.

Segura, F. (1995). El Cuaternario continental en las tierras septentrionales valencianas. *El Cuaternario del País Valenciano*, 83-96.

Segura, F., Sanjaume, E., y Pardo, J. (1995). Evolución cuaternaria de las albuferas del sector septentrional del Golfo de Valencia. *El Cuaternario del País Valenciano*, 139-154.

Usera, J., Alberola, C. y Brito, J.M. (2002). Dinámica poblacional de Ammonia beccarii (Linné) (Foraminiferida) en el Cuaternario de Peñíscola (Castellón). *XVIII Jornadas de Paleontología,* 146-147. *Salamanca, 24-29 de septiembre 2.002. Sociedad Española de Paleontología.*

Usera, J., Alberola, C., García Corner, A. y Guillem, J. (1996). Proceso de colonización y evolución en la composición de las asociaciones de foraminíferos fósiles, en la turbera cuaternaria de Torreblanca (Castellón). *Coloquios de Paleontología,* 48, 147-159.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# *TRUNCOROTALIA TRUNCATULINOIDES* (D´ORBIGNY) EN LA ZONA LITORAL DEL SUR DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

***Truncorotalia truncatulinoides* (d´Orbigny) in the littoral zone of the south of Iberian Peninsula**

(1) M.C. Sánchez Ariza y (2) P. Villanueva Guimerans

1) Departamento de Biología Animal, Vegetal y Ecología. Facultad de Ciencias Experimentales. Universidad de Jaén. 23071 Jaén.

(2) Departamento de Biología. Facultad de Ciencias. del Mar. Universidad de Cádiz. Apto. 40. Puerto Real (Cádiz).

mcariza@ujaen.es; fax: 953-012141

**Resumen**

El estudio de la distribución del foraminífero planctónico *Truncorotalia truncatulinoides* en la zona litoral de las cuencas atlántica y mediterránea del sur de España pone de manifiesto que los individuos de esta especie son predominantemente dextrógiros en la primera, donde se encuentran en una mayor proporción, en contraposición a los ejemplares de la cuenca mediterránea, que son fundamentalmente levógiros, se hallan en menor proporción, pero presentan un mayor grado de desarrollo, fenómeno que parece estar relacionado con la temperatura de las masas de agua circulantes.

**Palabras clave:** *Truncorotalia truncatulinoides*, litoral atlántico, mediterráneo, España.

**Abstract**

The planktonic foraminifera *Truncorotalia truncatulinoides* has a different abundance and distribution in the Atlantic and Mediterranean litoral zone in the south of Spain. In the first place it is more abundant and the compress rigth-coiling is the dominant, while in the Mediterranean zone its frecuency is very low and its forms are mainly elongated left-coiling, but they are biger.

**Key words:** *Truncorotalia truncatulinoides,* Atlantic, Mediterranean littoral, Spain.

## Introducción

Existen abundantes estudios realizados en relación con la especie planctónica de foraminíferos *Truncorotalia truncatulinoides* (d´Orbigny), tanto desde un punto de vista estratigráfico como isotópico, biométrico y ecológico (Healy-Williams *et al.*, 1985). Estratigraficamente, su evolución a partir de *Globorotalia tosaensis*, se considera como un importante indicador del límite Plioceno/Pleistoceno en sedimentos marinos tropicales y subtropicales (Berggren *et al.*, 1967). Aunque en altas latitudes su distribución presenta gran variabilidad, aparece primero en aguas del Subantártico Norte y más tarde expandirse hacia el Sur ,aproximadamente durante los últimos 200.000 años (Kennett, 1970). En el hemisferio Norte, *Truncorotalia truncatulinoides* se encuentra en mayor proporción en las masas de agua subtropicales (Bé y Tolderlund, 1971)

Los análisis de isótopos de oxígeno han puesto de manifiesto que las preferencias batimetrícas de esta especie se sitúan a profundidades superiores a 100 m, similar a otros globorotálidos carenados no espinosos (Savin y Douglas, 1973; Williams y Healy-Williams, 1980) preferentemente entre los 100 y 300 m (Bé, 1977).

Los primeros estudios biométricos (Kennettt, 1968; Takayanagi *et al.*, 1968) indican la influencia de la disposición de la concha en función de la temperatura del agua, las formas cónicas alargadas son las dominantes en aguas subtropicales y las formas más comprimidas se encuentran en aguas subantárticas. Kennett (1968) encontró que la relación largo-ancho respondía a cambios latitudinales. Lohmann y Malgren (1983) describen una respuesta similar en especímenes procedentes del Sur Atlántico y del océano Índico, aunque subrayando la compleja relación entre el perfil de la concha y la temperatura del agua ya que no encontraron formas intermedias. Otros trabajos morfológicos de esta especie (Healy-Williams, 1983) indican que la elongación y la conicidad están claramente influenciados por la temperatura del agua y el sentido de enrollamiento, con un decremento en la conicidad de la concha con la latitud y la tendencia general de los ejemplares levógiros a ser más alargados que los dextrógiros.

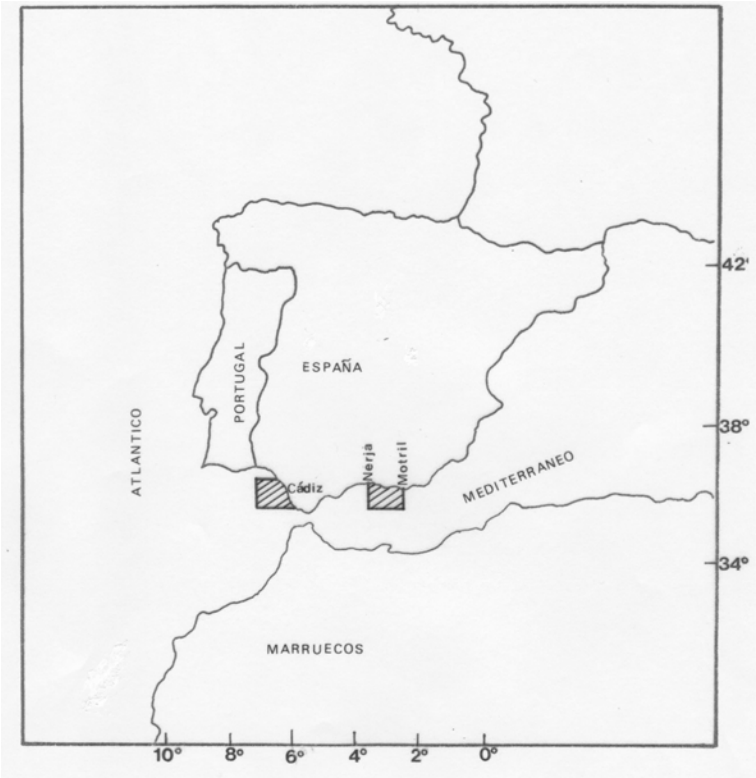



Figura 1. Zonas de estudio en los litorales atlántico (Cádiz) y mediterráneo (Motril-Nerja).

*Studies zones: Atlantic littoral (Cádiz) and Mediterranean littoral (Motril-Nerja).*

**Material y métodos**

Los resultados mostrados en este estudio forman parte de trabajos más amplios llevados a cabo tanto en las costas de Cádiz (Villanueva Guimerans, 1994) como en el litoral Motril-Nerja (Sánchez Ariza, 1979, 1983) (Fig. 1).

En cada una de las zonas se recogieron muestras superficiales de los sedimentos del fondo, seleccionando para su estudio los individuos de *Truncorotalia truncatulinoides* de las fracciones mayores a 0,15 mm, estableciéndose los porcentajes en relación al número de foraminíferos planctónicos totales de cada una de las muestras.

En la cuenca atlántica, se seleccionó la zona comprendida entre la desembocadura del río Guadalquivir y el cabo Trafalgar, que se corresponde con el sector más extenso de la plataforma continental en el margen septentrional del golfo de Cádiz, con una anchura media cercana a los 55 km, y en la cuenca mediterránea se ha seleccionado la zona del mar de Alborán, comprendida entre los pueblos de Motril (Granada) y Nerja (Málaga), en una franja que comprende desde la línea de costa hasta los 200 m de profundidad.

**Sistemática y distribución**

Familia Globorotaliidae Cushman, (1927). Género Truncorotalia Cushman y Bermúdez (1949)

*Truncorotalia truncatulinoides* (d´Orbigny, 1839). Descripción:(Fig. 2. Lám. 1: 1-8)

Concha trocospiralada, cónica, carenada (1, 7). El lado espiral plano o de levemente convexo a levemente cóncavo en ocasiones (8). Lado umbilical muy convexo y cónico (1, 7). Trocospira formada por unas 15 cámaras, con cinco en la última vuelta de espira (2), siendo también visible parte de una sexta cámara. Las cámaras aumentan gradualmente de tamaño al formarse con las suturas intercamerales poco diferenciadas (4). Abertura interiomarginal, en forma de arco y bordeada de un labio (5) observables en la mayoría de los ejemplares. Algunos autores han manifestado la

existencia de un labio pobremente desarrollado sobre la abertura que puede incluso estar ausente (Cifelli y Smith, 1970). Los ejemplares determinados presentan en líneas generales unas características bastante uniformes. Pared delgada en unos individuos y más gruesa en otros, con gran densidad de poros finos, circulares (3), de unas 2 micras de diámetro con pústulas (3) que se presenta bastante agrupadas, pero no en contacto, especialmente en las tres primeras cámaras de la última vuelta de la espira; la mitad de los individuos la tienen relativamente gruesa y la otra mitad delgada o tendiendo a delgada, siendo en ocasiones extremadamente fina. En cuanto al perfil de la concha existe gran variabilidad en los individuos de las zonas estudiadas, con un perfil agudamente cónico en el 68% del total de los ejemplares y menos agudo, e incluso redondeado, en el 32%. Estos dos últimos caracteres no parecen depender de la profundidad, pues se han hallado los diferentes tipos de individuos en las diferentes profundidades muestreadas y es probable que estas variaciones, sean, más bien, de tipo ontogenético, al menos en algunos casos, pues, normalmente, los individuos que las presentan son pequeños.

Por lo que respecta a diferencias significativas entre las dos zonas, en general se ha observado que los individuos procedentes de la zona atlántica (6) son más pequeños y presentan menor número de pústulas que los de la zona mediterránea.

De los abundantes datos existentes sobre la ecología y distribución geográfica de esta especie, se deduce que es una forma propia de aguas subtropicales, aunque no exclusiva de las mismas. Ha sido descrita originalmente en arenas costeras de las Islas Canarias y en los mares actuales es más abundante en la zona subtropical que en la zona tropical (Bermúdez y Bolli, 1969). Bé (1977) y Bé y Ericson (1963) (fide Bé y Hamlin, 1967) observaron que aparece abundantemente en la superficie del mar de los Sargazos durante los meses de diciembre a mayo y durante el resto del año vive generalmente en la zona mesopelágica o batipelágica a profundidades mayores de 500 m. Según Kennett (1964) (fide Herb, 1968) cuando aparece en aguas frías en los océanos meridionales, difiere morfológicamente de la forma subtropical. Cifelli (1974) considera que es común en el Mediterráneo Occidental y poco corriente en el Mediterráneo Oriental y aguas del Atlántico. Thunell (1978), encontró la máxima frecuencia (10-20%) en la porción central de la cuenca cuenca mediterránea occidental, pero en la región cercana al Estrecho de Gibraltar y en la zona este, esta frecuencia era inferior al 1%. El óptimo de temperatura para esa especie parece situarse entre 13,5º a 15,5ºC.

Boltovskoy (1969) encontró un total de 30 ejemplares, 8 de ellos levógiros y 22 dextrógiros sugiriendo que los dextrógiros ocupan latitudes más bajas. Según Ericson *et al*., (1964) en el hemisferio Sur la forma levógira predomina en aguas frías y altas latitudes, y en el Atlántico Norte hay dos provincias dextrógiras separadas por una central levógira. Giraudeau (1993) encontró en el SO africano predominantemente la forma levógira. En las costas de la península Ibérica, Dupratt (1983) comprobó que al N de 38º 20' la forma dextrógira se encuentran en más del 75 % y al S de esta latitud la población es mixta (del 50 al 75% dextrógira). Para Loubere (1981) en el Mediterráneo, las formas levógiras puede estar relacionadas con temperaturas y salinidades invernales, y Cifelli (1974), por su parte, indica que los ejemplares encontrados en el Mediterráneo son dominantemente levógiros.

Herman (1971) interpreta la dirección de enrollamiento en relación con cambios en las condiciones climáticas, considerando a las formas levógiras como indicadoras de aguas templadas y a las dextrógiras como indicadoras de aguas frías.

En las zonas estudiadas, se ha hallado que en la del litoral atlántico, esta especie presenta una frecuencia relativamente alta, hasta un 15 % del total de los foraminíferos planctónicos. No se han encontrado ejemplares ni en el interior de la bahía ni en la zona infralitoral, es a los 20 m de profundidad donde se han obtenido los más someros, concretamente en el sector NE de la plataforma interna entre los 20 y 40 m con porcentajes en torno al 5%, sin embargo en esta misma profundidad, pero enfrente de la Bahía los porcentajes se sitúan entre el 10 y el 15%, aunque en ambos casos corresponden a focos aislados, pudiendo en este caso ser las corrientes de litorales las responsables del transporte de los mismos.

En la plataforma media también se han encontrado ejemplares en una estrecha franja de dirección SO-NO entre los 50 y 100 m desde el 36º 20' al 36º 35', pero es a partir de los 100 m y hasta el talud donde se concentra mayoritariamente esta especie con frecuencias entre el 5 y el 15%. Esta zona corresponde a áreas afectadas por las corrientes de Agua Noratlántica Central puesto que la influencia del agua mediterránea no se manifiesta claramente hasta los 500 m (Villanueva Guimerans y Gutiérrez Mas, 1994) que corresponde prácticamente al límite de presencia de esta especie en la zona, de ahí que se pueda considerar la procedencia de estos ejemplares fundamentalmente atlántica donde las frecuencias en las zonas costeras adyacentes son similares a las encontradas en esta zona.

En cuanto al sentido de enrollamiento, se han hallado ambas formas, con un ligero predominio, en general, de las formas dextrógiras.

En contraposición, en la zona estudiada en el mar de Alborán, se han encontrado frecuencias mucho menores que en el Atlántico, pero de una forma un tanto regular alcanzándose las mayores concentraciones en torno

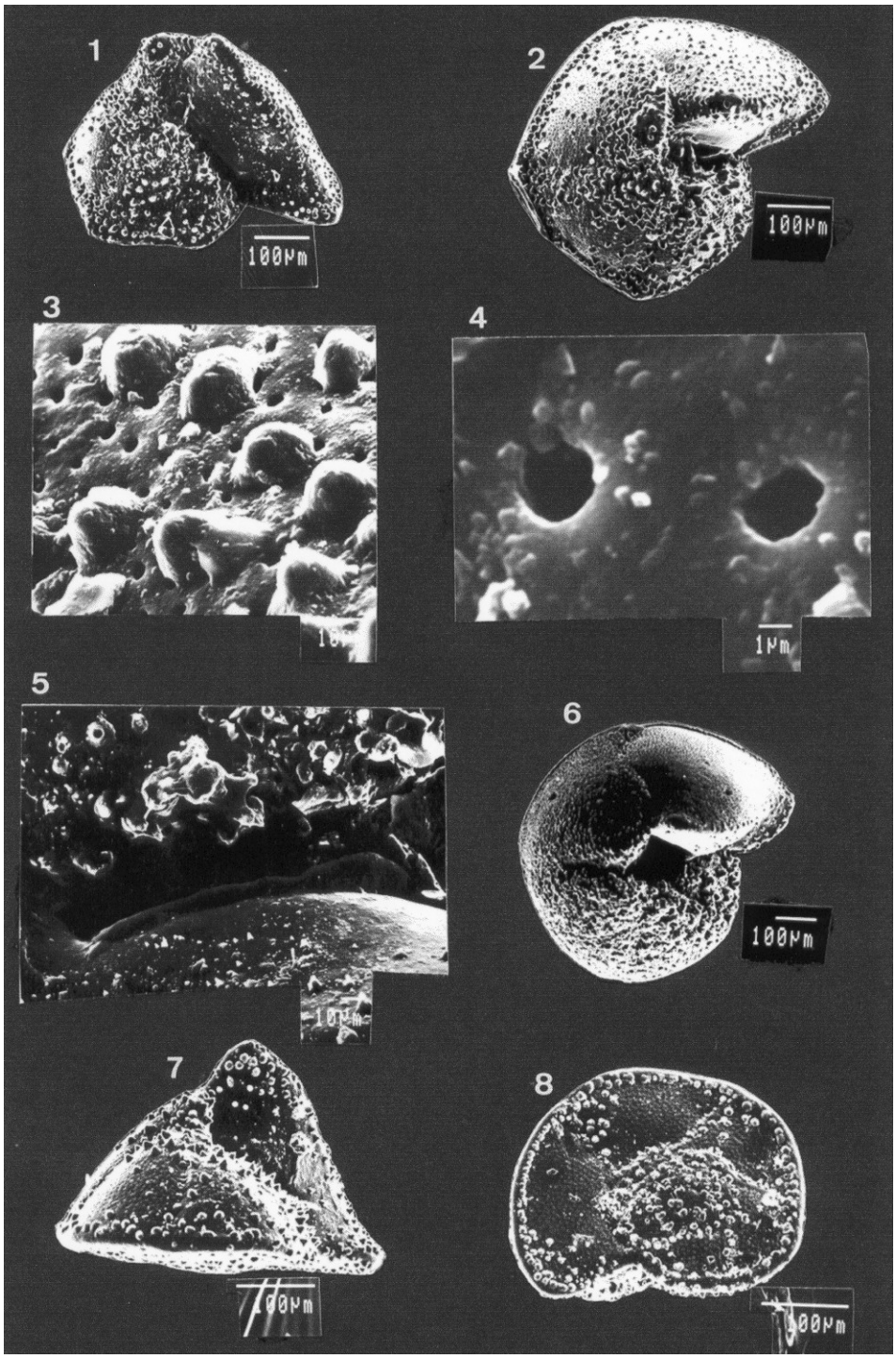



Figura 2 (Lámina 1)**.** *Truncorotalia truncatulinoides.* 1. Vista lateral, ejemplar mediterráneo. 2. Lado umbilical, ejemplar mediterráneo. 3. Detalle de la pared, ejemplar mediterráneo. 4. Poros de la pared, ejemplar mediterráneo. 5. Abertura interiomarginal, ejemplar mediterráneo. 6. Lado umbilical, ejemplar atlántico. 7. Vista lateral, ejemplar mediterráneo. 8. Lado espiral, ejemplar mediterráneo.

*(Plate 1). Truncorotalia truncatulinoides.* 1. *Edge view, mediterranean individual. 2. Umbilical side, mediterranean individual. 3. Detail of the wall. Mediterranean individual. 4. Pores of the wall, mediterranean individual.5.Interiomarginal aperture, mediterranean individual. 6. Umbilical side, atlantic individual. 7. Edge view, mediterranean individual. 8. Spiral side, mediterranean individual.*

al 1% entre los 50 y 100 m de profundidad disminuyendo tanto hacia la costa con un 0,4% en torno a los 25 m que se considera también el límite más somero, como hacia profundidades mayores alcanzándose sobre un 0,9% a los 150 m de profundidad.

En lo referente al sentido de enrollamiento, en esta zona los datos se encuentran, de acuerdo con lo indicado por Cifelli (1974), con una proporción de individuos levógiros sensiblemente más elevada (80%) frente a un 20% de dextrógiros (Sánchez Ariza, 1979).

En relación al sentido de enrollamiento, también se han encontrado resultados equiparables a otros estudios de zonas adyacentes y contrapuestos entre ambas cuencas, así en la atlántica la forma dextrógira es ligeramente mayoritaria, sin embargo en la mediterránea es la levógira la claramente mayoritaria, este fenómeno también puede estar relacionado con la temperatura (Herman, 1971) ya que las temperaturas templadas del Mediterráneo favorecen las formas levógiras en contraposición con temperaturas más frías en el Atlántico que favorecen la proliferación de forma dextrógiras.

**Conclusiones**

Al proceder los ejemplares obtenidos de *Truncorotalia .truncatulinoides* de sedimentos superficiales del fondo, no se obtiene información acerca de su variabilidad estacional, ni información directa de la profundidad de la columna de agua donde habitan; sin embargo, de su distribución batimétrica puede obtenerse información acerca de su relación con las masas de agua circulantes que en ambas zonas es bastante compleja.

En la atlántica, la frecuencia obtenida, bastante elevada, se corresponde en líneas generales con las halladas en zonas atlánticas de latitudes similares, procedentes de sedimentos de la plataforma media y externa. En contraposición, en la zona mediterránea muestreada, la frecuencia de esta especie es mucho menor, sobre la décima parte, también en consonancia con las encontradas en otros trabajos en áreas mediterráneas cercanas y su distribución batimétrica es ligeramente más somera que la atlántica.

En el caso del atlántico su distribución parece estar relacionada con la corriente de Agua Central Noratlántica que procedente de la corriente del Golfo barre las costas de la península Ibérica una de cuyas ramas es solicitada en el golfo de Cádiz para introducirse en el Mediterráneo, también en esta zona se deja sentir la influencia de agua mediterránea, pero es a partir de los 500 m y parece no ejercer un efecto significativo en relación con la distribución de esta especie, que es esencialmente atlántica. En cuanto a la zona mediterránea, su distribución puede estar afectada por la compleja circulación del mar de Alborán y sobre todo asociada a la temperatura que en este caso al ser significativamente más alta, permite un mayor desarrollo de la concha que el observado en la zona atlántica.

**Referencias**

Bé, A.W.H. (1977). An ecologic, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. En: A.T.S. Ramsay, ed. *Oceanic Micropaleontology*, 1, 1-100. Academic Press. New York.

Bé, A.W.H. y Hamlin, W.H. (1967). Ecology of Recent planktonic foraminifera. Part 3. Distribution in the North Atlantic during summer of 1962. *Micropaleontology*, 13, 87-106.

Bé, A.W.H. y Tolderlund, D. S. (1971). Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. En: B.H. Funnell y W.R. Riedel, eds. *The Micropaleontology of the Oceans*, 105-149. Cambridge Univ. Press. London.

Berggren, W. A., Phillips, J.D., Bertels, A. y Wall, D. (1967). Late Pliocene-Pleistocene stratigraphy in deep-sea cores from the southcentral Nort Atlantic. *Nature*, 216, 253-255.

Bermudez, J.P. y Bolli, H.M. (1969). Consideraciones sobre los sedimentos del Mioceno medio al reciente de las costas central y oriental de Venezuela. Tercera parte. Foraminíferos planctónicos. *Boletín de Geología*, 10, 137-223. Venezuela.

Boltovskoy, E. (1969). Tanatocenosis de foraminíferos planctónicos en el Estrecho de Mozambique. *Revista. Española de Micropaleontología*, 1, 117-129.

Cifelli, R. (1974). Planktonic foraminifera from the Mediterranean and adyacent Atlantic waters. *Journal of Foraminiferal Research*, 4, 171-183.

Cifelli, R. y Smith, R.K. (1970). Distribution of planktonic foraminifera in the vicinity of the Noth Atlantic Current. Smithsonian Contribution. *Paleobiology*, 4, 1-52.

Dupratt, J. (1983). Les foraminiferes planctoniques du Quaternarie terminal d'un domaine continental (Golf de Gascogne, cites Oeste, mar Alborean). *Institute du Geologie du Bassin d´Aquitaine*, 33, 71-150.

Ericson, D., Ewing y Wollin, G. (1964). The Pleistocene epoch in deep-sea sediments. *Science*, 146, 723-732.

Giraudeau, J. (1993). Planktonic foraminiferal assemblages in surface sediments from the southwets African continental margin. *Marine Geology*, 110, 47-62.

Herb, R. (1968). Recent planktonic foraminifera from sediments of the Drake of Passage, Southern Ocean. *Eclogae Geologica Helvetia*, 61, 467-480.

Herman, Y. (1971). Vertical and horizontal distribution of pteropodos in Quaternary sequences. *Micropaleontology of Oceans*, 463-486. Cambridge University Press.

Healy-Williams, N. (1983). Fourier shape analysis of *Globorotalia truncatulinoides* from late Quaternary sediments in the southern Indian Ocean. *Marine Micropaleontology*, 8, 1-15.

Healy-Williams, N., Ehrlich, R. y Williams, D. F. (1985). Morphometric and stable isotopic evidence for subpopulations of *Globorotalia trucatulinoides*. *Journal of Foraminiferal Research*, 15, 242-253.

Kennett, J. P. (1968). *Globorotalia truncatulinoides* as a paleoceanographic index. *Science*, 159, 1461-1463.

Kennett, J. P. (1970). Pleistocene paleoclimates and foraminirferal bioestratigraphy in subantarticdeep-sea cores. *Deep-Sea Research*, 17, 125-140.

Lohmann, G.P. y Malmgren, M.A. (1983). Equatoward migratión of Globorotalia truncatulinoides ecophenotypes throught the Late Pleistocene: gradual evolutión or ocean change. *Paleobiology*, 9, 414-421.

Loubere, P. (1981). Oceanographic parameters reflected in the seabed distribution of planktic foraminifera from the North Atlantic and Mediterranean sea. *Journal of Foraminiferal Research*, 11, 137-158.

Sánchez Ariza, M.C. (1979). *Estudio sistemático-ecológico de los foraminíferos recientes de la zona litoral Motril-Nerja*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Granada. Nº 211.

Sánchez Ariza. M.C. (1983). Specific thanatocoenoses of recent planktonic forminifera of the neritic zone in the Motril-Nerja area, Spain, as a function of depth. Diversity and constancy. *Journal of Foraminiferal Research*, 13, 277-282.

Savin, S. M., y Douglas, R. G. (1973). Stable isotope and magnesium geochimestry of recent planktonic foraminiferafrom the south Pacific. *Geologycal Society of American Bulletin*, 84, 2327-2342.

Takayanagi,Y., Niitsuma, N. y Sakai, T. (1968). Wall microstructure of *Globorotalia truncatulinoide* d´Orbigny. *Science Report of Tohoku University, 2nd Series (Geology)*, 40, 141-170.

Thunell, R. C. (1978). Distribution of recent planktonic foraminifera in surface sediments of the mediterranean sea. *Marine Micropaleontology*, 3, 147-173.

Villanueva Guimerans, P. (1994). *Implicaciones oceanográficas de los foraminíferos bentónicos recientes en la Bahía y Plataforma continental gaditana. Taxonomía y asociaciones.* Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Cádiz.

Villanueva Guimerans, P. y Gutiérrez Mas, J. M. (1994). The hidrodynamics of the Gulf of Cádiz and the exchange of water masses through the Gibraltar Strait. *Intern. Hidrographic Review*, 61, 53-65. Monaco.

Williams, D. F. y Healy-Williams, N. (1980). Oxygen isotopic-hydrographic relationships among recent planktonic foraminifera from Indian Ocean. *Nature*, 283, 848-852.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# EL CONJUNTO PALEONTOLÓGICO DE LA CUEVA DE MALTRAVIESO (CÁCERES): UN NUEVO YACIMIENTO DEL PLEISTOCENO

## The paleontological remains from the Maltravieso Cave (Cáceres, Spain): A new Pleistocene site

(1) A. Canals, (2) J. van der Made, (3) I. Sauceda y (1) E. Carbonell

(1) Universitat Rovira i Virgili. Grup de Quaternari-Àrea de Prehistòria. Pl. Imperial Tarraco, 1. 43005 Tarragona.
(2) Museo Nacional de Ciencias Naturales-Consejo Superior de Investigaciones Científicas. c/ José Gutiérrez Abascal 2. 28006 Madrid.
(3) Escuela Taller "Los Barruecos". La Cocinica s/n. 13009 Malpartida de Cáceres. Cáceres.

ancs@fil.urv.es

**Resumen**

Situada en la ciudad de Cáceres, la cueva de Maltravieso, conocida principalmente por sus representaciones parietales de manos con una edad del Paleolítico Superior, ha sido objeto de la primera intervención arqueológica desde su descubrimiento en 1951. En los trabajos llevados a cabo por el equipo "Los Primeros Pobladores de Extremadura" en marzo del 2002, se procedió a la limpieza de los escombros interiores, se hicieron varios sondeos y se empezó un estudio geoarqueológico. Se adecuó la zona de acceso y de circulación, se prepararon futuras áreas de excavación y se recuperó un importante conjunto paleontológico en los escombros dejados por los constructores del camino que recorre toda la cavidad. La fauna fósil recuperada incluye los siguientes taxones: *Ursus* cf. *arctos/spelaeus*, *Crocuta crocuta*, *Lynx pardina*, *Equus* cf. *hydruntinus*, *Equus* cf. *caballus*, *Sus scrofa*, *Dama dama* cf. *clactoniana* y *Bos primigenius* que parecen tener una edad entre unos 120 y 350 ka (OIS 6-10). Junto a estos restos de fauna, no se ha puesto en evidencia ningún indicio de actividad antrópica.

**Palabras clave:** Pleistoceno Medio, Mammalia, bioestratigrafía, Maltravieso.

**Abstract**

Situated in the city of Cáceres (Extremadura, Spain), the Maltravieso Cave is principally known for the Late Paleolithic paintings of hands. For the first time since its discovery in 1951, it has been subject to archaeological intervention. In march 2002, the "Los Primeros Pobladores de Extremadura" team removed the debris from the interior of the cave, dug various test trenches and carried out a geo-archaeological study. The area of access was cleared and the future area of excavation was prepared. An interesting association of fossils was recovered from the debris left after the construction of a path through all of the cave, and includes the following taxa: *Ursus* cf. *arctos/spelaeus*, *Crocuta crocuta*, *Lynx pardina*, *Equus* cf. *hydruntinus*, *Equus* cf. *caballus*, *Sus scrofa*, *Dama dama* cf. *clactoniana* y *Bos primigenius* suggesting an age between some 120 and 350 ka (OIS 6-10). No evidence of human activity was found associated with these faunal remains.

**Key words:** Middle Pleistocene, Mammalia, biostratigraphy, Maltravieso.

### Introducción

Situada en la ciudad de Cáceres, en el mismo casco urbano, la cueva de Maltravieso es conocida principalmente por sus pinturas parietales de manos datadas del Paleolítico superior (Algaba, 2000; Ripoll, 1999; Callejo, 1958). Descubierta en 1951 durante los trabajos de explotación de una cantera (Figs. 1 y 2), la cavidad ha sufrido una historia por lo menos difícil. Expoliada en el momento de su descubrimiento de aquellos restos arqueológicos presentes en la sala que los trabajos de cantería pusieron al descubierto, se recogieron diversos esqueletos y restos cerámicos sin poder proceder a su excavación. Durante varios años, la cueva fue frecuentada por todo tipo de personas, curiosos, expoliadores..., y en ella se realizaron todo tipo de actividades, siendo algunas muy agresivas (Callejo, 1958; Callejo Carbajo, 1998).

No es hasta 1956 que Callejo realiza una minuciosa exploración de la cavidad, momento en el que empiezan los trabajos científicos con el estudio de los materiales cerámicos y paleontológicos. Hernández-

Figura 1. Entrada actual de la cueva de Maltravieso.

*Actual entry to the Maltravieso Cave.*

Pacheco realizará un estudio geológico de la cavidad en el que describe las principales características del karst así como la presencia de brechas osíferas y masas arcillosas en relación directa con el exterior a través de conductos o sumideros (Callejo, 1958). Crusafont realizó el estudio paleontológico del material recogido por los obreros y procedente de una brecha rota por una voladura de la cantera. Aparte de estos restos, no se identificaron otras brechas *in situ*. Crusafont determinó la presencia de *Ursus arctos*, *Canis lupus*, *Crocuta spelaea y Cervus elaphus* (Callejo, 1958). A pesar de la antigüedad de estas especies, su importancia pasó desapercibida y, de hecho, se relacionaron con algún momento del Paleolítico Superior en consonancia con las pinturas.

En el año 2002, y tras llegar a un acuerdo con la Consejería de Cultura de la Junta de Extremadura, el proyecto "Los Primeros Pobladores de Extremadura" decide intervenir en la cavidad con el objetivo de seguir la pista a esas "brechas osíferas" y a esos "paquetes arcillosos" que fueron estudiados por Hernández-Pacheco y Crusafont puso en evidencia.

**Intervención arqueológica**

El *calerizo* de Cáceres, formado por calizas devónicas, es una gran zona de karst ocupada por la ciudad, en cuya superficie se desarrolla un lapiaz cubierto en parte por una *terra rossa* y a menudo por un suelo vegetal. En esta zona existen cavidades que en forma de dolinas o cuevas han sido aprovechadas por los homínidos, por los animales como cubil y en ocasiones han actuado de sumidero en el que las aguas de lluvia arrastran y acumulan cadáveres de animales muertos en el exterior. Las cuevas del Conejar, de Santa Ana y de Maltravieso son ejemplos de una ocupación antigua del *calerizo* de Cáceres. En la cueva de Santa Ana, la plancha estalagmítica que cierra el paquete sedimentario se formó hace 0,13 Ma. En los niveles inferiores, la industria lítica indica la presencia del Modo 2 (Achelense), seguramente en un momento más antiguo (Canals, 2001). Estos datos sumados a los restos de fauna ya conocidos de Maltravieso, abrían nuevas perspectivas para ampliar la actuación en el *calerizo* y obtener información de nuevas ocupaciones humanas o nuevos datos paleoecológicos que permitieran ampliar el contexto de las ocupaciones ya conocidas.

Antes de proceder a una intervención en el interior de la cavidad, y no disponiendo de datos sobre las condiciones de humedad y temperatura, se inició un programa de monitorización para controlar el impacto que

nuestra presencia pudiera provocar (estudio en curso, bajo la dirección del Dr. Marcos García). Los datos obtenidos hasta el presente indican un impacto casi nulo de los trabajos arqueológicos y una recuperación rápida en los casos en los que se utilizaron focos "calientes" para obtener documentación gráfica.

En la intervención arqueológica efectuada durante las campañas del 2002 y 2003, se plantearon tres objetivos: 1) limpiar de escombros la cavidad; 2) hacer un sondeo estratigráfico; 3) prospectar el karst. En la campaña del 2002 se llevó a cabo, casi exclusivamente, la limpieza interior de la cavidad para eliminar los escombros abandonados por los constructores del camino que recorre toda la cavidad y permitir un acceso fácil a todas las salas y rincones. En la entrada actual se practicó un sondeo sin resultados, así como en la Sala de las Chimeneas. La evacuación de los escombros puso al descubierto un nuevo espacio, la "Sala de los Huesos", en la que no se ha identificado ninguna pintura parietal, pero sí un importante nivel paleontológico. En la campaña del 2003 se ha continuado la limpieza de la cavidad y se ha empezado la excavación arqueológica en la Sala de los Huesos.

Figura 2. Plano de la cueva de Maltravieso según Callejo (Callejo, 1959). En la planta se representa el borde de la cantera en el año 1951, momento del descubrimiento de la cavidad, y en el año 1956, el borde actual.

*Map of the Maltravieso Cave after Callejo (1959). On the map are indicated the limits of the quarry of the year 1951, when the cave was discovered, and of the year 1956, which are identical to the actual limits.*

**Descripción del material**

En el estado actual de la investigación en la cueva de Maltravieso, poco podemos decir acerca del material recuperado. El conjunto que se presenta en este primer estudio procede exclusivamente de los sedimentos removidos que dejaron los constructores del camino interior, no pudiendo diferenciar posibles niveles estratigráficos. Las siguientes secciones pretenden dar los datos básicos de las piezas recuperadas y una discusión corta sobre su taxonomía.

Las medidas utilizadas y sus abreviaturas son: DAP=diámetro antero-posterior, DT=diámetro transversal, H =altura, L =longitud. Indicaciones como p, d, a, m, o/occ, b/bas en p.ej. DAPp indican proximal o posterior, distal, anterior, mínimo oclusal y basal. En los dientes de *Equus* las medidas indicadas son tomadas en el superficie oclusal, a mitad de la corona y a dos centímetros de la base.

*Ursus* cf. *arctos/spelaeus*

Una primera falange (Lám 1:10) tiene la morfología típica de los Carnivora y es aplanada dorso-plantarmente, con una articulación proximal cóncava, sin surco vertical. El ejemplar es grande como en *Ursus* o *Panthera leo* (DAPp = 14,6; DTp = 18,6; L = 40,0; DAPd = 10,5; DTd = 13,7/16,7). Es más corto y robusto que en el león. Comparación hecha con las medidas de García (2001) demuestran que es más robusto que en *Ursus deningeri*, pero comparable a *Ursus spelaeus* y *Ursus arctos*.

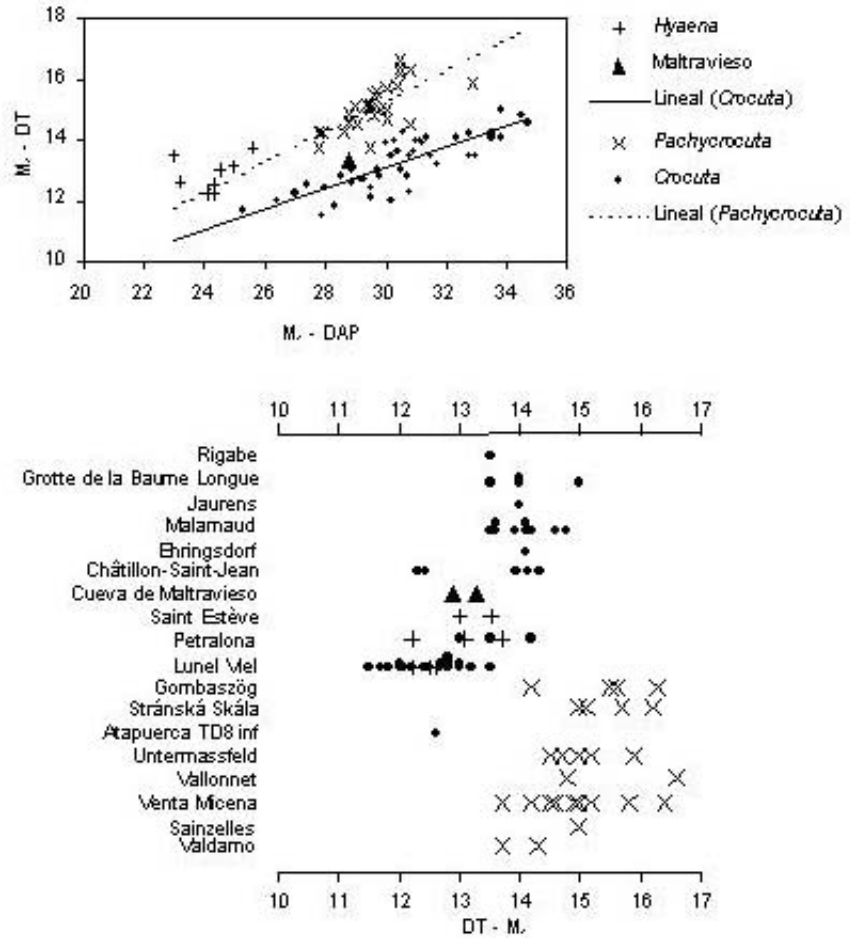



Figura 3. Diagrama bivariante (DAP = longitud, DT = anchura) de la carnicera inferior en las tres especies de hiénidos del Pleistoceno europeo y variación del la anchura de la carnicera en el tiempo. Los yacimientos son ordenados aproximadamente en orden estratigráfico. Datos de Bonifay (1971), Cardoso (1993), García (2001) y Turner (2001).

*Bivariate plot (DAP = length, DT = width) of the lower carnassial in the three hyaenid species of the European Pleistocene and variation of the width of the carnassial in time. The localities are placed in approximate stratigraphic order. Data from Bonifay (1971), Cardoso (1993), García (2001) and Turner (2001).*

*Crocuta crocuta*

Un $M_1$ izquierdo (DAP 28,8; DTa = 13,3; DTp = 11,7; DAP trigónido = 25,8) (Lám 1: 3) y un $M_1$ derecho, con el talónido roto (DTa = 12,7; DTp = 12,9; DAP trigónido = 26,8) (Lám 1: 7) tienen un talónido muy pequeño, como es típico en los hiénidos, y el metacónido totalmente reducido, como es el caso en *Crocuta* y frecuentemente en *Pachycrocuta*, mientras que *Hyaena* (y *Pliocrocuta*) lo tienen bien desarrollado. Las carniceras son más grandes que las de *Hyaena*, y relativamente anchas para *Crocuta*, pero no tanto como en *Pachycrocuta* (Fig. 3). Otras piezas atribuibles a esta taxón son un $P_4$ izquierdo (DAP = 23,8; DTa >13,8; DTp = 14,2) (Lám 1: 8), y un protocono de un $P^4$ derecho. Si bien el tamaño de *Crocuta* parece aumentar ligeramente con el paso del tiempo, las carniceras de Maltravieso no son muy grandes (Fig. 3).

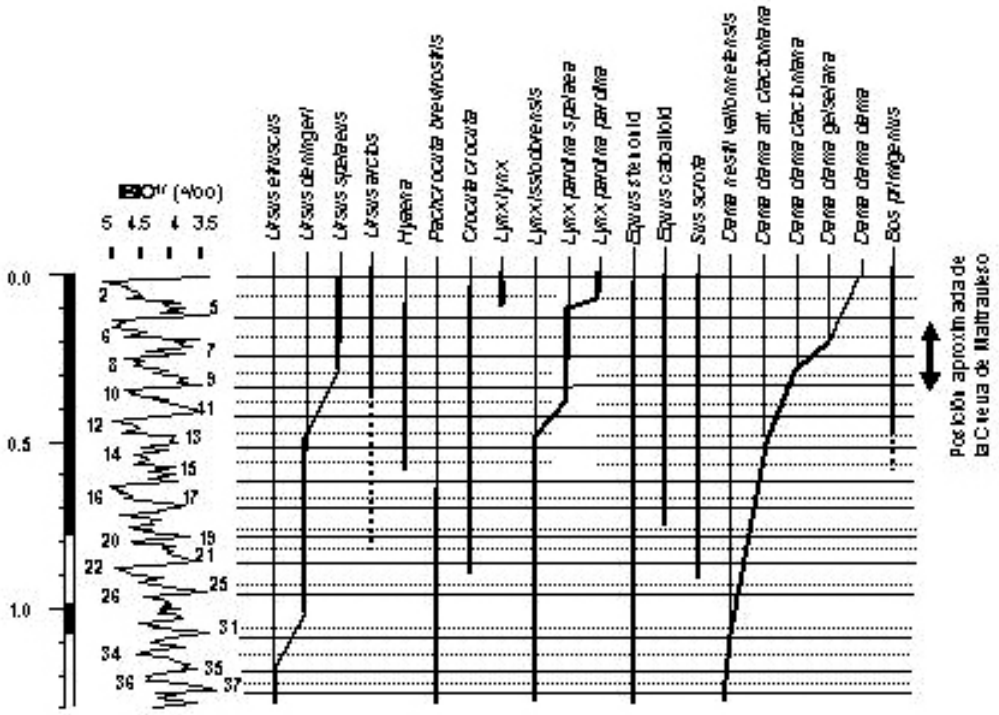



Figura 4. Distribución temporal de las especies mencionados en el texto (basado en van der Made, 1999, 2001 y en prep.).

*Temporal distribution of the species mentioned in the text (based on van der Made, 1999, 2001, and in prep.).*

*Lynx pardina*

Una tibia distal izquierda (DAPd = 12,9; DTd = 21,1), otra tibia distal izquierda (DAPd = 13,9; DTd = 23,7) y un $C^x$ izquierdo (DAP = 7,6; DT = 5,7) (Lám 1: 5). Lo que queda de la tibia mejor conservada sugiere que ha sido más larga que en el lince actual, pero los diámetros antero-posterior y transversal son iguales a los de un individuo juvenil actual con el que la ha sido comparado. La forma fósil *Lynx pardina spelaea* es más grande que la forma actual, pero de momento no es posible establecer si los restos de Maltravieso pertenecen a la subespecie fósil o a la actual.

*Equus* cf. *hydruntinus*

Un $M_{1/2}$ derecho (H>>60,4; DAP = 23,1/21,7/--; DTa = 11,8/12,9/--; DTp = 10,3/10,6/--; buckle 12,0; fossid 1 = 6,2; fossid 2 = 10,0) (Lám 1: 2) y un $M^{1/2}$ (H>>24,0; DAP = 23,9/--/23,9; DT = 27,3/--/27,3; protocono = 14,1/--/14,1) (Lám 1: 1) son pequeños. El molar inferior tiene el linguafléxido en forma de V. El protocono es relativamente grande. La fórmula de los pliegues del molar superior es: 0-1-1-0/0. La forma del linguafléxido y el tamaño pequeño sugieren se trata de un équido del grupo estenoniano, como *Equus hydruntinus*.

*Equus cf. caballus*

Un fragmento de $M^{1/2}$ derecho sin desgaste. Es algo más grande que el ejemplar descrito anteriormente (DAPo > 30,8). Una segunda falange izquierda (Lám 1:13) también indica una forma de mayor tamaño (L = 47,4; Ldors = 37,2; DAPp = 32,6; DAPm = $\pm$ 22,8; DTm = 47,2; DTpf = 46,5; DTd $\geq$ 50,6). Durante el Pleistoceno Medio, los *Equus* caballinos serán los équidos dominantes, más grandes que los estenonianos. Existen varias formas reconocidas por distintos autores como especies o subespecies. Existe una tendencia general a disminuir el tamaño. Este material no es muy grande.

*Sus scrofa*

Un fragmento de $M_3$ izquierdo (Lám 1: 6) tiene morfología bunodonta, como en los suidos, y preserva lo que parece ser el segundo y parte del tercer lóbulo. Con los valores DTp = 16,1 y DTpp = 13,6 es un diente pequeño. *Sus strozzii* del Plioceno Final y Pleistoceno Inicial es un suido grande y el tamaño de *Sus scrofa* oscila desde su entrada en Europa hace unos 900 ka. El diente de Maltravieso pertenece a una forma pequeña de esta última especie.

*Dama dama cf. clactoniana*

Un $M_3$ izquierdo (Lám 1: 4) con poco desgaste. Es de talla intermedia como en *Cervus elaphus* y *Dama* (DAPo = 32,6; DAPb = 30,5; DTa = 13,6; DTp = 12,9; DTpp = 7,1). La cara lingual muestra un escalón pequeño en la transición del segundo al tercer lóbulo, como es típico de *Dama*, mientras que *Cervus* tiene la cara lingual más plana. Una mandíbula derecha (Lám 1:12) tiene el $P_3$ (DAPo = 12,8; DAPb = 12,0; DTa = 7,0; DTp = 7,6) y restos del $M_2$ (DTp = 12,1) y $M_3$ (DTa = 12,0). Estos dientes tienen más desgaste y están más rotos que el $M_3$, pero no contradicen su atribución a *Dama*.

*Bos primigenius*

Un molar inferior derecho con estructura selenodonta, corona alta, y estilido interlobular bucal como en los Bovinae. Las medidas son compatibles con *Bos* y *Bison* (DAPocc/DAPbas = 30,5/28,5; DTa = 16,6; DTp = 17,9). Un fragmento de núcleo óseo de cuerno conserva el borde inferior de la parte rugosa, permitiendo identificarlo con un fragmento basal (sección basal: DAP = 131,1; DT = 97,6). Demuestra una ligera curvatura hacia arriba. Es claramente aplanado dorso-ventralmente. La rugosidad es moderada. Estos últimos caracteres son típicos de *Bos primigenius.*

**Discusión**

Los fósiles proceden de distintas partes de la cueva de Maltravieso y no es seguro que sea una asociación homogénea, pero tampoco hay indicaciones en la composición taxonómica, el nivel evolutivo de las distintas especies o la fosilización que sugieran una mezcla. De momento se considera la colección de fósiles como homogénea.

La Fig. 4 se basa en van der Made (1999, 2001 y en prep.) y ayuda seguir la discusión sobre la bioestratigrafía. *Bos primigenius* y *Equus* de tipo caballino aparecen hace unos 700-500 ka. La evolución de *Ursus deningeri* a *U. spelaeus* es gradual, y se refleja en que el momento de la transición de una especie a la otra no está bien definida. En general, a partir de unos 300 ka, se suele asignar a los osos de este grupo como *U. spelaeus*. No es muy claro el momento exacto en que aparece *Ursus arctos*. La presencia de *U. spelaeus* o *U. arctos* sugiere entonces una edad inferior a los 350 ka. El tamaño de *Crocuta* aumenta con el paso del tiempo y el tamaño de las dos carniceras de la cueva de Maltravieso encaja con la última parte del Pleistoceno Medio (Fig. 4). El paso de *Lynx issiodorensis* a *L. pardina* ocurrió hace unos 350-500 ka y la presencia de la última especie en Maltravieso sugiere una edad inferior a estas fechas. Todo esto lleva a considerar que el conjunto de fósiles tiene una edad de unos 350 ka, inferior, o bien asimilable a OIS10 o más reciente.

*Sus scrofa* tiene unas variaciones marcadas del tamaño en el tiempo. *Sus scrofa* es grande en el "Cromeriense" y Eemiense, mientras que entre estos periodos y con posterioridad se hace más pequeño. El tamaño del diente de la cueva de Maltravieso sugiere un *Sus scrofa* pequeño, excluyendo entonces el Eemiense (OIS5). El género *Dama* ha estado presente en Europa occidental desde el Plioceno Final y probablemente está representado por una sola línea evolutiva, caracterizada por cambios en la morfología de las astas y por un aumento en la talla hasta OIS10, seguido por una reducción de talla gradual (van der Made, 1999 y 2001). El $M_3$ de Maltravieso está en el rango, tirando a grande, de *D. d. clactoniana* (OIS 9) y de *D. d. geiselana* (OIS 7), pero es perfectamente comparable con *Dama* de Atapuerca TG y TD10 (posiblemente OIS 10).

El conjunto de los fósiles sugiere una edad entre unos 120 y 350 ka (correspondiendo a OIS 6-10).

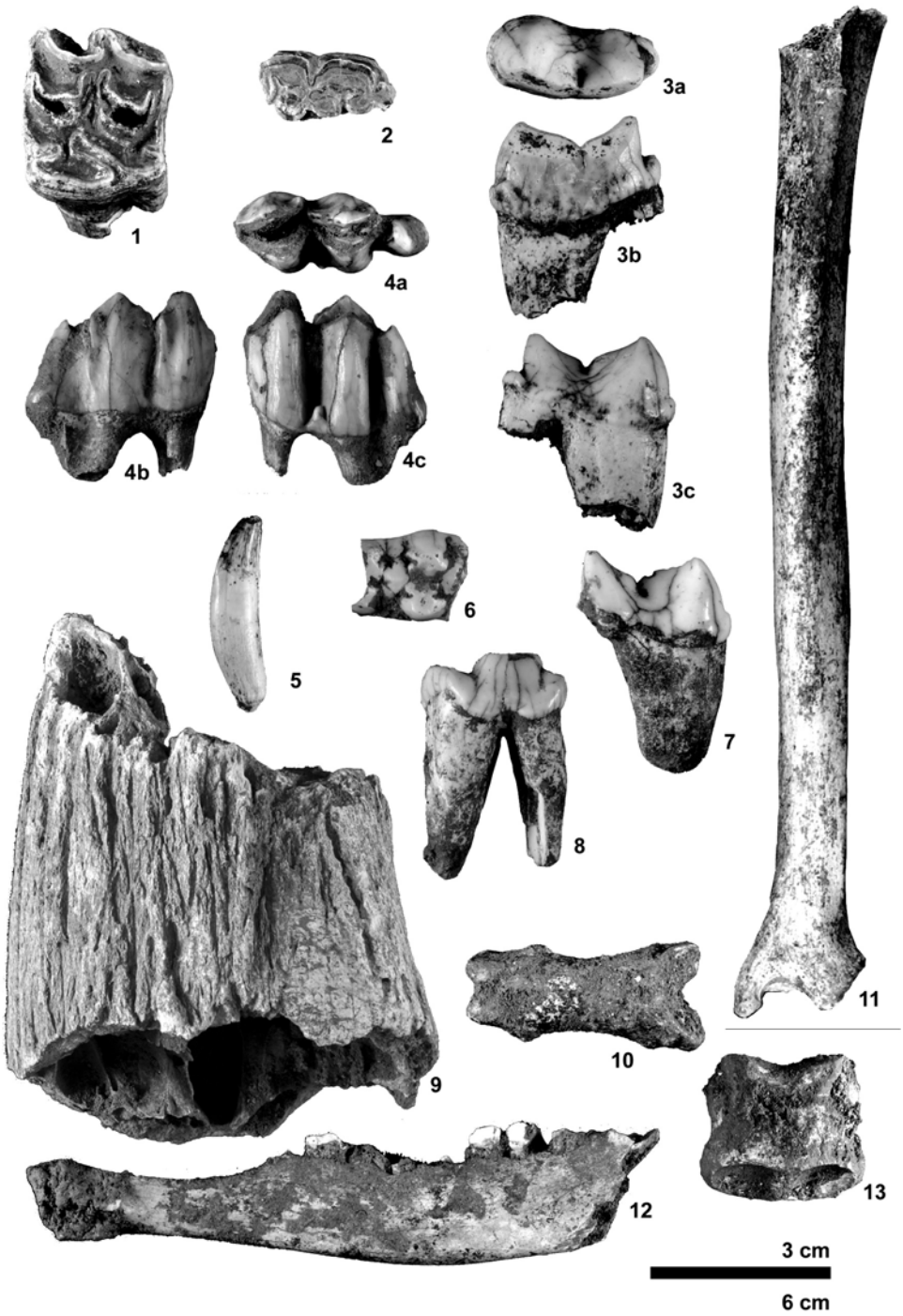



Lámina 1. 1) $M^{1/2}$ sin. de *Equus* cf. *hydruntinus*; cara oclusal. 2) $M_{1/2}$ dext. de *Equus* cf. *hydruntinus*; cara oclusal. 3) $M_1$ sin. de *Crocuta crocuta*; a-b caras oclusal, bucal y lingual. 4) $M_3$ sin. de *Dama dama* cf. *clactoniana*; a-c caras oclusal, lingual y bucal. 5) $C^x$ sin. de *Lynx pardina*; cara lingual. 6) $M_3$ dext. de *Sus scrofa*; cara oclusal. 7) $M_1$ sin. de *Crocuta crocuta*; cara bucal. 8) $P_4$ sin. de *Crocuta crocuta*; cara lingual. 9) Núcleo óseo de *Bos primigenius*; cara dorsal. 10) Primera falange de *Ursus*; cara dorsal. 11) Tibia sin. de *Lynx pardina*; cara anterior. 12) Mandibula dext. de *Dama dama* cf. *clactoniana*; cara lingual. 13) Segunda falange sin. de *Equus* cf. *caballus*; cara dorsal. La barra indica 3 cm para las figuras 1 a 8, 10 y 11, y 6 cm para las figuras 9, 12 y 13.

*Plate 1. 1)* $M^{1/2}$ left of *Equus* cf. *hydruntinus*; occlusal face. *2)* $M_{1/2}$ right of *Equus* cf. *hydruntinus*; occlusal face. *3)* $M_1$ left of *Crocuta crocuta*; a-b occlusal, buccal and lingual faces. *4)* $M_3$ left of *Dama dama* cf. *clactoniana*; a-c occlusal, buccal and lingual faces. *5)* $C^x$ left of *Lynx pardina*; lingual face. *6)* $M_3$ right of *Sus scrofa*; occlusal face. *7)* $M_1$ left of *Crocuta crocuta*; buccal face. *8)* $P_4$ left of *Crocuta crocuta*; lingual face. *9)* Osseous core of *Bos primigenius*; dorsal face. *10)* First phalanx of *Ursus*; dorsal face. *11)* Tibia left of *Lynx pardina*; frontal face. *12)* Jaw right of *Dama dama* cf. *clactoniana*; lingual face. *13)* Second phalanx left of *Equus* cf. *caballus*; dorsal face. *The black bar represents 3 cm for figures 1 to 8, 10 and 11, and 6 cm for figures 9, 12 and 13.*

**Agradecimientos**

Las excavaciones en la cueva de Maltravieso están financiadas por la Consejería de Cultura de la Junta de Extremadura y llevadas a cabo por los miembros del equipo de "Los Primeros Pobladores de Extremadura". Nuestro agradecimiento al ayuntamiento de Malpartida de Cáceres por el apoyo al proyecto "Los Primeros Pobladores de Extremadura". J. van der Made ha recibido ayuda de los proyectos BXX2000-1258-CO3-01 y PB98-0513 (DGICYT). J. Rodríguez nos ha ayudado con la fotografía. Nuestro agradecimiento a los miembros del módulo de Zooarqueología del Área de Prehistoria de la Universitat Rovira i Virgili que participaron en el estudio de la fauna de Maltravieso.

**Referencias**

Algaba Suárez, M., Collado Giraldo, H. y Fernández Valdés, J. M. (2000). Cavidades en Extremadura (España). *BAR Internacional Series*, 826.

Almagro Basch, M. (1960). La cueva de Maltravieso. Distintos puntos de investigación a lo largo de cuarenta años. *Revista de Extremadura*, 25, 131-151.

Bonifay, M.F., (1971). Carnivores Quaternaires du sud-est de la France. *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*, ns, C, 21(2).

Callejo Serrano, C. (1958). *La cueva prehistórica de Maltravieso, junto a Cáceres*. Publicaciones de la Biblioteca Pública de la Ciudad. Cáceres.

Callejo Carbajo, A. (1998). La cueva de Maltravieso. Cuarenta años de investigación. *Revista de Extremadura*, 25, 131-151.

Canals A., Sauceda I. y Carbonell, E. (*in litt.*). Los primeros pobladores de Extremadura y el paleolítico en el área del Salor, II Jornadas Arqueología en Extremadura, Mérida.

Cardoso, J. L. (1993). La hyène des "Oubliettes" de Gargas, *Crocuta crocuta spelaea* (Mammalia, Carnivora). *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle*, 4$^{e}$ série, 15, section C, 1-4, 79-104.

García García, N. (2001). *Los Carnívoros de los yacimientos Pleistocenos de la Sierra de Atapuerca*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Complutense de Madrid.

Made, J. van der, (1999). Ungulates from Atapuerca-TD6. *Journal of Human Evolution*, 37, 389-413.

Made, J. van der, (2001). Les ongulés d'Atapuerca. Stratigraphie et biogéographie. *L'Anthropologie*, 105, 95-113.

Made, J. van der (*en prep*.). Les grands mammifères du Pléistocène inférieur et moyen d'Europe occidentale. En: D. Hadjouis y F. Serre, eds. *Les faunes de vertébrés du Plio-Pléistocène et du Pléistocène (Systématique, Paléoenvironnement, Biostratigraphie, Paléobiogéographie).*

Ripoll López, S., Ripoll Perelló E. y Collado Giraldo, H. (1999). *Maltravieso. El santuario extremeño de las manos*. Memoria, 1. Junta de Extremadura, Mérida.

Romero Cabot, R. (1997). Arte rupestre y conservación. *Extremadura Arqueológica*, VII, 23-32.

Turner, A. (2001). Remains of *Pachycrocuta brevirostris* (Carnivora, Hyaenidae) from the Lower Pleistocene site of Untermassfeld. En: R.D. Kahlke, ed. *Das Pleistozän von Untermassfeld bei Meiningen (Thüringen)*. Teil 2. Verlag Rudolf Habelt GMBH. Bonn.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# FAUNA FÓSIL DEL CUATERNARIO DE ASTURIAS (ESTADO DE LA CUESTIÓN)

**Fossil fauna from the Quaternary of Asturias (state of the knowledge)**

(1) M. Arbizu, (1) D. Álvarez-Laó y (2) G. Adán

(1) Área de Paleontología. Departamento de Geología. C/ Jesús Arias de Velasco s/n. 33005 Oviedo (Asturias). Universidad de Oviedo. marbizu@geol.uniovi.es

(2) Doctora en Prehistoria. Universidad de Salamanca. C/ Padre Suárez 23-1º. 33009 Oviedo (Asturias). geadan@telepolis.com

**Resumen**

En este trabajo se muestran las etapas y el desarrollo histórico de los estudios realizados sobre la Paleontología del Cuaternario de Asturias. Se indican las principales figuras impulsoras de estos estudios en cada una de las fases y se destaca que desde los inicios de este tipo de investigaciones, a finales del siglo XIX, hasta la actualidad, ha habido dos grandes paréntesis en los estudios paleontológicos; el primero de ellos va de 1930 a 1950 y el segundo, más largo, se inicia en el año 1965 y alcanza hasta finales del siglo XX. Finalmente se muestra el estado actual de los estudios sobre la Paleontología del Cuaternario en Asturias y su relación con otros equipos de la región que estudian disciplinas

**Palabras clave:** Paleontología; Cuaternario, Asturias; Historia.

**Abstract**

This work is centered on the different stages and historical development of the studies on the Quaternary Paleontology carried out in Asturias. The main instigaters of these studies in every one of the phases are mentioned and from the start of these investigations, at the end of the nineteenth century, until now the existence of two periods of paleontological research stand out; the first period is from 1930 up to 1950 and the second one begins in 1965 up to the end of the twentieth century. Finally, the current state of knowledge about the Quaternary Paleontology in Asturias and its connection with other regional groups involved in related disciplines are stated.

**Key words:** Paleontology; Quaternary; Asturias; History.

## Antecedentes

El número de yacimientos paleontológicos que se conocen hasta la actualidad en el Cuaternario asturiano ronda los 200, y el número de especies diferentes supera las 168. De todas estas especies 81, corresponden a vertebrados (50 mamíferos, 16 aves, 4 reptiles, 4 anfibios y 7 peces) y 52 a invertebrados (13 bivalvos, 28 gasterópodos, 1 escafópodo, 2 tipos de briozoos, 2 cirrípedos, 2 decápodos y 4 de equinodermos). A este conjunto hay que sumar los microfósiles de invertebrados, que suponen un mínimo de 35 especies diferentes, de los que 22 corresponden a foraminíferos, 10 a ostrácodos, 2 a espículas de esponjas y 1 es un esclerito de holoturoideo.

El yacimiento que ha librado un mayor número de especies de macrofósiles en Asturias es el de el Cueto de la Mina, mientras que el de La Dejesa (=La Silluca) es el que presenta la mayor cantidad de microfósiles. En Cueto de la Mina se han citado un total de 45 especies diferentes que corresponden a 20 mamíferos, 1 ave, 14 gasterópodos, 1 escafópodo, 8 bivalvos, 1 equinodermo y restos no clasificables de decápodos y de los grupos anteriores. En cuanto a microfósiles, el yacimiento más rico el del elefante de La Dejesa (Buelna), todavía inédito que, con una variada fauna de ostrácodos, foraminíferos y espongiarios, supera las 35 especies diferentes.

El año 1958, el profesor Eduardo de Fraga publicó el "Catálogo bibliográfico de la fauna cuaternaria asturiana". En dicho trabajo se realizaba una recopilación de lo que hasta entonces se conocía de los hallazgos de fauna cuaternaria en Asturias. Además se incluían todos los yacimientos y las obras en las que se hace referencia a los fósiles encontrados. El autor hacía también un análisis histórico, desde finales del siglo XIX hasta la fecha de esa publicación, de la importancia de los estudios sobre la fauna cuaternaria, realizando una comparación con lo conocido en el resto de España, y de una forma particular con la cornisa Cantábrica.

El profesor Fraga distingue varias fases en el desarrollo de los estudios sobre la fauna cuaternaria asturiana. La primera época comprende los últimos años del XIX hasta el año 1912; durante esta época la fauna fósil es muy poco apreciada en los estudios ligados a la investigación de yacimientos en cuevas y refugios cuaternarios. De esta manera destaca que en el trabajo de Harlé de 1912 sólo cita en Asturias la presencia de dos especies de mamíferos: el león de las cavernas y el rinoceronte de nariz tabicada.

A partir de esa fecha comienza una segunda etapa con la publicación ese mismo año, por parte de H. Alcalde del Río, H. Breuil y L. Sierra, del trabajo "Les cavernes de la région cantabrique (Espagne)". Se describen varias cuevas asturianas e incluyen algunos datos sobre la fauna encontrada en esa época. El momento, como indica Fraga, coincide con el interés despertado en España por los estudios prehistóricos, suscitados en gran medida por el llegada a España del profesor Obermaier, y la publicación en español en 1916 de su gran obra "El hombre fósil". En esta época destaca en Asturias la figura del conde de la Vega del Sella, quien sólo o en colaboración con prestigiosos investigadores, como el propio Obermaier, descubrió la gran importancia del Paleolítico en Asturias y la necesidad de su estudio. De acuerdo con Fraga, a esta misma época corresponden los conocidos estudios sobre las cuevas de La Paloma y de Candamo realizados por E. Hernández-Pacheco, entre 1918 y 1923, además de una guía de la Cueva de Candamo de 1953; otros trabajos de esta época, de menor interés paleontológico, son los de la cueva de El Bufón, realizado en 1923 por J.F. Menéndez, y el publicado en 1928 por parte de J.F. Carballo sobre "El esqueleto humano de Colombres".

En su obra de 1958, el profesor Fraga destaca que casi todas las citas de fauna adolecen en muchas ocasiones de falta de precisión, ya que salvo el Dr. E. Hernández-Pacheco casi ninguno de los investigadores era paleontólogo, y la mayor parte de los estudios eran de tipo arqueológico.

Desde 1930 a 1950 ocurre un alto en Asturias en lo referente a este tipo de estudios. A partir de 1950 comienza otra etapa de estudios sobre el Cuaternario en Asturias. En esta tercera etapa destaca el hecho de que se aborden los estudios de los distintos yacimientos de una manera interdisciplinar tanto sobre Paleontología y Geología del Cuaternario como sobre Arqueología; estos trabajos son resultado del trabajo de un amplio equipo en el que colaboran el Museo Arqueológico de Asturias, el Instituto de Estudios Asturianos y el Instituto de Geología Aplicada de la Universidad de Oviedo. En lo que respecta a la Geología y Paleontología, en las revistas "Speleon" y "Breviora Geologica Asturica", dependientes del Instituto de Geología Aplicada de la Universidad de Oviedo, se realizan en esa época numerosas publicaciones sobre distintos aspectos del Cuaternario. En esta etapa destacan dos figuras como impulsoras de estos estudios: D. Francisco Jordá Cerdá y D. Noel Llopis Lladó. El primero de ellos catedrático de Prehistoria, Director del Servicio de Investigaciones Arqueológicas (SIA) y del Museo Arqueológico de Oviedo; Llopis Lladó, catedrático de Geología, Director del Instituto de Geología Aplicada (IGA) y promotor de la Facultad de Geología de Oviedo, por él fundada en el curso 1957-58. Gracias a ambos investigadores y al equipo que organizaron, tal como indica Adán (2.001): *"Los estudios geológicos también tuvieron un peso específico, por lo que Jordá colaboró multidisciplinarmente con diversos profesores de la Facultad de Geología (Julivert, Fraga Torrejón, Llopis Lladó, etc)"*, ésta fue una época de gran auge y desarrollo de la Geología del Cuaternario, y de una manera particular del estudio del karst, así como de la Prehistoria y Paleontología de Asturias; esta tercera etapa duró de 1950 a 1965.

Si desde entonces y hasta la actualidad los estudios sobre Prehistoria se han venido realizando de una manera continua, creciendo progresivamente su número hasta el presente, no ocurrió lo mismo en cuanto a la investigación sobre Geología y Paleontología del Cuaternario, donde los trabajos publicados sobre estos últimos temas fueron muy esporádicos a partir de 1965. Esta otra etapa caracterizada por la ausencia de estudios sobre Paleontología y Geología del Cuaternario es comparable a la acaecida entre los años 1930 a 1950, pero su duración es más larga; su causa fue debida, sin lugar a dudas, a la marcha a Madrid para ocupar la cátedra de Estratigrafía del profesor Llopis Lladó, quien, a pesar de la distancia, intentó seguir propiciando los estudios sobre el Cuaternario hasta su trágica desaparición en 1968. La mayoría de los escasos estudios que se realizaron a partir de 1965 sobre el Cuaternario de la región, y por investigadores asturianos, se ocupan de aspectos geomorfológicos, sedimentológicos o de carácter aplicado. Sobre Paleontología, y hasta cerca del año 2000, sólo se conocen las citas de los fósiles reconocidos en las excavaciones arqueológicas realizadas por paleontólogos foráneos, principalmente del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid y de la Sociedad de Ciencias Aranzadi de San Sebastián; en esta época se realizó también el trabajo de licenciatura de de Silvia Lorenzana, que en 1983 realizó el estudio de "La fauna cuaternaria del yacimiento del Peñón de Malverde

(Llera, Grado)" como parte de su Tesis de Licenciatura. En este estudio, teniendo en cuenta la falta en Asturias de especialistas en fauna cuaternaria, el profesor Truyols puso en contacto a la tesinanda con D. Luis M. Pérez Sánchez y D. Enrique Soto, del Museo Nacional de Ciencias Naturales, sin cuya inestimable ayuda no hubiera sido posible realizar el reconocimiento preciso de las especies estudiadas y la interpretación adecuada de los datos suministrados por esa fauna.

Por último y desde finales del siglo XX, se inaugura una nueva etapa, la cuarta, en la que se vuelve a realizar investigación sobre la Paleontología del Cuaternario de Asturias; este trabajo se realiza por un equipo del Departamento de Geología de Oviedo, en colaboración, principalmente, con arqueólogos, antropólogos, geólogos, físicos y biólogos de Asturias o de otros centros de investigación de fuera de nuestra región. El inicio de esta etapa hay que buscarlo en el interés que han despertado en todos los países los últimos descubrimientos paleontológicos y, de una manera particular, los paleoantropológicos que se han realizado durante las últimas dos décadas en África, Asia y Europa, especialmente los de la sierra de Atapuerca en España, donde los datos paleontológicos tanto han aportado al conocimiento de los diferentes yacimientos de esa sierra burgalesa. Esto hizo que la sociedad, y en nuestro caso particular la asturiana, mostrara su interés y demandara de una manera insistente información sobre la fauna fósil que acompaña a los yacimientos arqueológicos, lo que conlleva la necesidad de esos estudios paleontológicos. Por estos motivos, cuando se realizó la programación de asignaturas para la licenciatura en Geología de la Universidad de Oviedo, se propuso por parte del Área de Paleontología una asignatura que cubriera esta laguna, "Paleontología del Cuaternario", que ya lleva exponiéndose, con un número de estudiantes constantemente en aumento, durante estos últimos cinco años.

En esta etapa se ha colaborado en diferentes líneas con distintas instituciones: charlas y conferencias en centros, como el Museo Arqueológico de Asturias; excavaciones arqueológicas, como las de la Cueva del Conde (Tuñón), o bien en excavaciones exclusivamente paleontológicas, como las de La Parte (Siero).

El comienzo de esta última etapa hay que situarlo en el curso académico 1997-98. En estas fechas se ultima el programa de la asignatura "Paleontología del Cuaternario", se toma contacto con arqueólogos, geólogos y otros investigadores interesados en el estudio del Cuaternario en Asturias, y se realizan por parte del Área de Paleontología, después de casi 40 años, los primeros estudios sobre fauna cuaternaria asturiana.

El primer trabajo de este tipo en el que participó el Área de Paleontología fue el intento de rescate y estudio del proboscídeo del yacimiento de Buelna. Además del interés que ofrecía el estudio del proboscídeo, destacaba la importancia del yacimiento en cuanto a su contenido micropaleontológico y las posibilidades de obtener una gran información a partir de un adecuado estudio tafonómico. Los trabajos sobre microfósiles, sin contar los micromamíferos, son muy pocos numerosos, siendo uno de los más completos el realizado por Bernárdez en 1997 sobre este yacimiento con *Elephas antiquus*, y que todavía no ha sido publicado. En este estudio, además del proboscídeo, se encuentran restos fósiles de un arvicólido indeterminado (un M3 incompleto), escamas, vértebras y fragmentos no clasificables de peces óseos, 4 equinodermos, 15 moluscos (6 bivalvos y 9 gasterópodos), 2 briozoos, diversos crustáceos (2 cirrípedos, y numerosos restos de decápodos indeterminados). Entre los microfósiles, 12 especies diferentes de ostrácodos, estudiados por el Dr. Sánchez de Posada, paleontólogo del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo; el estudio de 1.215 ejemplares de foraminíferos permitió reconocer 22 especies distintas, 11 de ellas corresponden a globigerínidos, estudiados por el Dr. Usera del Departamento de Paleontología de la Universidad de Valencia, y diversas espículas (monoaxonas y tetraxonas, entre ellas algunas de *Listhida*) de demosponjas. El estudio tafonómico del yacimiento le permiten suponer a Bernárdez que dicha orictocenosis no representaba una biocenosis, hipótesis sostenida sin fundamento por la Consejería de Cultura, y que las condiciones de depósito indican un medio claramente marino, posiblemente no muy profundo, y con una temperatura de las aguas por encima de los 15ºC de media anual. Una de las observaciones que hace el Dr. Usera, es que se hecha en falta la presencia de *Globorrotalia truncatulinoides*, especie muy frecuente en el Cuaternario y exclusiva de él. La explicación que aporta Usera es que, posiblemente, los materiales son muy próximos a la costa y por eso no aparecen caparazones de esta especie que es de aguas algo más profundas.

En lo que se refería al estudio del proboscídeo, el trabajo fue obra del a Dra. Ana Mazo, del Museo Nacional de Ciencias Naturales, y la primera cita de la presencia de *Elephas antiquus* en este yacimiento fue publicada en 1998 por esta autora en la revista "Estudio Geológicos".

En estas fechas aparece el trabajo de doctorado realizado por uno de nosotros (Gema Adán), que recoge la fauna encontrada en distintas excavaciones arqueológicas realizadas en Asturias hasta 1997, fecha en la que fue publicada dicha tesis por el Servicio de Publicaciones del Principado de Asturias. En dicho trabajo se lleva a cabo el estudio de 140 yacimientos arqueológicos del Paleolítico en los se han encontrado restos de fauna, principalmente huesos de mamíferos, y que, al menos en parte, fueron trabajados por el hombre prehistórico. El total de formas animales reconocidas por la autora es de más de 80 especies diferentes, de las

que 10 corresponden a mamíferos carnívoros, 4 a insectívoros, 8 a roedores, 11 a artiodáctilos, 6 a perisodáctilos, 5 reptiles, 5 anfibios, 15 aves, 4 peces, 4 bivalvos y 8 gasterópodos. Este trabajo viene a completar y pone al día el estudio bibliográfico realizado en su día por E. de Fraga, ya que recoge la mayoría de las citas paleontológicas obtenidas en las numerosas excavaciones arqueológicas, practicadas en Asturias, desde mediados los años 60 del siglo pasado. Aunque en la lista de fauna se exponen solamente los nombres vulgares de la mayoría de las especies reconocidas, y aunque es posible que exista algún error, se pueden añadir con seguridad varios taxones nuevos a las listas anteriores conocidas; entre los mamíferos son novedades respecto al trabajo de Fraga: lince, marta, cebra, ardilla, lirón y liebre, mientras que la lista más larga, la de los artiodáctilos, no aporta ninguna novedad. Entre los micromamíferos, con las citas de erizo, musaraña, topo, ardilla, lirón y liebre, se duplica el número de especies reconocidas por Fraga; este incremento es fruto de los hallazgos realizados en los trabajos arqueológicos en los, aproximadamente, últimos cuarenta años. Igualmente las aves, con 12 novedades, triplican a las citadas por Fraga. En el resto de vertebrados también se incrementa su número, citándose así entre los anfibios: rana, salamandra, sapo, tritón y otros batracios indeterminables, mientras que Fraga no cita ninguna forma perteneciente a este grupo. Entre los invertebrados son muy pocas las novedades respecto a lo aportado por Fraga y sólo se incluyen en la lista tres gasterópodos y un bivalvo que no hubiera citado Fraga en 1958.

También durante el curso 1997-98, gracias a una beca del Departamento de Geología para estudiantes de último curso, uno de nosotros (Álvarez-Laó) inicia el estudio y organización de los vertebrados existentes en el almacén de Paleontología de Oviedo. Este trabajo fue supervisado por los otros dos cofirmantes de esta nota, y constituyó el motivo de su Tesis de Licenciatura, titulada "Recuperación y estudio de la colección de vertebrados cuaternarios del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo", y que en el año 2002 fueron publicados parte de sus resultados en la "Revista Española de Paleontología". La colección estudiada se formó durante los años cincuenta del siglo XX, principalmente por iniciativa del profesor D. Noel Llopis Lladó. En esa época la colección tuvo un gran valor para obtener una aproximación al conocimiento, desde el punto de vista de la investigación y la docencia, de la fauna de macromamíferos cuaternarios de Asturias. Dicha colección se mantuvo almacenada y fuera de uso durante años por no haber sido entonces objeto de estudio de los paleontólogos de este centro. Por esa causa requería ser recuperada y estudiada en profundidad.

Para realizar el estudio se revisó todo el material de la colección, ahondando en los conocimientos actuales sobre las especies allí representadas, y se realizó una investigación minuciosa, buscando toda la información posible respecto a los yacimientos de donde procedían las piezas.

La colección resultó tener un gran interés por ser muy alto el número de especies allí representadas y por ser muy diversa su procedencia, que abarca una amplia área de la zona central y oriental de Asturias. En cuanto a las especies presentes se encuentran siete de carnívoros: oso de las cavernas (*Ursus spelaeus*), oso pardo (*Ursus arctos*), lobo (*Canis lupus*), zorro (*Vulpes vulpes*), hiena de las cavernas (*Crocuta crocuta*), gato montés (*Felis sylvestris*) y leopardo (*Panthera pardus*). Tres especies de perisodáctilos: caballo (*Equus caballus*), asno (*Equus* (*Asinus*) sp.) y rinoceronte "etrusco" (*Stephanorhinus etruscus*). Siete especies de artiodáctilos: jabalí (*Sus scrofa*), ciervo (*Cervus elaphus*), corzo (*Capreolus capreolus*), rebeco (*Rupicapra pyrenaica*), cabra montés (*Capra pyrenaica*), bisonte (*Bison priscus*) y uro (*Bos primigenius*). Una especie de proboscídeo, el elefante de "defensas rectas" (*Elephas antiquus*), y una de roedores, el topillo campestre (*Mycrotus arvalis*). Además de estas especies, también se encontraron varios huesos correspondientes a aves, que resultaron inclasificables, y algunos restos de edad terciaria.

Esta lista faunística no aportó ninguna novedad a la que ya ofreciera Fraga Torrejón en su día, pero vino a confirmar la presencia de estas especies en Asturias, lo que le confiere una gran importancia.

La realización de estos trabajos puramente paleontológicos se continuaron con el hallazgo de un yacimiento fosilífero en la localidad de La Parte (Siero); este descubrimiento se realiza en mayo de 2000, y avisados por el Dr. Elías Carrocera se realiza una visita y se destaca la importancia del hallazgo. El estudio de la fauna de este yacimiento fue realizado por Álvarez-Laó, constituyendo su Proyecto de Investigación con el que obtuvo en 2001 la suficiencia investigadora de doctorado. Dicho trabajo sirvió de base para una publicación aparecida en diciembre de 2002 "El yacimiento paleontológico cuaternario de La Parte (Siero, Asturias)".

Este yacimiento corresponde al relleno de una cavidad cárstica con, al menos, dos acumulaciones osíferas en distintos niveles. Las especies presentes en la acumulación principal, del nivel inferior son: marmota (*Marmota* sp.), hiena de las cavernas (*Crocuta crocuta spelaea*), león de las cavernas (*Panthera spelaea*), ciervo (*Cervus elaphus*), reno (*Rangifer tarandus*), megacero (*Megaloceros giganteus*), bisonte (*Bison priscus*), caballo (*Equus caballus*) y rinoceronte lanudo (*Coelodonta antiquitatis*). En la acumulación del nivel superior, además de caballo y de un gran bóvido indeterminado, se encuentra también castor (*Castor fiber*).

En cuanto a las condiciones ambientales del yacimiento, en lo que respecta al nivel inferior, la fauna presente parece indicar que correspondería a un clima frío. El biotopo parece identificarse muy bien con una estepa fría. El nivel superior correspondería a un periodo posterior más húmedo y templado.

El nivel inferior, en que se encuentra la acumulación osífera principal, se ha podido datar por el método del Uranio-Thorio, ya que en dicho nivel se encuentran varias zonas con concreciones carbonatadas, que llegan a englobar a los huesos e incluso a crecer en el interior de éstos. Los resultados obtenidos aportan una edad mínima de 150.000 años. Esto es coherente con la distribución cronoestratigráfica de las especies presentes, así como con las condiciones climáticas que parece indicar la asociación faunística, ya que correspondería al estadio isotópico 6, que es frío.

La génesis de dicha acumulación osífera parece corresponderse con una guarida de hienas. Esto se deduce a partir de varios hechos. En primer lugar, la casi totalidad de los restos presentes corresponden a herbívoros, y principalmente a sus extremidades, que son las piezas más fácilmente desarticulables y transportables a la cueva. En segundo lugar, un alto porcentaje de los huesos presentan marcas de roeduras y punciones producidas por la dentición de las hienas. En tercer lugar, a lo largo de todo el nivel se encontraron diversos puntos de acumulaciones de coprolitos atribuibles a hienas. Además de esto, también se halló un resto de dentición de *Crocuta crocuta*.

Finalmente indicar que este yacimiento es de gran importancia para el conocimiento de la fauna cuaternaria de la región de Asturias, por ser el primero donde han aparecido restos óseos confirmados de *Coelodonta antiquitatis* y de *Megaloceros giganteus*, y por ser, hasta la fecha, el único yacimiento Pleistoceno exclusivamente paleontológico de dicha región que ha aportado tal cantidad de información tanto ambiental como tafonómica.

Sobre colaboración con otras disciplinas que se ocupan del estudio del cuaternario, caben destacarse dos proyectos subvencionados para el estudio de la "cueva del Conde", una en el año 2001 por parte de la Consejería de Cultura del Principado de Asturias, y en el año 2002 a cargo de la Universidad de Oviedo. En el equipo investigador, además de los pertenecientes a la Universidad de Oviedo, se cuenta con la colaboración de reputados investigadores de distintas universidades, de Madrid, Bilbao, Burgos y Salamanca, muchos de ellos, como J.L. Arsuaga, colaboradores habituales de las excavaciones de Atapuerca. El estudio está centrado en el tránsito Paleolítico Medio/Paleolítico Superior, y lo que supone, desde distintos puntos de vista, el cambio de la tecnocultura musteriense, propias del *Homo neanderthalensis*, a la auriñaciense del *Homo sapiens*.

Desde el punto de vista paleontológico, por una parte, se han podido estudiar los restos de fauna depositados en el Museo Arqueológico de Asturias. Están representadas las siguientes especies: lobo (*Canis lupus*), hiena (*Crocuta crocuta*), oso de las cavernas (*Ursus spelaeus*), ciervo (*Cervus elaphus*), corzo (*Capreolus capreolus*), cabra montés (*Capra pyrenaica*), rebeco (*Rupicapra rupicapra*), gran bóvido indeterminado *(Bos primigenius* o *Bison priscus*), jabalí (*Sus scrofa*), caballo (*Equus caballus*), un rinoceronte indeterminado y un ave grande, tipo buitre. También hay un hueso grande y plano no identificado, que podría ser de ballena.

Por otra parte, también se estudiaron los restos de fauna procedentes de las campañas de excavación de los años 2001 y 2002. El material aquí recuperado representa un espectro arqueofaunístico que no aporta ninguna novedad en cuanto a especies se refiere, a excepción de un fragmento de mandíbula clasificado como *Martes* sp. (marta o garduña), lo cual está en perfecta concordancia con la asociación faunística que forman el resto de las especies. Por lo demás, los restos identificados en dichas campañas de excavación corresponden a ciervo, rebeco, cabra, gran bóvido, jabalí, caballo y lobo, especies cuya presencia, aunque ya constatada, se reafirma.

El equipo de Oviedo que se ocupa de estos estudios paleontológicos está formado por M. Arbizu, I. Méndez-Bedia, M. Truyols, Profesores Titulalares de Paleontología, que se ocupan de la Paleontología del Cuaternario, la doctora G. Adán, arqueóloga especialista en estudios tafonómicos de yacimientos cuaternarios, y D. Álvarez-Laó, doctorando. Sobre aspectos paleoantropológicos se cuenta con Laura Rodríguez, Rebeca García González y Mª José, quienes junto con el Dr. D. José E. gocheaga realizaron los primeros estudios publicados sobre los restos fósiles de los neandertales encontrados en la cueva del Sidrón. En cuanto a los aspectos más geológicos, como Geomorfología y Estratigrafía, se cuenta con Montserrat Jiménez-Sánchez, Profesora Titular del Área de Geodinámica Externa, y Carlos Aramburu, Germán Flor y Miguel Manjón de Estratigrafía. El equipo de Arqueología, disciplina tan próxima a la Paleontología que hoy día no se entiende prescindir de los estudios paleontológicos en cualquier excavación arqueológica, está dirigido por el profesor Adolfo Rodríguez-Asensio, de amplísima experiencia en el estudio del Paleolítico de Asturias y, en este momento, aglutinador e impulsor de la colaboración para estudios conjuntos multidisciplinares en el Cuaternario de esta región.

Como ya se ha indicado, aunque los estudios paleontológicos realizados en Asturias a partir de mediados los años 60, y que han contribuido al incremento de la lista de fósiles dada por Fraga (1958) son muy escasos, estos últimos trabajos citados han permitido, por un lado recuperar de los almacenes prácticamente la totalidad de las formas reconocidas anteriormente y, en segundo lugar, incrementar el número de especies fósiles reconocidas, tanto de invertebrados como de vertebrados, en el Cuaternario asturiano.

En lo referente al número, tipo y situación de los yacimientos paleontológicos del Cuaternario, hemos partido también de dos trabajos fundamentales, el de Eduardo de Fraga (1958) y el de Gema Adán (1997). Como ya indicamos antes, los estudios exclusivamente paleontológicos no asociados a yacimientos arqueológicos son muy escasos, y muy pocos de ellos los que posteriormente han sido sido publicados adecuadamente en revistas que se ocupan de la Paleontología. A estos trabajos se han añadido los nuevos yacimientos, y nuevos taxones, que se han reconocido en los trabajos realizados por Lorenzana (1983), Adán (1997) Bernárdez (1997), Mazo (1998), Álvarez-Laó (2002) y Álvarez-Laó *et al*. (2002).

Fraga Torrejón cita en Asturias un total de 31 yacimientos con fauna cuaternaria, unos arqueológicos y otros exclusivamente paleontológicos. Los trabajos arqueológicos realizados posteriormente, permitieron a G. Adán incrementar este número de yacimientos hasta 140; de estos 140 sólo se citan, al menos con el mismo nombre, 14 de los 31 incluidos por Fraga en 1958. Aunque es muy probable que alguno de los yacimientos pudo cambiar de nombre, es indudable que el número de nuevos yacimientos está claramente por encima del centenar. Esto lleva aparejado un incremento importante de la lista de especies reconocidas en el Cuaternario asturiano, y si en 1.958 el número de especies animales citadas era de 77, 43 de vertebrados y 34 invertebrados, hoy día los vertebrados, con 79 especies, superan ya el del total anterior, a los que hay que añadir 49 formas más de invertebrados, de los que 32 corresponden a microfósiles.

## Referencias


Adán, G. E. (1997). *De la caza al útil. La Industria Ósea del Tardiglaciar en Asturias*. Consejería de Cultura del Principado de Asturias. Oviedo.

Adán, G. E. (2001). El servicio de Investigaciones Arqueológicas de Asturias (S.I.A.): F. Jordá Cerdá (1.952-1.964). 3er Congreso de Arqueología Peninsular. Vila Real. *Trabalhos de Antropologia e Etnologia*, 41, 207-224. Porto.

Alcalde del Río, H., Breuil, H. y Sierra, L. (1912). *Les cavernes de la région cantabrique (Espagne)*. Mónaco.

Álvarez-Laó, D. J. (2000). *Recuperación y estudio de la colección de Vertebrados Cuaternarios del Área de Paleontología de la Universidad de Oviedo*. Tesis de Licenciatura (inédita). Facultad de Geología. Oviedo.

Álvarez-Laó, D. J. (2002). Recuperación y estudio de la colección de Vertebrados Cuaternarios del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo (España). *Revista Española de Paleontología*, 17, 189-198. Oviedo.

Álvarez-Laó, D. J. (2002). *Estudio paleontológico del yacimiento cuaternario de La Parte, Siero.* Trabajo de Investigación (inédito). Departamento de Geología. Oviedo.

Álvarez-Laó, D. J. (2002). Estudio paleontológico del yacimiento cuaternario de La Parte, Siero. *Consejerías de Educación y Cultura y de Infraestructuras y Política Territorial del Principado de Asturias*. Oviedo.

Arsuaga, J. L. y Adán, G. E. (2002). *Informe sobre la limpieza estratigráfica realizada en la Cueva del Conde (Tuñón, Santo Adriano, Asturias)*. Informes Consejería de Cultura (inédito). Oviedo.

Bernárdez, E. (1987). *Informe sobre el yacimiento paleontológico de la cueva de La Dejesa (El Bujerón, Buelna).* Informe interno del MUMI (inédito). Oviedo.

Carballo, J. (1928). De Prehistoria. El esqueleto humano de Colombres. *Ibérica*, XXIX, 154-158. Barcelona.

Fraga Torrejón, E. de (1958). Catálogo bibliográfico de la fauna cuaternaria asturiana. *Monografías Geológicas VII. Instituto de Geología Aplicada*, 3-75. Universidad de Oviedo. Oviedo.

Harle, Y. (1.912). Ensayo de lista de mamíferos y Aves del Cuaternario conocidos hasta ahora en la Península Ibérica. *Boletín del Instituto Geológico de España*, XXXII. Madrid.

Hernández-Pacheco, E. (1919). La caverna de la Peña de Candamo (Asturias). *Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas*, 24. Madrid.

Hernández-Pacheco, E. (1923). La vida de nuestros antecesores paleolíticos, según los resultados de las excavaciones en la caverna de la Paloma (Asturias). *Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas*, 31. Madrid.

Hernández-Pacheco, E. (1953). *Guía de la caverna prehistórica de la Peña de Candamo*. Madrid.

Lorenzana, S. (1983). *La fauna cuaternaria del yacimiento del Peñón de Malverde (Llera, Grado).* Tesis de Licenciatura (inédita). Facultad de Geología. Oviedo.

Mazo, A. (1998). El elefante fósil de Buelna (Asturias). Nota preliminar. *Estudios Geológicos*, 54, 273-274.

Menéndez, J.F. (1923). De la prehistoria de Asturias. La Cueva de El Bufón en Vidiago. *Ibérica*, XIX, 361-364. Tortosa.

Obermaier, H. (1916). El hombre fósil. *Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas*, 9. Madrid.

Obermaier, H. y Vega del Sella, C. de la (1918). La cueva del Buxu (Asturias)". *Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas*, 20. Madrid.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# LAS VÉRTEBRAS CERVICALES DE LOS HOMÍNIDOS DE LA SIMA DE LOS HUESOS (SIERRA DE ATAPUERCA, BURGOS)

**Cervical vertebrae of the hominids from Sima de los Huesos site (Sierra de Atapuerca, Burgos)**

(1) A. Gómez, (1,2) J.M. Carretero, (3,2) J.L. Arsuaga, (4,2) I. Martínez, (6,2) R. Quam, (5,2) C. Lorenzo, (2) A. Gracia, (2) N. García, (1,2) A.I. Ortega y (1) L. Rodríguez

(1) Laboratorio de Evolución Humana. Departamento de Ciencias Históricas y Geografía. Universidad de Burgos. Unidad asociada al CSIC (Museo Nacional de Ciencias Naturales). Edificio I+D+I. Plaza Misael de Bañuelos, s/n. 09001 Burgos.

(2) Centro UCM-ISCIII de Investigación sobre Evolución y Comportamiento Humanos. C/ Sinesio Delgado, 4 (Pabellón 14). 28029 Madrid.

(3) Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria s/n. 28040 Madrid.

(4) Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Alcalá de Henares. 28871 Alcalá de Henares.

(5) Área de Prehistoria. Facultat de Lletres. Universitat Rovira i Virgili. Plaça Imperial Tarraco, 1. 43005 Tarragona.

(6) Department of Anthropology. State University of New York. Binghamton, New York 13902-60000. U.S.A.

jmcarre@ubu.es; fax: 947 25 93 31

**Resumen**

El yacimiento de la Sima de los Huesos en la Sierra de Atapuerca contiene la mayor colección conocida de fósiles humanos del Pleistoceno Medio. Hasta la fecha se han recuperado más de cuatro mil restos humanos, que incluyen numerosos restos de vértebras, tanto de individuos inmaduros como adultos. Aquí presentamos, por primera vez, las características métricas y morfológicas más relevantes de las vértebras cervicales de los homínidos de este yacimiento acompañadas de su determinación anatómica y edad de muerte siempre que ha sido posible. En total se presentan 52 fósiles que forman al menos 36 elementos vertebrales pertenecientes a un mínimo de 9 individuos.

**Palabras clave:** vértebras cervicales, postcraneal, Pleistoceno Medio, Sima de los Huesos.

**Abstract**

The Sima de los Huesos site in the Sierra de Atapuerca contains the largest known sample of fossil humans from the Middle Pleistocene. To date, more than four thousand human remains have been recovered, including numerous vertebrae from both immature and mature individuals. We present here, for the first time, the main morphological and metrical characteristics of the cervical vertebrae of the hominids from this site with their anatomical determination and age at death. A total of 52 fossils are presented, which are part of a minimum number of 36 vertebral elements that represent at least 9 individuals.

**Key words:** cervical vertebrae, postcranial, Middle Pleistocene, Sima de los Huesos.

## Introducción

El yacimiento de la Sima de los Huesos está enclavado dentro del complejo kárstico Cueva Mayor-Cueva del Silo, a 0,5 km de la entrada de Cueva Mayor (Arsuaga *et al.*, 1997a). El equipo dirigido por Juan Luis Arsuaga ha recuperado en este yacimiento hasta el momento más de 4.000 fósiles humanos que representan un número mínimo de 28 individuos según los estudios de la dentición (Bermúdez de Castro, comunicación personal). Junto a ellos hay miles de huesos de carnívoros entre los que destacan los osos de la especie *Ursus deningeri* con más de 170 adultos representados (García, 2001). Las últimas dataciones arrojan una edad mínima de 350.000 años antes del presente y posiblemente entre 400.000 y 500.000 según la datación directa de un

espeleotema que sella los estratos fosilíferos (Bischoff *et al.*, 2003). Los fósiles humanos se asignan a la especie *Homo heidelbergensis* (Arsuaga *et al.*, 1997b).

La columna cervical de estos humanos está compuesta por los siete elementos típicos, tres de los cuales (atlas, axis y C7) son fácilmente identificables anatómicamente. Sin embargo, ningún manual de anatomía ni de osteología humana de los que hemos podido consultar (p. e., White, 1991; Goss, 1959; Testut y Latarjet, 1979) establece criterios para distinguir las demás cervicales entre sí. Por ello estamos desarrollando criterios propios basados en el estudio de muestras de columnas cervicales completas de *Homo sapiens* de individuos contemporáneos y medievales. Algunos de estos criterios se basan en: 1) la posición relativa, o el grado de superposición espacial de las carillas articulares inferiores y superiores en vista lateral, más solapadas o superpuestas en la parte superior de la columna, 2) la distancia entre las carillas articulares tomada perpendicularmente a sus superficies, que es mayor en la parte superior de la columna, y 3) la longitud de la apófisis espinosa, que es mayor en las C5 y C6. Por último, debido a la naturaleza fragmentaria de algunos fósiles hemos desarrollado criterios para distinguir la C7 de las demás vértebras como la ausencia de grandes forámenes nutricios en la base (cara inferior) de los pedículos, donde se unen al cuerpo vertebral. Este último criterio se ha fijado basándonos en la morfología diferencial que presentan las C7 de nuestra muestra fósil respecto a los otros elementos vertebrales. Aún así, debido a la variabilidad inherente y/o a la ausencia de caracteres diagnósticos, hay elementos que no se ha podido determinar con toda seguridad su posición anatómica.

Los estudios existentes sobre la columna cervical de *Homo neanderthalensis* demuestran que estos humanos tenían una curvatura (lordosis cervical) similar a la nuestra (Heim, 1976) y que, aunque morfológica y métricamente estaban dentro del rango de variación de los humanos modernos, las vértebras cervicales más caudales tenían cuerpos vertebrales de alturas relativamente menores que en nuestra especie (Trinkaus, 1983). Estos estudios se basan en columnas cervicales completas o casi completas. Estudios de esta índole no han podido realizarse todavía en la Sima de los Huesos, ya que muchos huesos aparecen rotos y/o dispersos, no pudiendo asignarse *in situ*, salvo excepciones, a un mismo individuo. Aún así, se han podido reconocer tres asociaciones de vértebras y es de suponer que a medida que se vayan encontrando más fósiles se podrán completar estas asociaciones junto con otras nuevas, lo cual permitirá ampliar este tipo de estudios a *Homo heidelbergensis*.

**Material y métodos**

En este trabajo se han estudiado 52 fósiles: 22 fragmentos de atlas, 10 fragmentos de axis y 20 elementos correspondientes a C3-C7, que corresponden a un total de al menos 36 elementos vertebrales (Fig. 1). Se ha intentado determinar la posición anatómica de estos fósiles, el número mínimo de individuos representados por la muestra y la edad de muerte de la forma más precisa posible. Se ha llevado a cabo un análisis morfológico y biométrico de las vértebras cervicales haciendo hincapié en aquellas características que más destacan de los neandertales. Como materiales de comparación se estudió una muestra de *Homo sapiens* de la Colección Hamann-Todd (Museo de Ciencias Naturales de Cleveland, USA) y las vértebras originales de *Homo neanderthalensis* del yacimiento de Krapina (Museo Croata de Ciencias Naturales, Zagreb), así como datos extraídos de la bibliografía tanto de nuestra especie como de los neandertales. Por último, se ha procedido a justificar las asociaciones de distintas vértebras asignadas a un mismo individuo.

En cuanto a la terminología usada para nombrar las vértebras: cuando se haya podido determinar su posición anatómica con exactitud se nombrará con la abreviatura de su posición anatómica seguido de un guión y un número romano que indica un número de orden de los especímenes de esa unidad anatómica (la séptima cervical C7-I está compuesta por AT-321+AT-1556+AT-1569+AT-1609, C7-II está compuesta por AT-3038 y AT-3049 y C7-III por AT-565); cuando no se pudo determinar su posición anatómica con exactitud, se la nombró por la abreviatura de su región anatómica (C para cervical, T para torácica y L para lumbar) seguida de un número romano y va acompañada de su posición anatómica entre paréntesis; por ejemplo, la vértebra C-III (3-4) está compuesta por los fragmentos AT-3015+AT-3956 y es una C3 o una C4). En otros elementos, aunque la determinación anatómica puede hacerse con total exactitud, pese a estar incompletos, se seguirá manteniendo el número de sigla (por ejemplo AT-2883 es la apófisis odontoides de un axis).

**Número mínimo de individuos (NMI)**

Para determinar el número mínimo de individuos se han utilizado los elementos más diagnósticos de la columna cervical, a saber, el atlas y el axis. Tanto en un caso como en el otro hemos utilizado aquel elemento que más se repite. Sin embargo, de momento no se han cruzado datos sobre incompatibilidades de edad y/o tamaño entre los distintos fósiles que pudiesen corresponder a individuos adicionales.

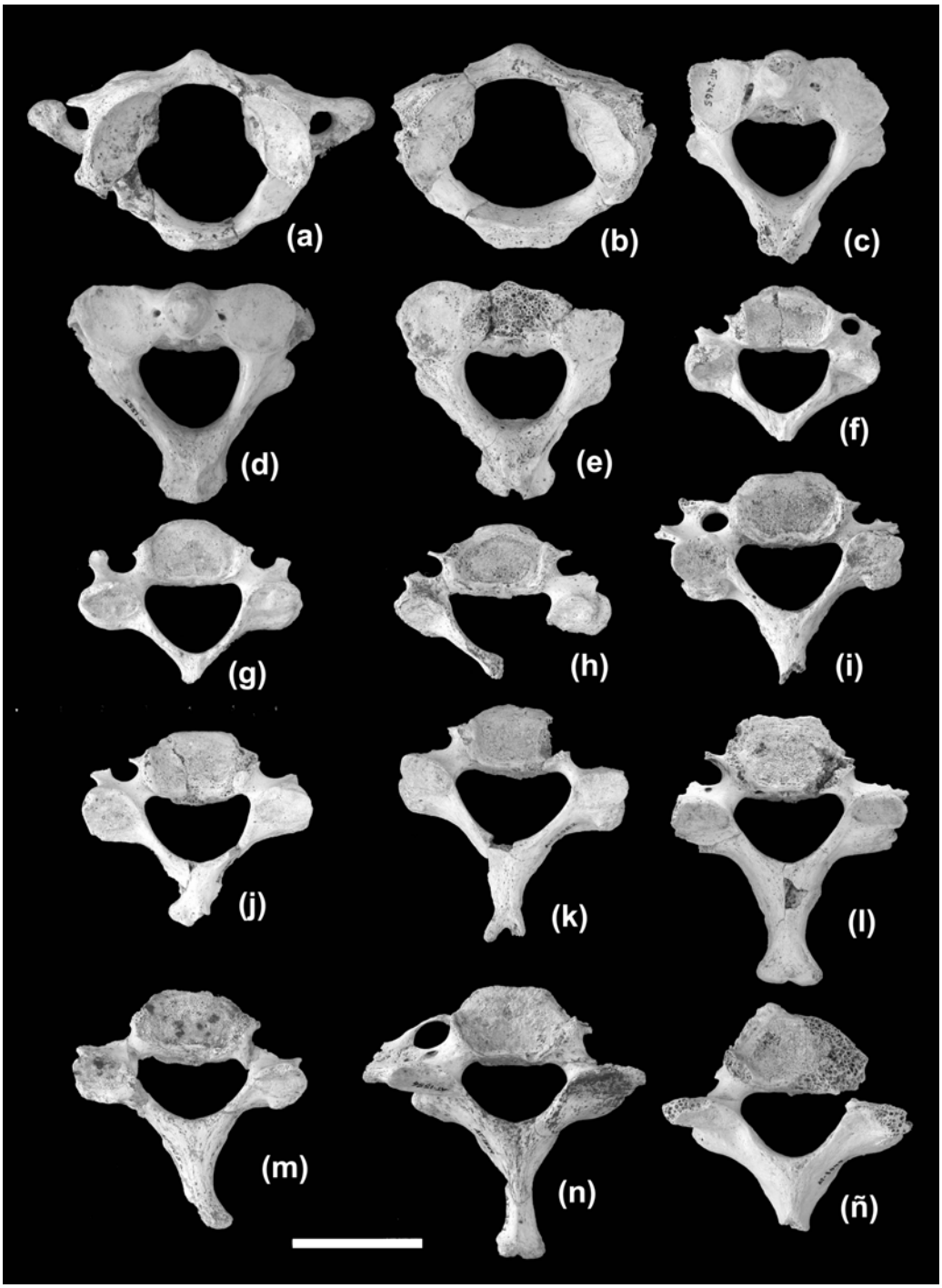



Figura 1. Vértebras cervicales más completas de la Sima de los Huesos (vista craneal); (a) atlas C1-II; (b) atlas C1-I; (c) axis C2-I; (d) axis C2-II; (e) axis C2-III; (f) C3-IV; (g) C3-II; (h) C3-III; (i) C5-III; (j) C-I (3-4); (k) C5-II; (l) C6-II; (m) C6-III; (n) C7-I; (ñ) C7-II. La barra horizontal representa una longitud de 3 cm.

The most complet cervical vertebrae from the Sima de los Huesos (cranial view). a) atlas C1-II; (b) atlas C1-I; (c) axis C2-I; (d) axis C2-II; (e) axis C2-III; (f) C3-IV; (g) C3-II; (h) C3-III; (i) C5-III; (j) C-I (3-4); (k) C5-II; (l) C6-II; (m) C6-III; (n) C7-I; (ñ) C7-II. The white bar represents 3 cm.

De este modo y de momento, el NMI reconocidos por la masa lateral izquierda del atlas es de 9, mientras que son 7 los individuos que pueden ser reconocidos en base a la apófisis odontoides del axis.

**Determinación de edad de muerte**

Las *vértebras cervicales típicas (C3-C7)* osifican a partir de 3 centros primarios y 5 o 6 secundarios (dependiendo de la bifidez o no de la apófisis espinosa). Los 3 centros primarios corresponden uno al cuerpo y otro a cada mitad del arco neural. Los centros secundarios corresponden a los dos anillos epifisarios que se fusionan con el cuerpo vertebral (uno en la superficie craneal y el otro en la caudal), las apófisis transversales y la apófisis espinosa. La fusión entre los semiarcos neurales se completa en el segundo año de vida; la fusión entre el arco neural y el cuerpo vertebral se completa entre los 3 y los 4 años, lo que después permitirá que se desarrollen las apófisis unciformes entre los 5 y 6 años de vida (Scheuer y Black, 2000). El inicio de la fusión de los anillos epifisarios se da entre los 17-19 años y se completa a los 25 (Scheuer y Black, 2000).

El *axis* osifica a partir de 5 centros primarios: uno corresponde al verdadero cuerpo vertebral, dos más para a cada mitad de la apófisis odontoides y otros dos a cada mitad del arco neural. La fusión entre las mitades de la apófisis odontoides se da ya en el nacimiento. A los 3-4 años se fusiona el arco neural y éste se une a la odontoides. La fusión con el cuerpo se completa a los 5-6 años y el último elemento en fusionarse es el *ossiculum terminale* de la apófisis espinosa, que deja de tener aspecto bífido a los 12 años. (Scheuer y Black, 2000). La fusión del anillo epifisario ventral de esta vértebra es el primero que ocurre en la columna vertebral desarrollándose la fusión entre los 16 y los 25 años. Los resultados del estudio de edad de muerte se resumen en Tabla 1.

| **C3-C7** | **EDAD DE MUERTE** | | **AXIS** |
|---|---|---|---|
| C-II (3-4); C5-I; C6-I; C7-III (n=4) | 6-16 | >12 | AT-150; AT-2883; AT-3696; AT-3979 (n=4) |
| | | 12-16 | AT-2289 (n=1) |
| C3-I; C3-IV (n=2) | 17-20 | | |
| C6-III; C7-I (n=2) | 17-22 | | |
| C3-II (n=1) | 21-25 | | C2-II (n=1) |
| C3-III; C5-II; C6-IV; C6-V; C-I (3-4); C-III (3-4); C-IV (4-6); C-V (3-5) (n=8) | >25 | | AT-1573; C2-I; C2-III (n=3) |
| C5-III; C6-II; C7-II (n=3) | >30 | | |

Tabla 1. Resultados del estudio de edad de muerte a partir de las vértebras cervicales de la Sima de los Huesos.

*Summary of the age at death determination for the Sima de los Huesos cervical vertebrae.*

Dado el estado más fragmentario del *atlas* en nuestra muestra fósil y de que su osificación se completa a los 5-6 años, no se ha incluido en este estudio. Aún así, cabe mencionar que el atlas C1-II (el más completo de la muestra, ver Fig. 1.a) no presenta una obliteración completa de la línea de fusión de los centros de osificación secundarios de las apófisis transversas, lo que concuerda con la edad de 21-25 años de los otros elementos cervicales a los que se ha asociado (ver más adelante).

También se han usado ciertas patologías para hacer una aproximación a la edad de muerte de algunos individuos. La patología que aparece en algunas vértebras (osteofitos) no es un indicador absoluto de edad, pero aparecen progresivamente conforme avanzan los años (Reverte, 1999). Así se ha determinado una edad mínima de 30 años para tres vértebras que podrían pertenecer a un mismo individuo (ver más adelante).

**Análisis biométrico y morfológico preliminar**

*Atlas*: Se han comparado los atlas más completos (C1-II - Fig. 1.a y C1-I - Fig. 1.b) con una muestra moderna de la colección Hamann-Todd y con varios atlas neandertales (Tabla 2). Métricamente los dos elementos de SH están dentro del rango de variación normal de nuestra especie y tienen un tamaño que encaja bien dentro del rango de variación de los varones de la muestra al igual que los neandertales de Shanidar 2, Kebara 2 y el de Krapina.

*Axis*: Los dos axis más completos presentan la particularidad de ser relativamente bajos (longitud craneo-caudal) con respecto a su diámetro transversal máximo y a su diámetro transversal inferior (entre las

| | DDVMax | DTRMax | DTRSup | DTRInf | M10 | M11 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| C1-II | 47,1 | 80 | 49,5 | 48,7 | 34,3 | 30 |
| C1-I | 48,1 | (84) | 52 | 50,4 | 33,5 | 33,7 |
| Krapina 98 *CA. 1*. | - | (81) | 50 | 44,5 | - | 30,4 |
| Shanidar 2 (Trinkaus, 1983) | - | - | 51 | 58,4 | 36,5 | 34 |
| Kebara 2 (Arensburg, 1991) | - | 82 | 50 | 47,5 | - | 27,5 |
| H-T hembras (n=50) | 43,5±2.9 | 71,5±4.4 | 47,1±3.3 | 43,7±2.4 | 29,9±2.1 | 27,2±2.1 |
| H-T machos (n=48) | 46,6±3.3 | 78,1±5.3 | 50,0±3.6 | 46,4±2.7 | 31,5±2.4 | 28,5±2.3 |

Tabla 2. Dimensiones principales (en mm) de los atlas. Las cifras entre paréntesis indican valores estimados.

(DDVMax=diámetro dorso-ventral máximo; DTRMax=diámetro transversal máximo; McCown y Keith, 1939). (DTRSup=diámetro transversal tomado en los márgenes laterales de las carillas articulares superiores; DTRInf=diámetro transversal tomado en los márgenes laterales de las carillas articulares inferiores; Trinkaus, 1983). (M10=diámetro dorso-ventral del canal medular; M11=diámetro transversal del canal medular; M se refiere al número de Martin, extraido de Bräuer, 1988).

*Raw dimensions (in mm) of the atlases. Parentheses () indicates estimated values*

*(DDVMax=maximum dorso-ventral diameter; DTRMax=maximum transverse diameter; McCown and Keith, 1939); (DTRSup=maximum transverse diameter measured to the lateral margins of the superior articular facets; DTRInf= maximum transverse diameter measured to the lateral margins of the inferior articular facets; Trinkaus, 1983). (M10=vertebral canal dorso-ventral diameter; M11=vertebral canal transverse diameter; M refers to the Martin number taken from Bräuer, 1988).*

carillas articulares inferiores). Se ha incluido también el axis más completo de la colección de Krapina (104 *CE. 3*.) y el más completo de la colección de Shanidar, que muestran la misma proporción, algo menos acusada en el caso de Krapina, pero de igual magnitud en el caso de Shanidar 2, aunque este último es de mayor tamaño absoluto que los de la Sima de los Huesos (Tabla 3).

*C3-C7*: En este análisis preliminar de las C3-C7 se ha centrado en dos de las características más relevantes de los neandertales, a saber: la longitud y la presencia o ausencia de bifidez de las apófisis espinosas. La longitud de las apófisis espinosas de las vértebras cervicales inferiores (C5-C7) de la Sima de los Huesos entran dentro del rango de variación normal de nuestra especie (Tabla 4). La Ferrassie 1 y Shanidar 1 están por encima del rango moderno que proporciona Stewart (1962) y Shanidar 2 está en los límites superiores del rango de esa muestra. Las apófisis espinosas de La Chapelle-aux-Saints y de Kebara 2 están próximas al promedio moderno, teniendo Régordou 1 las apófisis más cortas conocidas para un neandertal.

La C5-II presenta una clara bifidez de la apófisis espinosa (Fig. 1.k). Este rasgo es variable en nuestra especie, así el 95% de los europeos lo presentan en esta vértebra mientras que entre los japoneses es del 86%, del 62% entre los negros americanos y del 16,7 % entre los bosquimanos (Allbrook, 1955). Este rasgo sólo se ha registrado claramente en las cervicales del neandertal de Regordou (Heim, 1976), no reconociéndose ni en Shanidar (Trinkaus, 1983) ni en Kebara (Arensburg, 1991).

| | C5 | C6 | C7 |
|---|---|---|---|
| Sima de los Huesos | 26,5 (C5-II) | 28,4 (C6-III) | 33 (C7-I) |
| Sima de los Huesos | | 28,4 (C6-II) | |
| Shanidar 1 (Trinkaus, 1983) | 30 | 35 | - |
| Shanidar 2 (Trinkaus, 1983) | 28 | 29 | 36 |
| La Chapelle-aux-saints 1 (Trinkaus, 1983) | - | 28.1 | 33,5 |
| Kebara 2 (Arensburg, 1991) | - | 27 | 35 |
| Régordou 1 (Trinkaus, 1983) | 19 | 25 | - |
| La Ferrassie (Trinkaus, 1983) | 32,5 | 37,5 | 41,2 |
| Humano moderno (Stewart, 1962) | 14-26 | 19-34 | 27-40 |

Tabla 4. Longitud (en mm) de la apófisis espinosa.

*Length (in mm) of the spinous process.*

| | DDVMax | DTRMax | DTRSup | DTRInf | M1a | M10 | M11 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| C2-II | 50 | 57,5 | 50,5 | 48,2 | (34,3) | 17,6 | 23,1 |
| C2-I | (49,4) | - | (48,0) | 46,1 | (32,5) | (17,0) | 23,4 |
| C2-III | 49,1 | - | 51,1 | 45,5 | - | 17,0 | 23,0 |
| Krapina 104 *CE. 3.* | 46,9 | 51,5 | 44,8 | - | 33,6 | 17,0 | 23,6 |
| Shanidar 2 (Trinkaus, 1983) | (51) | - | 51,2 | 55,2 | (38,6) | 17,7 | (27,5) |
| H-T hembras (n=50) | 48±2,5 | 50,4±3,3 | - | 45,4±2,3 | 36,4±2,5 | 18,3±1,4 | 23,1±1,4 |
| H-T machos (n=48) | 52±2,8 | 55,2±4,0 | - | 47,8±2,9 | 38,9±2,8 | 19,6±2,2 | 23,4±1,9 |

Tabla 3. Dimensiones principales (en mm) de los axis. Las cifras entre paréntesis indican valores estimados. (M1a=Altura total, odontoides incluida). Las demás abreviaturas como en la Tabla 2.

*Raw dimensions (in mm) of the axis vetebrae. Parentheses () indicates estimated values. (M1a=total height, dens included). See Table 2 for variable definitions.*

**Asociación de distintas vértebras de un mismo individuo**

Se han reconocido tres asociaciones de vértebras cervicales pertenecientes a un mínimo de dos individuos. Los criterios para asociar estos elementos son su conexión anatómica en el yacimiento (un solo caso), el tamaño, la compatibilidad anatómica (relacionada con la anterior), el estado de desarrollo (edad) y la patología asociada.

a) Tres elementos: el atlas C1-II, el axis C2-II y la C3-II. Las dos primeras se encontraron en conexión anatómica y la tercera es asignable a ese grupo tanto por tamaño, estado de desarrollo (su edad de muerte fue de 21-25 años), como por compatibilidad anatómica. La vértebra C3-II fue anteriormente clasificada como una C3-C4 (Carretero *et al.*, 1999), pero este nuevo análisis ha llevado a asignarla a una C3 (Fig. 1.a, 1.d y 1.g).

b) Tres elementos: la C5-III, la C6-I y la C7-II. Pueden ser asignadas al mismo individuo por compatibilidad anatómica, por tamaño y edad de muerte (más de 30 años). También presentan un crecimiento osteofítico en la borde ventral de las superficies craneales y caudales del cuerpo. Estos crecimientos son congruentes a uno y otro lado de las articulaciones entre la C7-II y la C6-I y entre la C6-I y la C5-III (Fig. 1.i, 1.l y 1.ñ).

c) dos elementos: la C2-III y la C3-III. Ambas pueden ser asignadas al mismo individuo por compatibilidad anatómica, por tamaño y edad (mínimo 25 años). (Fig. 1.e y 1.h).

**Agradecimientos**

Esta investigación ha sido financiada por el Ministerio de Ciencia y Tecnología, Proyecto Nº. BXX2000-1258-C03-02. Las excavaciones en los yacimientos de la Sierra de Atapuerca son financiadas por la Consejería de Cultura y Turismo de la Junta de Castilla y León. Ana Gracia recibe una beca de la Fundación Duques de Soria, Nuria García de la Fundación Atapuerca y Ana I. Ortega de la Empresa Iberdrola. Queremos también expresar nuestro agradecimiento a todas las personas del Laboratorio de Evolución Humana de la UBU. La ayuda del Grupo Espeleológico Edelweiss es esencial en el trabajo de campo.

**Referencias**

Allbrook, D.B. (1955). The east african vertebral column. *American Journal of Physical Anthropology*, 13, 489-511.

Arensburg, B. (1991). The vertebral column, thoracic cage and hyoid bone. En: O. Bar Yosef y B. Vandermeersch, eds. *Le squelette moustérien de Kébara 2*, 113-146. Éditions du CNRS. Paris.

Arsuaga, J.L., Martínez, I., Gracia, A., Carretero, J.M., Lorenzo, C., García, N. y Ortega, A.I. (1997a). Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca). The site. *Journal of Human Evolution*, 33, 109-127.

Arsuaga, J.L., Martinez, I., Gracia, A. y Lorenzo, C. (1997b). The Sima de los Huesos crania (Sierra de Atapuerca, Spain). A comparative study. *Journal of Human Evolution*, 33, 219-281.

Arsuaga, J.L., Lorenzo, C., Carretero, J.M., Gracia, A., Martínez, I., García, N., Bermúdez de Castro, J.M. y Carbonell, E. (1999) A complete human pelvis from the Middle Pleistocene of Spain. *Nature*, 399, 255-258.

Bischoff, J.L., Shamp, D.D., Aramburu, A., Arsuaga, J.L., Carbonell, E. y Bermúdez de Castro, J.M. (2003) The Sima de los Huesos hominids date to beyond U/Th equilibrium (>350 Kyr) and perhaps to 400-500 Kyr: new radiometric datas. *Journal of Archaeological Science*, 30, 275-280.

Bräuer, G. (1988). Osteometrie. En: R. Knussmann, ed. *Anthropologie. Handbuch der vergleichenden Biologie des Menschen*, 160-232. Gustav Fischer Verlag. Stuttgart.

Carretero, J.M., Lorenzo, C., and Arsuaga, J.L. (1999). Axial and appendicular skeleton of *Homo antecessor*. *Journal of Human Evolution*, 37, 459-499.

García, N. (2001). *Los carnívoros de los yacimientos pleistocenos de la Sierra de Atapuerca*. Universidad Complutense de Madrid. Madrid.

Goss, C.M. (1959). *Gray's Anatomy* (27ª ed.). Lea and Febiger. Philadelphia.

Heim, J.L. (1976). Les hommes fossiles de la Ferrassie I: Le gisement. Les squelettes adultes (crâne et squelette du tronc). *Archives de l'Institut de Paléontologie Humaine*, 35, 1-331

McCown, T.D. y Keith, A. (1939). *The Stone Age of Mount Carmel. The fossil human remains from the Levalloiso-Mousterian*. Clarendon Press. Oxford.

Reverte, J.M. (1999). *Antropología forense*. Ministerio de Justicia. Madrid.

Scheuer, L. y Black, S. (2000). *Developmental Juvenile Osteology*. Academic Press. London.

Stewart, T.D. (1962). Neandertal cervical vertebrae, with special attention to the Shanidar Neanderthals from Iraq. *Bibl. Primat*, 1, 130-154.

Testut, L. y Latarjet, A. (1979). *Tratado de Anatomia Humana*. Ed. Salvat. Barcelona.

Trinkaus, E. (1983). *The Shanidar Neandertals*. Academic Press. New York.

White, T.D. y Folkens, P.A. (1991). *Human osteology*. Academic Press. New York.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# LA COLUMNA VERTEBRAL DE LOS HOMÍNIDOS DE LA SIMA DE LOS HUESOS (SIERRA DE ATAPUERCA, BURGOS)

## Vertebral column of the of the hominids from Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca, Burgos)

(1) A. Gómez, (1,2) J.M. Carretero, (3,2) J.L. Arsuaga, (4,2) I. Martínez, (6,2) R. Quam, (5,2) C. Lorenzo, (2) A. Gracia, (2) N. García, (1,2) A.I. Ortega y (1) L. Rodríguez

(1) Laboratorio de Evolución Humana. Departamento de Ciencias Históricas y Geografía. Universidad de Burgos. Unidad asociada al CSIC (Museo Nacional de Ciencias Naturales). Edificio I+D+i. Plaza Misael de Bañuelos s/n. 09001 Burgos.

(2) Centro UCM-ISCIII de Investigación sobre Evolución y Comportamiento Humanos. C/ Sinesio Delgado, 4 (Pabellón 14). 28029 Madrid.

(3) Departamento de Paleontología. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. Ciudad Universitaria s/n. 28040 Madrid.

(4) Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Alcalá de Henares. 28871 Alcalá de Henares.

(5) Área de Prehistoria. Facultat de Lletres. Universitat Rovira i Virgili, Plaça Imperial Tarraco, 1. 43005 Tarragona.

(6) Department of Anthropology. State University of New York. Binghamton, New York 13902-60000, U.S.A.

jmcarre@ubu.es; fax: 947 25 93 31

**Resumen**

Se presentan las vértebras más completas hasta ahora recuperadas del yacimiento del Pleistoceno Medio de la Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca, Burgos), que comprenden 17 cervicales, 26 torácicas y 12 lumbares. Se ncluye la determinación anatómica de la forma más exacta posible y las características más importantes de cada grupo. También se hace una breve descripción de la patología degenerativa hasta ahora detectada en el raquis y de un caso de anomalía en el desarrollo de un atlas.

**Palabras clave:** vértebras, postcranial, Pleistoceno Medio, Sima de los Huesos.

**Abstract**

In this paper is presented the most accurate anatomical determination and some pathological (both degenerative and developmental) observations of the most complete vertebral specimens from the Middle Pleistocene Sima de los Huesos (Sierra de Atapuerca, Burgos, Spain) hominid site. The remains comprise 17 cervical, 26 thoracic and 12 lumbar vertebrae.

**Keywords:** vertebrae, postcranial, Middle Pleistocene, Sima de los Huesos.

### El raquis del homínido de la Sima de los Huesos

Se han analizado 17 cervicales, 26 torácicas y 12 lumbares del yacimiento de la Sima de los Huesos. El número mínimo de individuos representado por las vértebras es de 9, basado en la repetición de la masa izquierda del atlas. Estas vértebras son morfológica y métricamente similares a las de *Homo sapiens*, estando las variables métricas hasta ahora medidas dentro de los rangos de variación de nuestra especie, en términos absolutos.

### Las vértebras cervicales

Se presentan:

*dos atlas: C1-I y C1-II de los que se puede destacar la gran dimensión transversal del canal vertebral de C1-I, estando las demás medidas tomadas próximas a la media de nuestra muestra actual.

*tres axis: C2-I, C2-II y C2-III, de los que cabe reseñar su relativa pequeña altura cráneo-caudal respecto a su dimensión transversal .

*doce C3-C7: en las destaca la preservación de una C5 con la apófisis espinosa claramente bífida (C5-II).

Se han hecho tres asociaciones de elementos vertebrales: a) el atlas C1-II, el axis C2-II y la C3-II (Fig. 1.izquierda); b) la C5-III, la C6-I y la C7-II (Fig 1.derecha); y c) el axis C2-III y la C3-III.

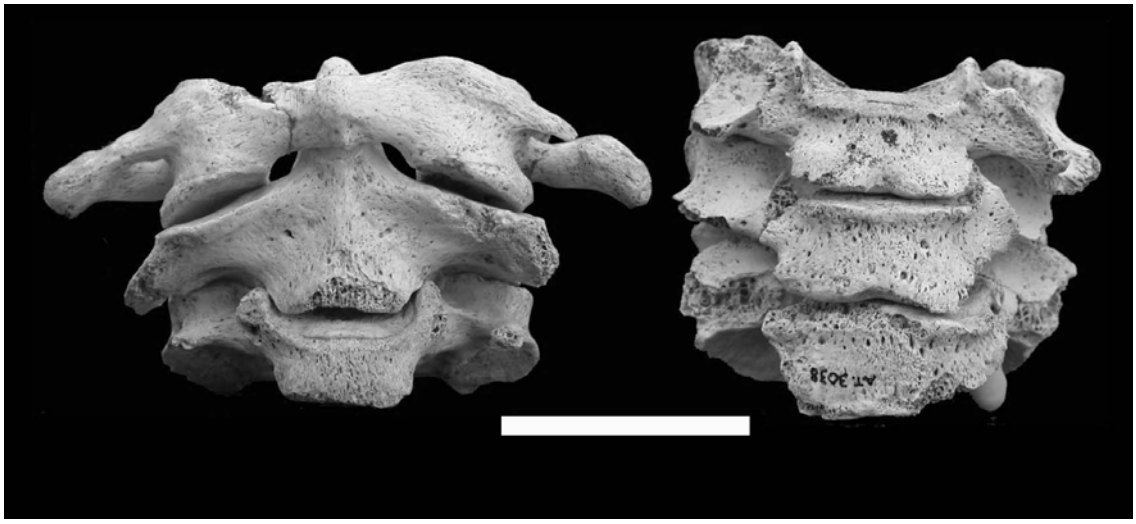


Figura 1. Asociaciones de de vértebras cervicales pertenecientes a un mismo individuo; izquierda: vista ventral de la asociación de vértebras cervicales que comprende al atlas C1-II, el axis C2-II y la C3-II; derecha: vista ventral de la asociación que comprende la C5-III, una C6 (C6-I) y una C7 (C7-II). La barra horizontal (en blanco) representa 3 cm.

*Associations of cervical vertebrae that belong to the same individual; left: ventral view of the association of cervical vertebrae composed by the C1-II atlas, the C2-II axis and the C3-II; C2-I; right: ventral view of the association composed by the C5-III, a C6 (C6-I) and a C7 (C7-II). The white bar represents 3 cm.*

**Las vértebras torácicas**

Se presentan un total de 26 vértebras torácicas de las que se ha podido determinar su posición anatómica con toda seguridad en 14 de los casos: seis T1 (cuatro adultas: T1-I, T1-II, T1-IV y T1-V; y dos inmaduras: T1-III y T1-VI), tres T10 (dos adultas: T10-I y T10-II; y una inmadura: T10-III), una T11 inmadura (T11-I) y cuatro T12 (una adulta: T12-III; y tres inmaduras: T12-IV, T12-I y T12-II). En los demás casos, se ha intentado acotar su posición anatómica. Así, de este grupo, las dos únicas inmaduras han sido consideradas T3-T5 (T-I) y T4-T8 (T-V). Hay cuatro T2-T4 (T-II, T-III, T-IV, T-VIII); una T3-T7 (T-IX); una T4-T7 (T-X); una T4-T8 (T-VII); una T4-T9 (T-VI); una T6-T8 (T-XI) y una T7-T9 (T-XII). Se han hecho dos asociaciones de vértebras pertenecientes al mismo individuo en base al tamaño, a la congruencia anatómica y a la patología detectada: a) Se ha asociado una T6-T8 (T-XI) y una T7-T9 (T-XII) (Fig. 2.a); y b) una T3-T7 (T-IX) y una T4-T7 (T-X) (Fig. 2.b).

**Las vértebras lumbares**

Se presentan un total de 12 vértebras: dos L1: L1-I y L1-II (inmadura); cuatro L2: L2-IV (inmadura), L2-I, L2-II y L2-III; tres L3: L3-I, L3-II (inmadura) y L3-III (inmadura), una L4: L4-I; y dos L5: L5-I y L5-II. Se ha determinado la posición anatómica siguiendo los criterios de reconocimiento de White y Folkens (1991) y con material de comparación de colecciones modernas. Las medidas que se han tomado, que corresponden al tamaño del cuerpo, tamaño del canal vertebral y dimensión máxima dorsoventral dan resultados cercanos a la media para una serie medida por Berry *et al*. (1987). Destaca la gran longitud de las apófisis transversas de la L2-I. Los pedículos, estando la mayoría dentro del rango de variación de los humanos modernos, están por encima de la media: tres de las ocho vértebras adultas estaban a más de dos desviaciones estándar por encima de

la media de una serie medida por Berry *et al.* (1987) para la dimensión máxima del pedículo. Una posible razón de este engrosamiento es que la base de las apófisis costiformes se sitúan parcialmente por encima del pedículo.

Se han hecho dos asociaciones de vértebras pertenecientes al mismo individuo en base al tamaño, a la coherencia anatómica (relacionada con la anterior), estado de desarrollo (edad) y a la patología detectada: la L5-I que corresponde a la Pelvis-I; y las L2-I y L3-I.

**Patología**

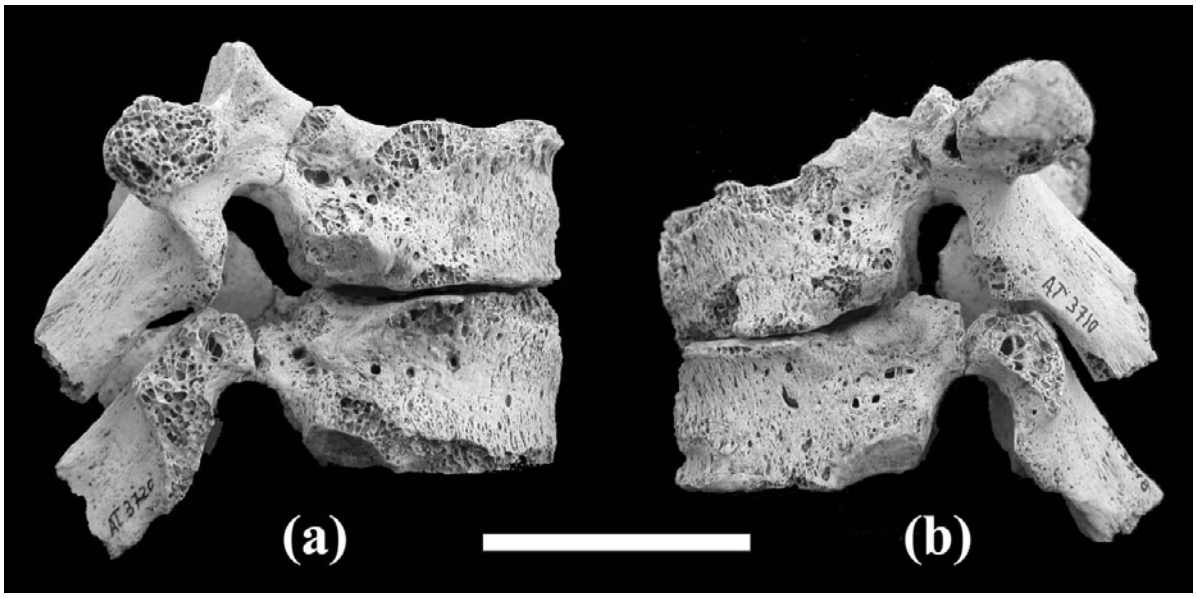



Figura 2. Asociaciones de vértebras torácicas pertenecientes a un mismo individuo; (a) vista lateral de la T-XI (6-8) y una T-XII (7-9); (b) vista lateral de una T-IX (3-7) y una T-X (4-7). La barra horizontal (en blanco) representa 3 cm.

*Associations of thoracic vertebrae that belon to the same individual; (a) lateral view of the T-XI (6-8) and the T-XII (7-9); (b) lateral view of the T-IX (3-7) and the T-X (4-7). The white bar represents 3 cm.*

La patología hasta ahora estudiada se ha podido dividir en dos grupos:

**Anomalías en el desarrollo*. El foramen transverso izquierdo del atlas C1-I no aparece completamente delimitado por su parte ventral. Se debe, probablemente, a un defecto del desarrollo del atlas consistente en la ausencia de fusión entre la barra anterior y la barra posterior, que normalmente se da entre los 3 y los 4 años (Scheuer y Black, 2000). Esta anomalía también se da en el atlas 98 *CA. 1.* de la colección de Krapina.

**Patología de posible carácter degenerativo*, que se ha clasificado en cuatro apartados:

1-Osteofitos en los bordes craneales y ventrales de los cuerpos vertebrales de varias cervicales y torácicas cuya causa puede ser una espondiloartrosis (Fig. 3.d, flecha 1).

2-La zona ventral de varias vértebras presentan una exostosis de tejido óseo muy vascularizado en la zona de inserción del ligamento anterior, lo que permite pensar en un proceso degenerativo de la inserción de este ligamento (entesoexostosis) como posible etiología (Fig. 3.d, flecha 2). Varias de estas vértebras presentan también osteofitos.

3-La L5-I (relacionada con el sacro de la Pelvis-I, al que se ha asignado una edad de muerte mínima de 35 años por Arsuaga *et al.*, (1999), presenta una exostosis que aumenta en gran medida la superficie de la carilla articular inferior izquierda (Fig. 3.c., flecha 3.1), produciéndose además una artrosis adicional debajo del pedículo (Fig. 3.c., flecha 3.2). La carilla articular del sacro está también deformada. Pérez (2003) indica que el proceso patológico causante de esta deformación en la unión lumbosacra podría ser muy

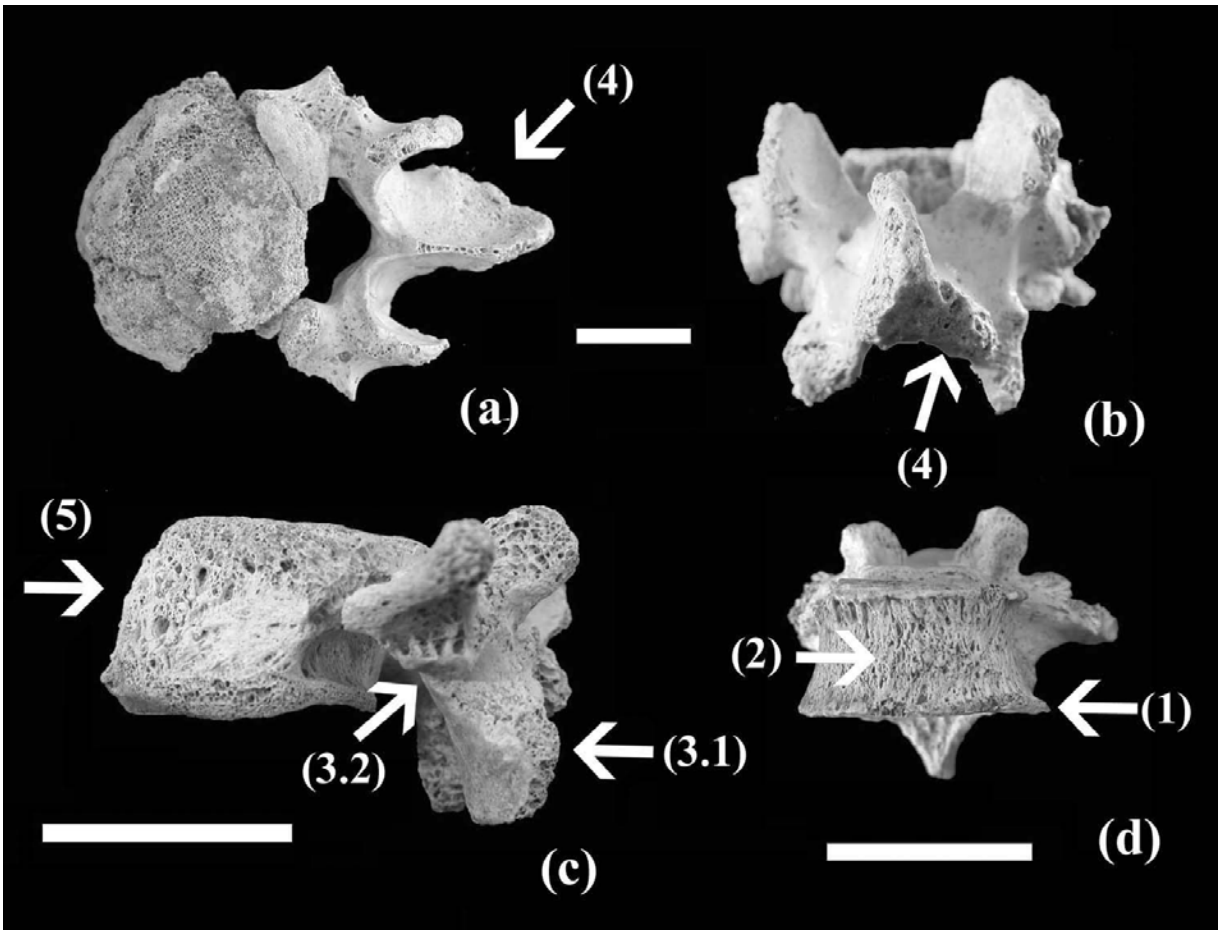



Figura 3. Vista craneal (a) y dorsal de la L3-I (b); (c) vista lateral de la L5-I; (d) vista ventral de la torácica T-XI (6-8). Las flechas representan patologías: (1) osteofitos; (2) exostosis en la zona ventral del cuerpo vertebral; (3.1) osteoartrosis; (3.2) artrosis adicional; (4) enfermedad de Baastrup; y (5) erosión y hueso reactivo perióstico. La barra horizontal (en blanco) representa 3 cm.

*Craneal view (a) and dorsal (b) of the L3-I; (c) lateral view of the L5-I; (d) ventral view of the T-XI (6-8). The arrows represent pathologies: (1) osteophytes; (2) exostosis in the ventral part of the vertebral body; (3.1) osteoarthrosis; (3.2) additional arthrosis; (4) Baastrup disease; and (5) erosion and periostic reactive bone. The white bar represents 3 cm.*

posiblemente una espondilolistesis (anterolistesis). Pérez (2003) también indica la presencia de erosión y hueso reactivo perióstico en la parte ventral (Fig. 3.c, flecha 5) y lateral del cuerpo vertebral, así como la presencia de nódulos de Schmörl en la parte caudal del cuerpo vertebral.

4-La L3-I presenta una deformación de la apófisis espinosa que le da una marcada forma triangular en sección transversal (Fig. 3.a y 3.b, flechas 4). Está acompañada de una hipertrofia general de la espina que en la literatura médica se suele asignar a la enfermedad de Baastrup (Baastrup, 1933; Resnick, 1985). Esta patología también ha sido encontrada en los neandertales de Shanidar 3 y la Chapelle aux Saints (Ogilvie *et al*., 1998) y está relacionada con una aproximación excesiva de las apófisis espinosas contiguas causada por una lordosis excesiva y/o un proceso degenerativo del disco intervertebral.

**Agradecimientos**

Esta investigación ha sido financiada por el Ministerio de Ciencia y Tecnología, Proyecto No. BXX2000-1258-C03-02. Las excavaciones en los yacimientos de la Sierra de Atapuerca son financiadas por la

Consejería de Cultura y Turismo de la Junta de Castilla y León. Ana Gracia recibe una beca de la Fundación Duques de Soria, Nuría García de la Fundación Atapuerca y Ana I. Ortega de la Empresa Iberdrola. Queremos también expresar nuestro agradecimiento a todas las personas del Laboratorio de Evolución Humana de la UBU. La ayuda del Grupo Espeleológico Edelweiss es esencial en el trabajo de campo.

## Referencias

Arsuaga, J.L., Lorenzo, C., Carretero, J.M., Gracia, A., Martínez, I., García, N., Bermúdez de Castro, J.M., y Carbonell, E. (1999). A complete human pelvis from the Middle Pleistocene of Spain. *Nature*, 399, 255-258.

Baastrup, C.I. (1933). On the spinous processes of the lumbar vertebrae and the soft tissues between them, and on pathological changes in that region. *Acta Radiologica*, 14, 52-65.

Berry, J.L., Moran, J.M., Berg, W.S. y Steffee, A.D. (1987). A morphometric study of human lumbar and selected thoracic vertebrae. *Spine*, 12, 362-367.

Ogilvie, M.D., Hilton, C.E. y Ogilvie, C.D. (1998). Lumbar anomalies in the Shanidar 3 Neandertal. *Journal of Human Evolution*, 35, 597-610.

Pérez, P.J. (2003). Recopilación de diagnósticos paleopatológicos emitidos en fósiles humanos, con casos relativos a homínidos de Atapuerca. En: *Paleopatología. La enfermedad no escrita*, 295-306. Masson.

Resnick, D. (1985). Degenerative diseases of the vertebral column. *Radiology*, 156, 3-14.

Scheuer, L. y Black, S. (2000). *Developmental Juvenile Osteology*. Academic Press.

White, T.D. y Folkens, P.A. (1991). *Human osteology*. Academic Press.

# LA CUEVA DEL ALBA (ENTRELLUSA, PERLORA, ASTURIAS): ¿ENTERRAMIENTO O DEPOSICIÓN EN UNA CUEVA DURANTE LA ÉPOCA ROMANA?

**The Alba Cave (Entrellusa, Perlora, Asturias): ¿buried or just exposed during Romane times?**

(1, 2) R. García, (1, 2) L Rodríguez, (3) Á. Rodríguez, (1) J. M. Carretero, (4) G. Adán, (5) D. Alvarez-Laó, (5) M. Arbizu, (6) D. Álvarez y (6) J. Palacios

(1) Laboratorio de Evolución Humana. Dpto. de CC Históricas y Geografía. Universidad de Burgos. (CSIC, Museo Nacinal de Historia Natural). Edificio I+D+I, Plaza de Misael Bañuelos s/n. 09001 Burgos. jmcarre@ubu.es

(2) Departamento de Organismos y Sistemas. Área de Antropología. Universidad de Oviedo. laurar@correo.uniovi.es

(3) Departamento de Historia. Universidad de Oviedo. angelarova@yahoo.es

(4) Doctora en Prehistoria. Universidad de Salamanca. geadan@telepolis.com

(5) Departamento de Geología. Área de Paleontología. Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo. marbizu@geol.uniovi.es

(6) Descubridores del yacimiento. j.a.alvarez@infonegocio.com

**Resumen**

La cueva del Alba o Alborá se sitúa en la localidad de Perlora (Asturias) y es la primera cavidad en la que se encontraron unos restos funerarios no se puede asegurar si enterrados o simplemente expuestos, de finales de la romanidad (s. III/IX d.C.). Acompañaba este enterramiento un ajuar compuesto de una fíbula en omega, un vasito de terra sigillata y otro de cristal romano. A parte de la significación histórica de tal descubrimiento, esta inhumación también informa de aspectos tales como la antropología de las poblaciones indígenas de principios del I milenio; la situación de la costa cantábrica en tales épocas y la evolución tafonómica de este sitio que fue en época medieval un puerto ballenero, hasta la actualidad.

**Palabras clave:** Cueva del Alba-Alborá; Perlora, Asturias, costa Cantábrica, enterramiento tardo-antiguo.

**Abstract**

The Alba or Alborá cave is situated in the Perlora locality (Asturias). It is the first cave where funeral remains from the end of the roman period, third to ninth century a. C., were found. We do not know if they are buried or just exposed. A trousseau consisting of an "omega" shaped fibula, a "*terra sigillata*" glass and another roman glass were also found in this discovering, this interment also gives us information on different aspects such us: the anthropology of the indigenous populations from the beginning of the first millenium, the situation of the Cantabrian coast at that time and the taphonomic evolution of this site wich was a whale port in medieval time.

**Key words:** Alba Cave, Perlora, Asturias, Cantabrian coast, Roman buried.

## Antecedentes

Hace unos meses llegó a nuestras manos un lote de materiales de épocas diversas, compuesto por restos óseos, cerámicos y metálicos, a través de Joaquín Palacios Riera y David Álvarez Menéndez, procedentes de la playa de Entrellusa (Perlora, Asturias). Una vez pedido los permisos correspondientes a la Consejería de Cultura del Principado de Asturias (concedido el mes de enero de 2.003)., se comenzó a prospectar la zona por parte de un grupo de investigadores integrado por Miguel Arbizu, profesor de Paleontología de la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo, José Miguel Carretero, profesor de Antropología en la Facultad de Humanidades

de la Universidad de Burgos; Gema E. Adán, doctora de Prehistoria por la Universidad de Salamanca, Diego Álvarez Laó, doctorando en Paleontología por la Facultad de Geología de Oviedo, Laura Rodríguez y Rebeca García, ambas doctorandas de Antropología del Departamento de Biología de Organismos y Sistemas de la Universidad de Oviedo y Ángela Rodríguez doctoranda en Historia en la Facultad de Geografía e Historia en esta misma universidad.

En este artículo se da a conocer la prospección, estudio y resultados de una de las cavidades de la playa, llamada "cueva del Alba" por sus descubridores.

**Situación geográfica y geológica**

La cavidad que encierra el yacimiento se sitúa en la playa de Entrellusa (Fig. 1), entre los acantilados que se desarrollan al oeste de la playa arenosa bien conocida de Carranques (Ciudad Residencial de Perlora) de modo que para tener una visión de conjunto más completa del entorno, se ha estudiado un amplio espacio que abarcaba desde el espolón norte de los acantilados de la citada Ciudad Residencial, al oeste, hasta el Pico Castillu por el E (entre las coordenadas: 5º 44'20"-5º 44'4" de longitud O, y 43º 35'10"-43º 35'1" de latitud N).

La cavidad se abre en los tramos basales de la Formación Caliza de Montaña que se encuentra en el flanco oriental del sinclinal de Perlora. Regionalmente la Caliza de Montaña, de edad Carbonífero, es de un color gris oscuro, fétida y fuertemente laminada; por el contrario, en esta zona, las características no son constantes. Aquí se observa en amplias áreas que la caliza se encuentra alterada: presenta una coloración amarillo-pardusca y carece de fetidez y laminación. Estos cambios, como se puede deducir por toda una serie de pequeñas fallas y diaclasas que se observan en esta zona, son de carácter secundario. Por estas fracturas, probablemente

Figura 1. Playa de Entrellusa desde donde se accede a la cueva del Alba, desarrollada en los tramos basales de la Caliza de Montaña.

*Entrellusa beach, where the access to the Alba cave is located. The cave is formed within the lower levels of the Mountain Limestone.*

tardihercínicas, debieron circular distintos fluidos que produjeron esta alteración, principalmente la dolomitización de las calizas, que da esta coloración amarillo-pardusca, más intensa cerca de las zonas más falladas. Posteriormente la acción erosiva del mar, que sigue siendo muy importante, junto con las aguas de infiltración, contribuyó a la formación de una serie de galerías angostas. El suelo de estas galerías presenta en general una inclinación hacia el oeste, lo que está de acuerdo con el buzamiento de los estratos y las fallas existentes en esa área. Hoy día solamente se puede acceder a ellas durante la bajamar o descendiendo por el acantilado.

Esta cavidad tiene una cámara de aproximadamente unos 40 $m^2$, y una altura máxima de casi 2 m, si bien en otras zonas, baja el techo y no se puede estar de pie. El suelo presenta una fuerte inclinación NO/SE, inundando el agua marina la parte más baja durante las pleamares, afectando a la parte alta sólo en ocasión de mareas muy grandes o durante fuertes temporales. Esta acción erosiva afecta el piso, formando pocetas que pueden convertirse en sumideros.

Según explicaron sus descubridores, Joaquín Palacios y David Álvarez, el húmero humano, la cerámica, el cristal y la fíbula de bronce aparecieron en una misma área, en el fondo de una de las pocetas (zona SO), de unos 50 cm de diámetro.

Una vez examinada la cavidad, se pudo observar que en una plataforma superior, de casi 1 m de diámetro y a unos 2 m del lugar del primer hallazgo, aún quedaban muestras de la presencia de otros restos humanos.

**Análisis del material arqueológico**

Junto con el húmero humano, se recuperaron tres piezas arqueológicas: un fragmento de cerámica, otro de cristal y un resto de una hebilla de bronce. Todos ellos están muy alterados y rotos por la acción del mar. Debido a este precario estado, se procedió a su restauración.

- Fragmento de cerámica (55 mm×54 mm×7 mm y diámetro difícil de evaluar), muy alterada por rodamiento, pero que parece pertenecer a en vasito sin decoración, de "Terra Sigillata Hispanica" de carácter tardío, posiblemente según su morfología, un T.S.H.T.10 (Rouca y Fernández, 1999). No se ha conservado en la pieza el barniz característico de las *sigillatas*, y todo el cuerpo muestra un gran

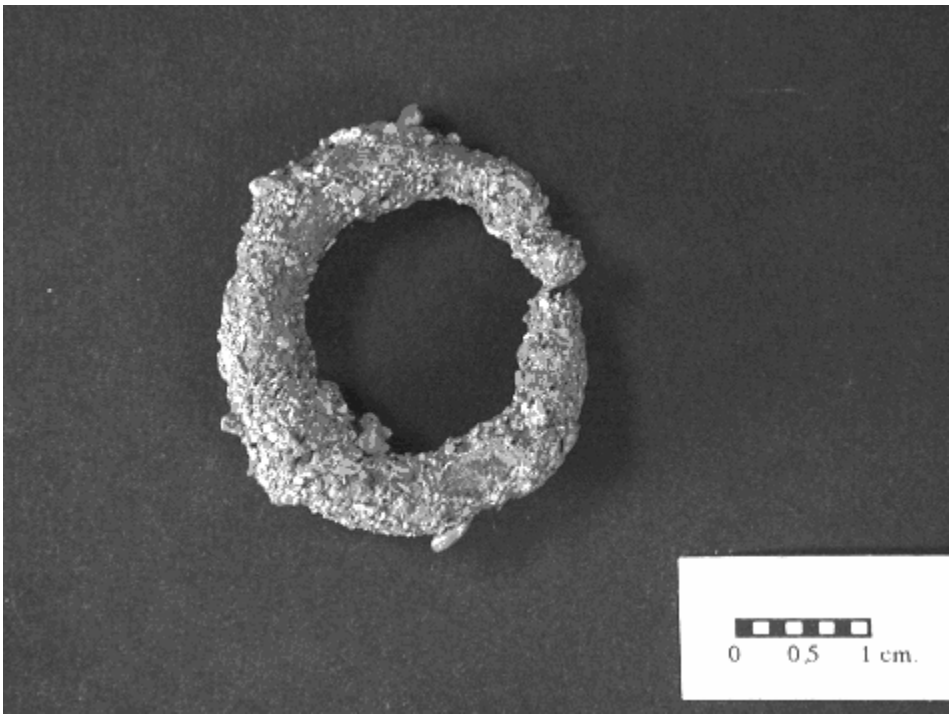



Figura 2. Fíbula en "omega" realizada en bronce. Detalle del estado de conservación.

*"Omega" shaped fibula in bronze. Detail of its preservation.*

alisamiento producto del rodamiento por la acción del mar.

- Fragmento de cristal (73 mm×47 mmm×2 mm), también muy alterado y rodado. Posiblemente podría pertenecer a la base de una jarrito de cristal de clara factura romana.
- Fragmento de fíbula/hebilla anular en omega (diámetro de 30 mm), en la que aún se conserva el arranque de aguja y el botón final de uno de los extremos (Fig. 2). La cronología de estas piezas en Asturias puede retrotraerse hasta fases prerromanas (p.e. en el castro de Caravia), aunque continúan en asentamientos romanos (s. IV d.C.) (Maya, 1988), y también parecen pervivir en necrópolis de tiempos altomedievales (Adán, 2000).

En definitiva, todos estos materiales parecen indicar una cronología entre s. III al IX, en un medio histórico claramente asimilable a la baja romanidad o tardo antiguedad. Conjunto al que se encontraría asociado, el resto paleontológico localizado.

**Análisis del material antroplógico**

El resto humano localizado corresponde a un húmero derecho (Fig. 3) que conserva, desgastadas parcialmente, la diáfisis, la zona media de la epífisis distal y una pequeñísima parte de la epífisis proximal; esta última parte es lo suficientemente diagnóstica como para afirmar que la cabeza humeral ya estaba fusionada a la diáfisis. La epífisis distal está muy erosionada sufriendo una ausencia de sustancia ósea importante en el capítulum y el epicóndilo medial; la tróclea, por su cara dorsal, está también muy afectada por el desgaste.

La parte diasfisaria conservada muestra dos zonas importantes de pérdida de sustancia ósea; una es en la cresta supracondilar lateral, que falta en gran parte, y otra en la superficie antero-medial. Esta última zona

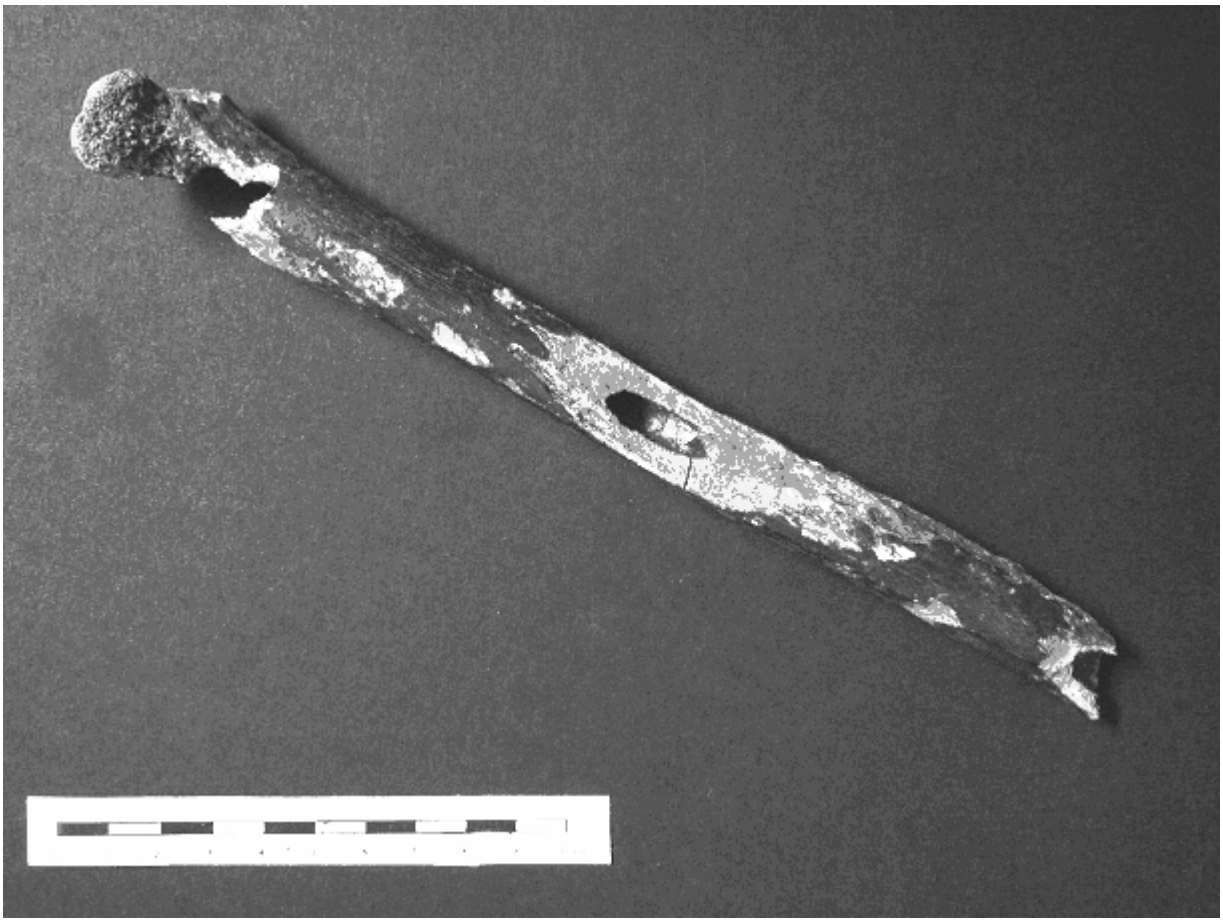


Figura 3. Fragmento del húmero humano localizado en la cueva.

*Fragment of human humerous located in the cave.*

presenta un agujero de forma elíptica en donde el eje mayor sigue la dirección del eje longitudinal del hueso, pudo haber sido originado probablemente por las condiciones tafonómicas del yacimiento. También se aprecian pequeñas pérdidas de corteza en toda la longitud de la diáfisis. La turberosidad deltoidea está muy poco marcada debido al grado de erosión que presenta.

El hueso posee un color oscuro que, debido a que entre otras observaciones, no muestra líneas de fractura características, y que no parece sea debido al fuego, el origen más probable de esta coloración hay que buscarlo en algún tinte presente en el sustrato, como el dióxido de manganeso, o en el agente erosionador, incluidos microorganismos, principalmente bacterianos. La parte posterior del hueso no muestra esta tinción negruzca, lo que indica que probablemente las condiciones de conservación eran diferentes en distintas zonas durante el tiempo de actuación del tinte.

Las dimensiones del fragmento, realizadas según las indicaciones de Buikstra y Ubelaker (1994) son las siguientes:

Longitud máxima del fragmento: 265,0 mm

Diámetro antero-posterior diáfisis: 19,5 mm

Diámetro latero-medial diáfisis: 12,5mm

Anchura epífisis distal: 34,0 mm

Debido a la falta de sustancia ósea, tanto el diámetro antero-posterior como el latero-medial, que normalmente se toman en la mitad del hueso cuando éste está completo, aquí, por el deficiente estado de conservación, se han tomado en la parte superior del orificio al que se hizo referencia anteriormente. Comparando este húmero con otro completo de características similares, podemos extrapolar y suponer que la longitud máxima del hueso completo pudo ser aproximadamente de 324 mm.

Sobre la edad que tendría este individuo, se puede indicar que la presencia de la epífisis distal fusionada totalmente a la diáfisis, acota la edad en el momento de su muerte a un mínimo de 19 años si fuera una mujer, y 21 si fuera un varón (Scheuer y Black, 2000).

En cuanto al sexo, y a pesar de que algunos autores han observado diferencias entre varones y mujeres, éstas no son significativas debido al amplio rango de variación que lleva a una superposición de los valores de las variables estudiadas. Además a este fragmento le faltan aquellas referencias claras que podrían dar una pista sobre el sexo como son el tamaño de la cabeza y el valor del ángulo valgus (Scheuer y Black, 2000).

**Enterramiento de época tardo-antigua (s. III al s. IX): ¿Deposición o inhumación?**

La localización de varias piezas arqueológicas junto con un resto humano no parece que deba ser casual. Tanto el lugar en el que aparecieron todas ellas, una cavidad de difícil acceso, como las condiciones de enterramiento y el estado de las piezas, indican que debieron sufrir momentos esporádicos de un fuerte rodamiento en un medio marino de influencia supramareal, similar al que se encuentra en la actualidad, en donde tal y como se puede deducir por las algas y otros restos procedentes del mar, algunas olas de fuertes tormentas puede llegar a alcanzar distintas partes de la cavidad.

También la cronología de las piezas arqueológicas es coherente entre sí, ya que avala la inclusión de las mismas en los tiempos finales de la romanidad (s. III al IX d.C.).

Por ello hay que considerar que se trata de un enterramiento realizado en una cueva, perteneciente a una persona joven-adulta (19 a 21 años) que llevaba una prenda cogida por una fíbula, al que se le incluyó un conjunto posiblemente de carácter votivo (cerámica y cristal).

Muy poco se sabe sobre la forma de enterramiento en época prerromana e incluso la romana, salvada la singularidad de la necrópolis de Paredes (Siero), en el actual territorio de Asturias.

Sin embargo, no parece muy raro el enterramiento en cavidades durante estas fases tal y como lo demuestra la Cueva de Valdediós, en donde apareció una fíbula anular similar a la de Entrellusa (Uría Ríu, 1958). Más discutible puede ser el uso funerario de la cueva de Posada de Llanes (Adán, 1999), aunque en este caso su cronología sería anterior a Entrellusa.

Este tipo de enterramiento en cueva se continúa con una tradición que, iniciada en épocas paleolíticas, se mantiene durante el neolítico, bronce y posiblemente en las poblaciones de la edad del hierro y romanización (Arsuaga y Adán, *in litt*.). Esta forma de inhumación es muy común durante esta época romana y altomedieval en la vecina Cantabria (Morlote *et al*, 1996). Más adelante, cuando el cristianismo se implanta en el norte peninsular, parece cambiarse la forma de enterramiento, que ya se realiza junto a los templos consagrados. En un primer momento en tumbas de lajas, para con posterioridad hacerse en fosas directamente sobre el suelo,

pudiéndose localizarse algunas piezas asociadas al individuo inhumado, tal y como parece demostrar la necrópolis de San Pedro de Plecín (Alles) (Adán, 2000).

Lo que aún queda por analizar es la manera cómo se depositaba el cadáver durante esta época: *inhumación*, con lo que ello conlleva de fosa y cubrición del cuerpo o la *deposición* sin enterrar, y posteriormente alterado por la acción del mar. Otros estudios posteriores podrán dar la clave de este enigma.

**Agradecimientos**

Agradecemos a Laura Juez (Facultad de Geografía e Historia de la Universidad de Valladolid) las observaciones suministradas en el estudio de la cerámica.

**Referencias**

Adán, G.E. (1999). Arneses de caballo del Bajo Lledías (Posada de Llanes). En: *Catálogo de CÁNTABROS. La génesis de un pueblo.* Caja Cantabria. Santander.

Adán, G.E. (2000). El perendengue altumedieval de San Pedru Plecín (Alles). *Asturies*, 10, 110-112. Oviedo-Uviéu.

Arsuaga, J.L. y Adán, G.E. (*in litt*.). Los restos humanos cromañones localizados en las cuevas y abrigos prehistóricos de Asturias.

Blas Cortina, M.A. (2000). Cetáceos en la playa de San Antolín de Bedón y notas históricas sobre las ballenas. *Bedoniana*, 2, 75-91. Naves. Asturias.

Buikstra, J.E. y Ubelaker, D.H. (1994). Standars for Data Collection from Human skeletan remains. *Arkansas Archeologic Survey Research Series*, 44. Arkansas.

Maya, J.L. (1988). La Cultura material de los castros asturianos. *Estudios de la Antigüedad*, 4/5. Barcelona.

Morlote, J.Mª, Serna, A., Muñoz, E. y Valle, Mª A. (1996). Las cuevas sepulcrales en la Edad del Hierro en Cantabria. En: *La Arqueología de los Cántabros*, 195-279. Fundación Marcelino Botín. Santander.

Roca Roumens, M. y Fernández García, M.I. coords. (1999). Terra *Sigillata Hispánica. Centros de producción y producciones altoimperiales*. Málaga.

Scheuer, L. y Black, S. (2.000). *Developmental Juvenile Osteology*. Academic Press.

Uría Ríu, J. (1958). Los cráneos prehistóricos de Valdediós. *Revista de Valdediós*, 12-38. Oviedo.

# ADDENDA

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL INFERIDA POR DIATOMEAS DE LA LAGUNA COSTERA DE TRABA (A CORUÑA, NO ESPAÑA) DURANTE LOS ÚLTIMOS 5.000 AÑOS

## Diatom-inferred palaeoenvironmental evolution of the Traba coastal lagoon (A Coruña, NW Spain) during the last 5,000 years

C. Delgado, R. Bao, A. Alonso y J.L. Pagés

Facultade de Ciencias, Universidade da Coruña, Campus da Zapateira, s/n.15071 A Coruña.

E-mail: xerobert@udc.e

**Resumen**

El análisis sedimentológico y de diatomeas de tres testigos obtenidos en la laguna costera de Traba permite dilucidar los factores principales que han controlado la evolución de este sistema en los últimos 5.000 años. Los factores forzadores locales, como la disponibilidad de sedimentos y los cambios en el desarrollo de la barrera arenosa se superponen a los factores regionales como el eustatismo y los cambios climáticos en la evolución de este sistema lacustre. El registro sedimentario refleja una historia gobernada por la colmatación de la laguna desde condiciones de aguas abiertas someras de carácter salobre-dulceacuícola a condiciones palustres de aguas dulces sometida a eventos de desecación intermitentes. En este caso, no hay signos de un control eustático significativo sobre el sistema. La formación del lagoon hace aproximadamente 5.000 años BP es coetánea con el origen de otros sistemas de lagoon en la costa portuguesa, coincidente con una desaceleración de la subida del nivel del mar.

**Palabras clave:** diatomeas, lagunas costeras, paleoambientes, evolución costera, Holoceno.

**Abstract**

A diatom and sedimentological analysis of three cores taken from the Traba coastal lagoon elucidate the main factors controlling the evolution of this system in the last 5,000 years. Local forcing factors as sediment availability and changes in the development of the sand barrier superimpose on regional factors as eustatism or climate changes in the evolution of this lacustrine system. The sedimentary record reflects a history governed by the progressive accretion of the lagoon from open shallow brackish/freshwaters to a freshwater palustrine condition subjected to intermittent dessication events. In this environment, there are no sings of significant eustatic control in the system. The formation of the lagoon at approximately 5,000 yrs BP ago is coeval with the origin of other lagoon systems in the Portuguese coast coincident with a decrease in the rate of sea level rise.

**Key words:** diatoms, coastal lagoons, palaeoenvironments, coastal evolution, Holocene.

### Introducción

El litoral de Bergantiños está representado por una costa acantilada y rectilínea de dirección E-O, formada por relieves de 200 m de altitud en la que no desaguan ríos de entidad, salvo el Anllóns. Los rasgos de este litoral se labran durante los tiempos postmiocenos en los que se produjeron importantes encajamientos fluviales como respuesta a descensos relativos del nivel de base marino, culminando con la construcción de una plataforma costera inferior que contornea la actual línea de costa. En el Holoceno, la subida del nivel del mar hasta su posición actual configura las características más recientes del paisaje costero, comenzando el anegamiento de las rías y el retroceso de los medios litorales, y durante el cual se forman los actuales sistemas playa-lagoon (Alonso y Pagés, 2000). Aunque existen datos acerca de la evolución durante el Holoceno tardío del sistema de playa-lagoon de Traba (Devoy *et al*., 1996), no se conocen los cambios ambientales registrados en los sedimentos formados en dicha laguna.

Las diatomeas son un componente esencial del fitoplancton y microfitobentos de las lagunas costeras. Su sensibilidad a los cambios en la salinidad y nivel de agua las hacen particularmente útiles en la reconstrucción paleoambiental de estos ambientes (Denys y De Wolf, 1999). En este trabajo se analizan los cambios

ambientales inferidos por diatomeas que experimentó la Laguna de Traba desde el Holoceno medio en el contexto de los potenciales factores forzadores en su evolución (regionales frente a locales).

## Área de estudio

La laguna de Traba se sitúa en una ensenada próxima a la desembocadura del río Anllóns en la coruñesa *Costa da Morte*, al oeste de la localidad de Laxe (43°10' N - 9°10' O; 2,75 m snm) (Fig. 1). La laguna, con una forma irregular alargada y unas dimensiones de 600×120 m, se emplaza tras la barrera arenosa de la playa, orientándose ambas en una dirección NE-SO. Se trata de una laguna "cerrada" (sensu Vilas y Rolán, 1985) sólo abierta ocasionalmente por efecto de los grandes temporales, que recoge el drenaje de una pequeña cuenca inferior a 12 $km^2$ presentando su nivel una pequeña oscilación estacional. El conjunto de la playa-lagoon se alberga en una cubeta de alteración y vaciado labrada a favor de un conjunto de fracturas que acompañan al contacto entre dos macizos de granitos hercínicos. El fondo de la cubeta es una zona llana que se extiende sobre unos 2 $km^2$, formada por una roca granítica subaflorante y arenizada, proceso al que ha podido ayudar un laboreo agrícola secular.

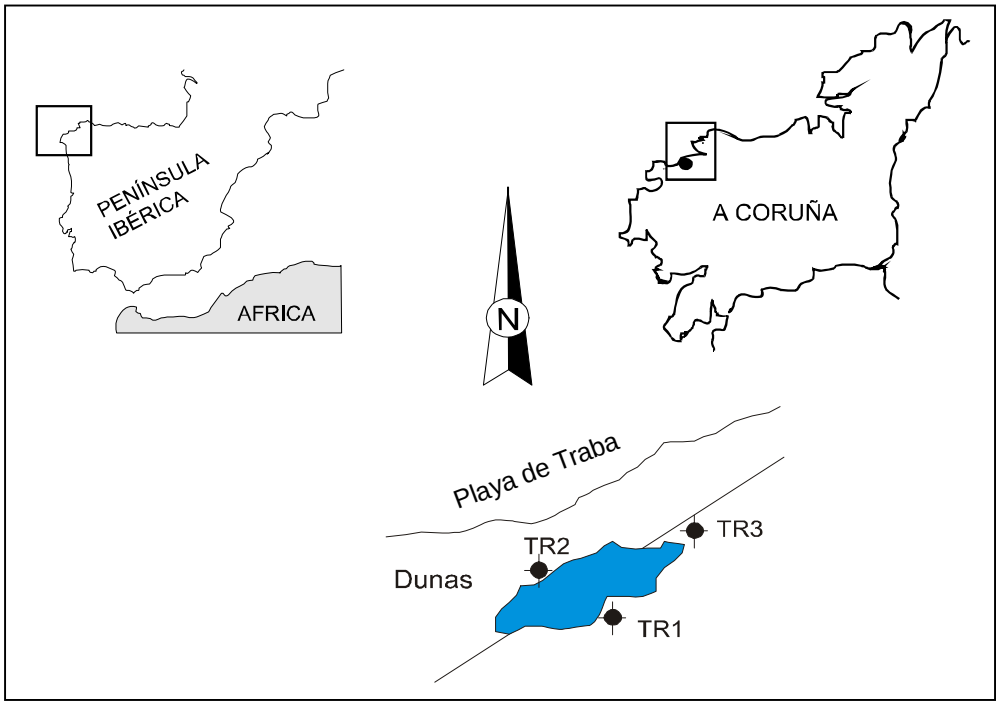



Figura 1.-Localización de la laguna de Traba y posición de los puntos de sondeo.

*Location of the Traba lagoon and coring sites.*

## Material y métodos

Se realizaron tres sondeos de 10 cm de diámetro con una sonda rotativa Rolatec RL-48C en los márgenes de la laguna y en la barra arenosa que la cierra (Fig. 2), perforándose hasta alcanzar el zócalo granítico. Se estudió el contenido en diatomeas de los testigos a intervalos de 10 cm (excepto en el TR3, compuesto exclusivamente por arenas). Todas las muestras se trataron y estudiaron según los procedimientos estándares. Para la interpretación paleoambiental se agruparon los taxones según sus afinidades de hábitat y salinidad siguiendo los criterios de Vos y De Wolf (1993).

## Resultados

### *Litoestratigrafía*

El primer testigo (TR1) registró 4,35 m de sedimentos fundamentalmente fangosos con finas intercalaciones arenosas. En su base y techo aparecen sendos niveles de arenas con cantos y microconglomerados, más gruesos en el nivel basal, representando niveles de aportes de arroyadas. Los fangos contienen materia orgánica abundante, con algunos niveles semiturbosos en los que se reconocen aún restos vegetales. Corresponden a la sedimentación típica de lagunas con poca alimentación detrítica lateral, en un ciclo de profundización-somerización.

Los testigos TR2 y TR3 se realizaron en la orilla de la laguna situada sobre el cinturón dunar. El testigo TR2, de 10,5 m es espesor, presentó en la base un nivel de arenas más gruesas y granos no redondeados con cantos, claramente procedentes del lavado del regolito del zócalo granítico subyacente. Sobre él se dispone un nivel de fangos orgánicos con intercalaciones de arenas finas homométricas, muy probablemente de origen eólico. Se trataría de depósitos de charcas interdunares. El resto del testigo corresponde a arenas dunares. El testigo TR3, que sólo alcanzó 3 m de profundidad, se perforó en las inmediaciones del canal de desagüe de la laguna. Ambos cortaron mayoritariamente arenas, que resultaron ser homométricas, de granos redondeados y con fragmentos de bioclastos, de origen dunar principalmente.

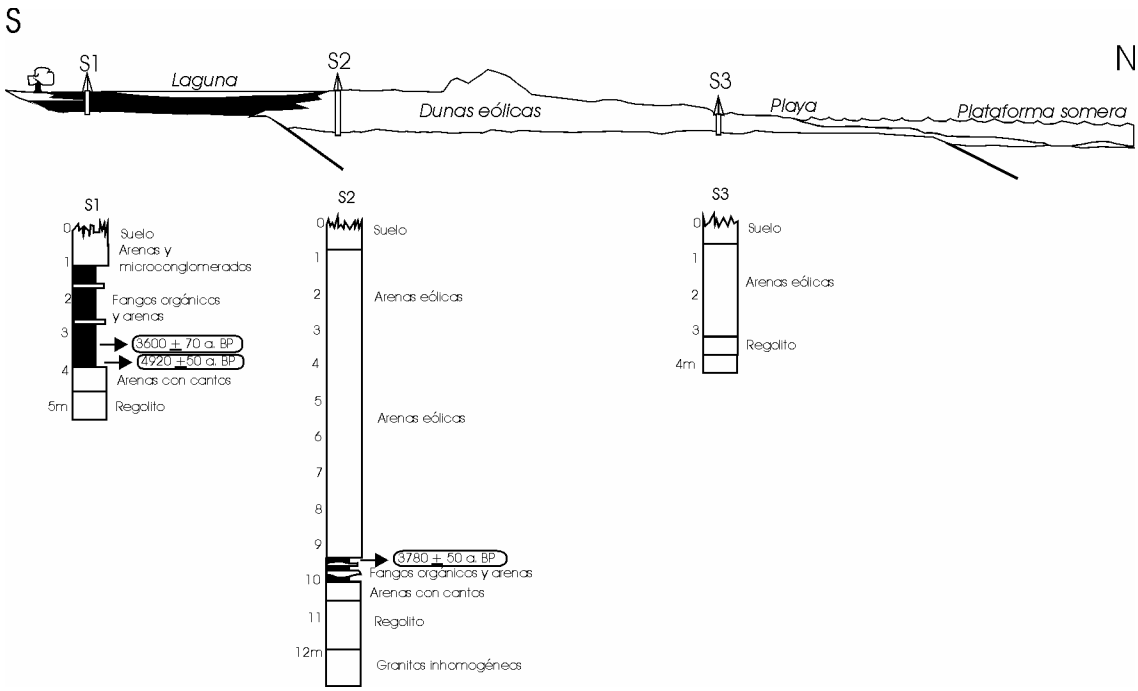



Figura 2.- Interpretación esquemática de la paleogeografía del Holoceno en la laguna de Traba basada en los testigos obtenidos (no a escala).

*Idealized cross section in the Traba lagoon based on cores (not to scale).*

### *Cronología*

Se dataron tres muestras de materia orgánica por el método del radiocarbono (Tabla 1). El sondeo TR1 abarca aproximadamente los últimos 5.500 años ($^{14}$C BP) de historia de la laguna, mientras que el sondeo TR2 comprende aproximadamente los últimos 4.400 a 4.000 años.

| Código Lab. | Sondeo | Altura (cm) | Profundidad (cm) | $\delta^{13}C$ (‰) | Edad ($^{14}C$ años BP) | Edad calibrada (2σ) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| BETA-165860 | TR1 | 55 | 380 | -25.0 | 4.920+/-50 | 5.740-5.590 BP |
| BETA-165861 | TR1 | 105 | 330 | -25.0 | 3.600+/-70 | 4.090-3.700 BP |
| BETA-165862 | TR2 | -465 | 940 | -25.0 | 3.780+/-50 | 4.390-3.990 BP |

Tabla 1.- Resultados de las dataciones por radiocarbono de los testigos TR1 y TR2.

*Radiocarbon dates for cores TR1 and TR2.*

### *Estratigrafía de diatomeas*

Las abundancias relativas de los grupos ecológicos definidos según los criterios de Vos y De Wolf (1993) en el testigo TR1 se representan en la Fig. 3a. Se han definido tres zonas, todas referidas al cero hidrográfico:

Zona TR1-I ((65)175-195 cm). Se caracteriza por la dominancia de las diatomeas ticoplanctónicas salobre dulceacuícolas. Esta dominancia es típica de un ambiente sedimentario de lagoon de bajo rango mareal. El carácter ticoplanctónico de estas diatomeas apunta además al desarrollo de un cuerpo somero de aguas libres.

Zona TR1-II (195-375 cm). Las diatomeas epifíticas de agua dulce caracterizan esta zona. Esta asociación es característica de un ambiente de lagoon sin influencia mareal e importante desarrollo macrofítico. Esta zona puede subdividirse en tres subzonas. La subzona TR1-IIa presenta como grupo subdominante el epipelon marino salobre. Esta circunstancia sugiere el desarrollo de condiciones de mayor salinidad debidas a una mayor influencia mareal. La subzona TR1-IIb representaría las condiciones normales de desarrollo de un lagoon sin influencia de las mareas. Por último, la subzona TR1-IIc reflejaría nuevamente una cierta salinización debido a los pequeños repuntes de las diatomeas ticoplanctónicas salobre dulceacuícolas y las epipélicas marino salobres.

Zona TR1-III (375-425 cm). La tendencia más significativa en esta zona es la disminución de las diatomeas epifíticas de agua dulce en favor del epipelon dulceacuícola y las diatomeas aerofílicas. Estos valores son los propios de lagunas continentales. El carácter epipélico y aerofílico de esta asociación sugiere condiciones de intensa sedimentación sometida a fenómenos de desecación de carácter probablemente estacional, reflejando la progresiva somerización del medio.

Las abundancias relativas de las diatomeas en el tramo de fangos orgánicos con arenas del testigo TR2 se ilustran en la Fig. 2b. Sobre una base constituida por niveles estériles, ha podido identificarse una sola zona:

Zona TR2-I (-508 a -462 cm). Esta zona está caracterizada por la codominancia de las diatomeas ticoplanctónicas y epifíticas de carácter salobre dulceacuícola. Las diatomeas episámicas marino salobres constituyen un grupo subdominante. Esta zona guarda una correspondencia estrecha con el nivel más basal de la zona TR1-I, a la que sigue en edad. Como en TR1-I, esta zona representa condiciones de lagoon de bajo rango mareal. La abundancia de diatomeas episámicas marino salobres sugiere aportes de arena y una influencia más directa del mar.

## Discusión

El análisis del registro de diatomeas de la laguna de Traba permite trazar los eventos más significativos de su evolución en los últimos 5.000 años y la importancia relativa de los distintos factores que han dirigido los cambios registrados. La secuencia de eventos permite reconstruir una historia condicionada esencialmente por la disponibilidad local de sedimentos que ha inducido el tránsito desde condiciones lacustres a palustres (zonas TR1-I a TR1-II) y posteriormente a la desecación estacional del medio (zonas TR1-II a TR1-III). Esta disponibilidad de sedimentos pudo estar influenciada por la deforestación y el laboreo agrícola. La influencia de los factores forzadores de carácter regional como los cambios climáticos o eustatismo no parecen tener una importancia relativa mayor, un hecho ya señalado en la evolución de otros sistemas lacustres similares en la fachada atlántica de la península Ibérica (Devoy *et al*., 1996; Bao *et al*., 1999; Dias *et al*., 2000). Los cambios en el desarrollo de la barrera que cierra el sistema también parecen condicionar el tránsito desde un cuerpo de agua de carácter ligeramente salobre a otro de escasa o nula influencia mareal. Los datos obtenidos no permiten identificar fases netas de expansión y regresión de la barrera en consonancia con lo estudiado por otros autores (Devoy *et al*., 1996).

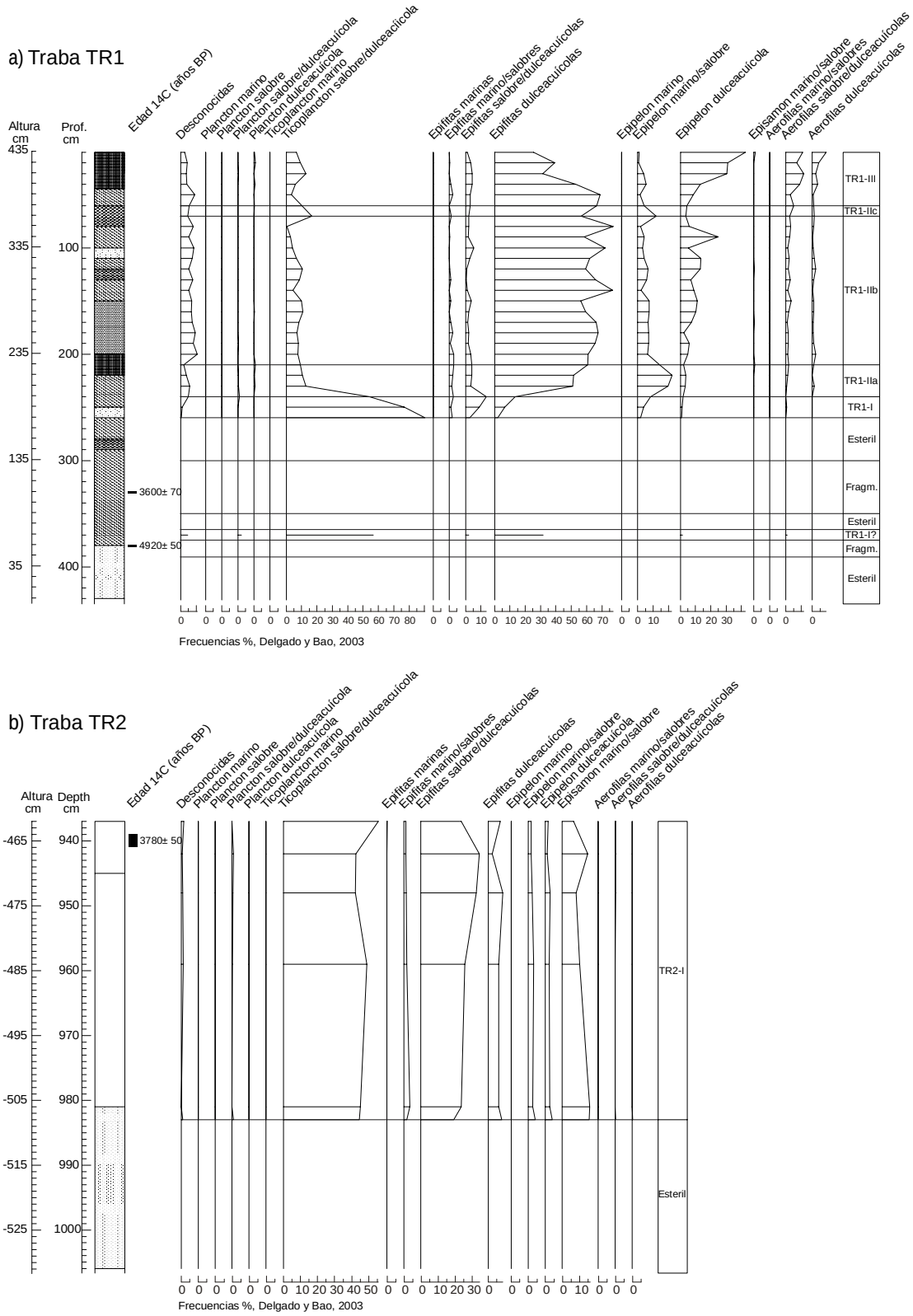



Figura 3. Diagramas de abundancias relativas de los grupos ecológicos de diatomeas definidos según Vos y De Wolf (1993). Los símbolos litoestratigráficos siguen los criterios de Troels-Smith (1955). a) Testigo TR1, b) Testigo TR2.

*Relative abundances of diatom ecological groups according to Vos and De Wolf (1993). Lithostratigraphic symbols follow Troels-Smith (1955)*

La paleogeografía del entrante costero de Traba, hace 5.000 años, respondía a una plataforma granítica de alteración y vaciado cuya base, hoy a 1,60 m por debajo del nivel medio del mar, se situaba por encima del nivel del mismo. Adosada a la costa rocosa, y posiblemente apoyada en un escalón del zócalo, se formó una barrera arenosa que creció siguiendo el ritmo de ascenso del mar, reteniendo el drenaje y confinando una laguna en su parte interna que nunca llegó a tener una buena conexión con el mar abierto. La mayor parte de los afloramientos de la segunda mitad del Holoceno en la costa del norte de Galicia corresponden a ambientes continentales (Santos *et al*., 1993; Alonso y Pagés, 2000). Sólo se encuentran facies marinas de la misma edad en entrantes costeros profundos (rías), en los que redes fluviales de una cierta entidad dieron lugar a incisiones importantes durante la etapa de nivel del mar bajo.

La formación de la laguna es coetánea con la deceleración de la tasa de subida del nivel del mar sugerida para los 5.000 años BP en la costa atlántica del norte de la Península Ibérica (e. g. Granja y De Groot, 1996; Sánchez Goñi, 1996). El origen de la laguna de Traba sería, por tanto, contemporáneo al de formación de sistemas similares en la costa portuguesa (e. g. Freitas *et al*., en prensa) aunque, a diferencia de algunas de ellas, no quedarían registrados los ambientes costeros previos a su formación.

## Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al proyecto REN2000-0468MAR financiado por la Dirección General de Enseñanza Superior e Investigación Científica del Ministerio de Educación y Cultura.

## Referencias

Alonso, A. y Pagés, J.L. (2000). El registro sedimentario del final del Cuaternario en el litoral noroeste de la Península Ibérica. Márgenes cantábrico y atlántico. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, 17-29.

Bao, R., Freitas, M. C. y Andrade, C. (1999). Separating eustatic from local environmental effects: a late-Holocene record of coastal change in Albufeira Lagoon, Portugal. *The Holocene*, 9, 341-352.

Denys, L. y De Wolf H. (1999). Diatoms as indicators of coastal paleoenvironments and relative sea-level change. En: E. F. Stoermer y J. P. Smol, eds. *The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, 277-297

Devoy, R. J. N., Delaney, C., Carter, R. W. G. y Jennings, S. C. (1996). Coastal stratigraphies as indicators of environmental changes upon European Atlantic coasts in the Late Holocene. *Journal of Coastal Research*, 12, 564-588.

Dias, J. M. A., Boski, T., Rodrigues, A. y Magalhães, F. (2000). Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present - a synthesis. *Marine Geology*, 170, 177-186.

Freitas, C., Andrade, C., Rocha, F., Tassinari, C., Munhá J. M., Cruces, A. y Vidinha, J. (in litt.). Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons. 1: the sedimentological and geochemical records of the Santo André coastal area. *The Holocene*, 13.

Granja, H. M. y De Groot, T. A. M. (1996). Sea-level rise and neotectonism in a Holocene coastal environment at Cortegaça Beach (NW Portugal): a case study. *Journal of Coastal Research*, 12, 160-170.

Sánchez Goñi, M. F. (1996). Vegetation and sea level changes during the Holocene in the Estuary of the Bidasoa (southern part of the bay of Biscay*). Quaternaire*, 7, 207-219.

Santos, L., Bao, R. y Jalut, G. (1993). Estudio micropaleontológico de una turbera litoral holocena en la Ría de Ares. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 18, 175-188.

Troels-Smith, J. (1955). Karakterisaring af løse jordarter. *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, Series IV, 3, 39-73.

Vilas, F. y Rolán, E. (1985). Caracterización de las lagunas costeras de Galicia, N.W. Península Ibérica, España. En: *Actas Iº Congreso Ibérico de Quaternario*. Lisboa, 253-268

Vos, P. C. y De Wolf, H. (1993). Diatoms as a tool for reconstructing sedimentary environments in coastal wetlands: methodological aspects. *Hydrobiologia*, 269/270, 285-296.

XI reunión nacional de cuaternario
oviedo (asturias), 2 - 3 y 4 de julio 2003

# PROSPECCIÓN ARQUEOLÓGICA EN LOS PÁRAMOS DEL INTERFLUVIO DUERO-PISUERGA. SELECCIÓN Y USO DE UN BIOTOPO ALTERNATIVO DURANTE EL PLEISTOCENO MEDIO

**Archaeological prospection at the *Paramos* between the Duero-Pisuerga rivers. Selection and use of an alternative biotope during the Middle Pleistocene**

P. Sánchez Yustos

Área de Prehistoria (Unidad Asociada al .CS.I.C). Universitat Rovira i Virgili. Plaza Imperial Tarrraco nº 1. 43005 Tarragona.

policarpos@hotmail.com

**Resumen**

En 1987 se registraron los primeros once yacimientos paleolíticos en los páramos pontienses al sur del Duero, en la provincia de Valladolid. Trabajos realizados con posterioridad localizaron y estudiaron más de 30 puntos nodales con actividad lítica en las parameras de Montemayor-Corcos (margen izquierda del Duero). Todos los puntos localizados con concentraciones líticas tienen una serie de características en común, como: incidencia de alteraciones postdeposicionales de baja energía, aloctonía de la materia prima, homogeneidad técnica y patrones sistemáticos de selección del espacio. Con la intención de profundizar en la comprensión del poblamiento paleolítico meseteño en las mesas calcáreas, se ha ampliado la región de estudio a los páramos del interfluvio Duero-Pisuerga (margen derecha del Duero). Para ello se han estudiado cuatro nuevos yacimientos localizados en esta área. En esta nueva región de estudio se ha podido observar como los patrones de ocupación participan de la misma dinámica técnica y de selección del espacio documentada en los páramos de Montemayor-Corcos. Este nuevo modelo paleolítico de ocupación del territorio informa de que las comunidades de homínidos del Pleistoceno Medio final presentan un comportamiento territorial estructurado y previsor, más complejo del que se suponía en estos momentos en la cuenca del Duero.

**Palabras clave:** prospección, Paleolítico, Pleistoceno Medio, páramos, cuenca del Duero

**Abstract**

In 1987 the first eleven Paleolithic sites were recorded in the *paramos pontienses* at the southern Duero river in Valladolid. Afterwards were located and studied more than 30 nodale points with lithic activities at the *parameras* from Montemayor-Corcos (left side of the Duero river). All the locations with lithic concentrations have some common characters such as: low energy postdepositional alterations, raw material alochtony, technological homogeneity, and systematic patterns of territory selection. With the intention of going further in the comprehension of the northern *Meseta* Paleolithic settlements, we have enlarged the studied region to the *paramos* between the Duero and the Pisuerga rivers. Therefore, we have studied four more sites located in this area. In this new region we have observed how the occupation patterns of this new alternative biotope, has the same technological and territory selection dynamic documented at the *Paramos* Montemayor-Corcos. This new Paleolithic territorial occupation model informs us that at the Duero basin the hominid communities of the later and middle Pleistocene have a structured and provisory territorial behavior, more complex than they were supposed to have.

**Key words:** prospection, Paleolithic, Middle Pleistocene, moor, Duero Basin

## Introducción

La mayoría de los restos líticos pleistocenos recuperados en la Cuenca del Duero están relacionados con ambientes de ribera. No se debe olvidar la importancia que tendrían los ríos como arterias ecológicas articuladoras de los paisajes y de la ocupación del territorio. Evidentemente, este ámbito es el más documentado ya que muchas investigaciones han sido dirigidas hacia estos lugares. En esta línea de trabajo, Santonja (1995) puntualizó sobre el aparente desequilibrio ocupacional que se da en la cuenca del Duero. Serían los cursos fluviales del oeste meseteño los que articularían una mayor concentración de yacimientos,

debido a que este sector presenta unas redes laterales fluviales más desarrolladas y con vegas más amplias, surcadas por múltiples canales (Santonja, 1995).

Es posible que este desequilibrio no sea consecuencia de una selección y uso casi exclusivo de los ambientes ribereños, que incidiría en una menor densidad de ocupación en la zona oriental de la Meseta Norte con respecto a su vertiente occidental. Precisamente, existe la gran paradoja de que los conjuntos industriales mejor contextualizados en la cuenca del Duero, como son Atapuerca y Torralba y Ambrona, están en ambientes alternativos a los de ribera y en la zona oriental. Nuevas investigaciones (Díez Martín, 1999; Rodríguez del Tembleque *et. al.*, 1998; Sánchez Yustos, 2002) ponen de manifiesto la selección y uso de biotopos alternativos a los de ribera, demostrando así que trabajos serios de prospección en la vertiente oriental de la cuenca del Duero están cambiando ese paradigma.

Para un mayor conocimiento del poblamiento meseteño durante el Pleistoceno es necesario elaborar proyectos de investigación que acometan prospecciones sistemáticas y excavaciones, que atiendan a la variedad de medios y paisajes que se encuentran en la Cuenca del Duero, ya que los contextos morfogeológicos que son ocupados en estos momentos no son únicamente las terrazas de determinados cursos fluviales.

En los últimos años se han estado realizando serios y continuos trabajos de prospección en la margen izquierda del Duero, sobre los páramos de Montemayor-Corcos, en los que se ha localizado más de 30 puntos nodales con industria lítica en superficie (Díez Martín, 1999). En estos lugares se ha podido observar una serie de características ocupacionales y técnicas que han permitido identificar un patrón ocupacional propio, en el que se utiliza un biotopo alternativo al de ribera. Para saber si este patrón era un fenómeno restringido a la margen izquierda del Duero o si se trataba de un proceso ocupacional generalizado que seleccionaba estos espacios elevados en dinámicas de organización del territorio, se decidió ampliar la zona de investigación al interfluvio Duero-Pisuerga, en el que se incluyen los páramos de la margen derecha del Duero, los del Esgueva y los de la margen izquierda del Pisuerga.

Las primeras evidencias paleolíticas en el páramo fueron documentadas en los años ochenta por el Inventarario Arqueológico Vallisoletano, que realizó dos campañas de prospección, la primera en 1987 y la segunda en 1988, en los páramos de la Parrilla y de Tudela de Duero (Valladolid). Durante estas prospecciones se localizaron 11 concentraciones con una alta densidad de objetos líticos. En este primer momento se observa que estos lugares gozaban de unas características propias y diferentes a las documentadas en los yacimientos paleolíticos encontrados en la provincia de Valladolid. Más adelante, con las investigaciones realizadas por Díez Martín (1999) en los páramos de Montemayor-Corcos, se definen y concretan estas características en: incidencia de alteraciones postdeposicionales de baja energía, aloctonía de la materia prima, homogeneidad técnica y patrones sistemáticos de selección del espacio.

Las concentraciones de objetos líticos documentadas en Montemayor-Corcos se encuentran asociadas a sistemas morfogeológicos superficiales desarrollados en las mesas calcáreas, compuestas por calizas del final del Mioceno (Fig. 1). Sobre estos replanos elevados, durante el Plio-Pleistoceno, se activan fenómenos de erosión y karstificación. El principal agente erosivo es el proceso fluvial de baja energía originado durante el encajamiento primario de la cuenca del Duero. Paralelamente se va creando un karst tubular que trae consigo la formación de numerosas dolinas. Ambos sistemas morfogeológicos superficiales en ciertos durante el Pleistoceno se encharcarían, generando un biotopo nuevo, alternativo e independiente al de ribera.

**Prospección**

Desde el modelo ocupacional establecido en los páramos de Montemayor-Corcos, con unos patrones de asentamiento bien definidos y con una ubicación muy concreta de los yacimientos en torno a formaciones geológicas superficiales, se eligieron los páramos del interfluvio Duero-Pisuerga con la intención de documentar ese modelo ocupacional. Se optó por aplicar una metodología concreta de prospección a esta nueva región, que se adaptase a las necesidades de la investigación, encaminando la prospección hacia un modelo selectivo (prospección predictiva). El trabajo de campo consistió en la localización de concentraciones de industria lítica, las cuales aparecían en dolinas y vallejos fluviales (Fig. 2). Una vez halladas se delimitaban perimetralmente y se recogían todos los objetos líticos que se encontraban.

La región de estudio se eligió en base a los criterios de investigación que se perseguían. Entendiendo *región* como el territorio seleccionado en función del problema arqueológico que se quiere resolver. De este modo, la escala regional es dependiente de los intereses del investigador (Región Arqueológica).

El área seleccionada para la investigación fue las mesas calcáreas del interfluvio Duero-Pisuerga (Valladolid). Esta región no fue sistemáticamente prospectada, sino que se realizó una prospección selectiva, en la que se eligen cuatro punto de las mesas calcáreas de esta región. Éstos se encuentran delimitados en su zona más septentrional por la margen izquierda del Pisuerga (Cuesta Alta); el punto más meridional es el más

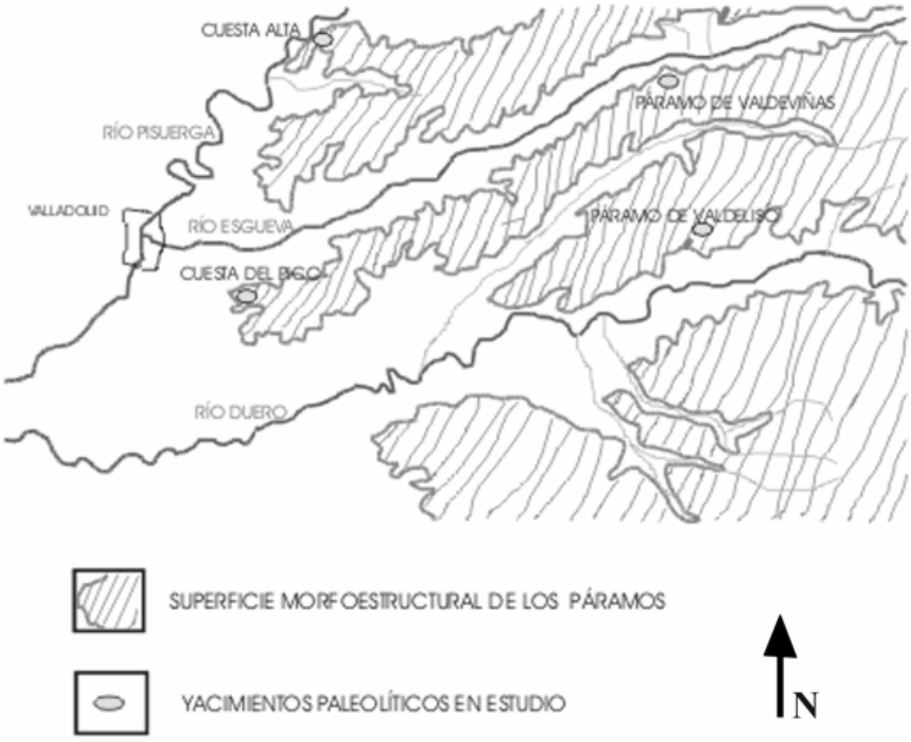



Figura 1. Sistemas morfogeológicos superficiales

*Morphogeological superficial systems*

cercano al interfluvio (Cuesta del Pico). Los otros dos puntos estarían ubicados en la zona más occidental del área: uno en la margen derecha del Duero (Valdeliso) y el otro en la margen izquierda del Esgueva (Valdeviñas). La región arqueológica seleccionada presenta rasgos geológicos y ecológicos homogéneos, dando integridad a la región no sólo desde el ámbito arqueológico (Fig. 1).

En estos trabajos de prospección se localizaron cuatro conjuntos líticos: Cuesta Alta, Cuesta del Pico, Valdeliso y Valdeviñas, relacionados todos con formaciones superficiales como dolinas y vallejos (Tabla 1). En total se recogieron más de 880 objetos líticos, que fueron estudiados mediante el sistema de análisis Lógico Analítico (Carbonell *et al*, 1983; Carbonell *et al*, 1992).

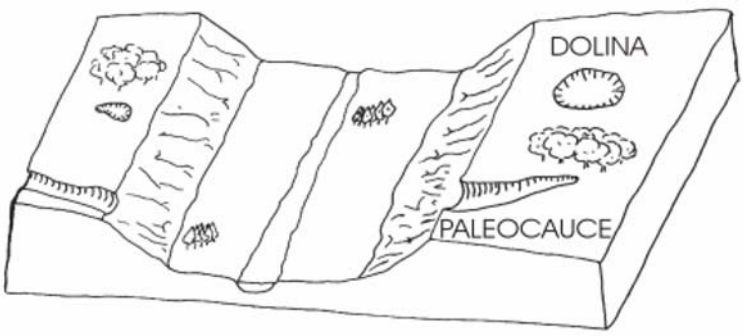



Figura 2. Localización de los yacimientos estudiados.

*Location of the studied sites.*

| *YACIMIENTO* | CUESTA ALTA | CUESTA DEL PICO | VALDELISO | VALDEVIÑAS |
|---|---|---|---|---|
| *FORMACIÓN* | vallejo/dolina | vallejo | vallejo | dolina |
| *Nº de OBJETOS* | 442 | 242 | 93 | 105 |

Tabla 1. Número de objetos y formaciones relacionadas a cada yacimiento.
*Number of objects and formations related to each site*

**La industria lítica en páramos**

Para poder definir la industria lítica en páramo, se deben relacionar en primer lugar los yacimientos de Montemayor-Corcos con los del interfluvio Duero-Pisuerga. Tras el estudio y comparación de ambas regiones (Díez Martín, 1999; Sánchez Yustos, 2002) se puede decir que existe una sincronía técnica entre todos los conjuntos líticos recuperados en las mesas calcáreas de la Meseta, englobados todos dentro de la misma dinámica técnica.

Partiendo de la homogeneidad y sincronía técnica de los tecno-conjuntos de los páramos de la margen izquierda y derecha del Duero, los del Esgueva y los de la izquierda del Pisuerga, se puede observar una serie de características técnicas que comparten y definen a todos estos yacimientos. La materia prima, casi exclusiva, que sirve de soporte a esta industria es la cuarcita, que se encuentra en las terrazas fluviales de los distintos valles, a una distancia no mayor de 5 km. Los morfotipos más representados de cantos trabajados son los choppers y los chopping-tools, aunque también se encuentran bifaces, picos y escasos hendedores. Existe un predominio destacado de sistemas de explotación directo y un acondicionamiento escaso de las matrices productoras. Por lo tanto, procesos de talla más complejos, como puede ser el sistema *levallois*, tienen un papel marginal. El morfotipo de lascas retocadas más abundante son las raederas. Es muy probable que ciertos objetos con una configuración más cuidada ya llegaran así a los yacimientos. En todos los conjuntos líticos recuperados hasta ahora, se ha podido observar homogeneidad técnica entre matrices y productos. Esta misma sincronía técnica aparece en todos los yacimientos estudiados, por lo que se puede hablar de una dínámica técnica única para los conjuntos industriales localizados en páramo. Ésta a su vez está vinculada, para el caso que nos ocupa, con una estrategia de selección y uso de espacio muy concreta y bien definida, que configura una dinámica de ocupación nueva y dependiente de un territorio explotado.

Es necesario contextualizar en el tiempo y en el espacio estos conjuntos industriales, con el fin de conocer el grado de filiación tecnológica y temporal que presentan éstos en relación con los documentados en la Cuenca del Duero. Los yacimientos paleolíticos en páramo se encuentran dentro de una región bien delimitada, como es la Meseta Norte de la península Ibérica, la cual tiene como artería geográfica principal, articuladora del paisaje, el río Duero. En este ámbito normeseteño, se ha podido observar una clara homogeneidad técnica entre los conjuntos líticos recuperados (Santonja, 1995), de la cual también participan los yacimientos en páramo. Esta homogeneidad es definida por: la mayoritaria presencia de núcleos con explotación simple, cuya consecuencia es la abundante representación de lascas con talones corticales; los núcleos *levallois* son escasos, aunque los discoides abundan relativamente; hendedores y triedros, por este orden, son menos frecuentes que choppers y bifaces. Para Santonja (1995), esta impresión de fuerte homogeneidad en el Achelense meseteño estaría ligada de una manera decisiva al empleo de materias primas similares (principalmente cuarcita y sílex). Esta dinámica técnica generada en la Cuenca del Duero presentaría "leves" diferencias entre sus tecno-conjuntos industriales, marcadas por la explotación y ocupación de ambientes regionales diferenciados, que darían lugar a una variabilidad tecnológica dentro de una misma dinámica técnica.

Resulta muy arriesgado realizar una contextualización en el tiempo de estos yacimientos, ya que sus artefactos han sido recuperados en superficie. La única manera para obtener una aproximación cronológica al fenómeno de ocupación de los páramos, es a través de la observación y contrastación de los gestos técnicos documentados en los conjuntos artefactuales localizados en estos espacios. El punto de partida de esta aproximación crono-técnica es el entendimiento de los yacimientos en páramos como una unidad, con una serie de elementos técnicos que definen a esta industria. Por ello nos desvinculamos del popurrí de crono-culturas

estáticas basadas en las formas de los objetos, cuyo resultado y fin es una compleja matriz cronológica, que poco tiene que ver con los registros reales, dispensadora de etiquetas contextualizadoras estancas. Obviando de igual manera la clasificación de Modos Técnicos, ya que no atiende a aquellos procesos que están fuera de esa construcción acumulativa de caracteres, estatizando un proceso dinámico mediante estructuras que no se ajustan a la amplia gama de variabilidad técnica presente en los conjuntos líticos.

El elemento técnico, que más información cronológica puede aportar, es el sistema de explotación *levallois*. Su presencia dentro de los conjuntos líticos hallados en las mesas calcáreas es minoritaria, pero indicativa de que estas comunidades humanas ya lo conocían aunque no estuviera sistematizado dentro de su universo tecno-cultural. Sabemos que dicho sistema se documenta en Europa de un modo intermitente entre 450 y 120 ka. Por el momento las fechas más antiguas pertenecen a ciertas colecciones líticas francesas, en las cuales se ha activado dicho sistema de explotación, siendo el yacimiento de Orgnac un buen exponente (Doncel *et al*., 1992). Principalmente, la generalización de este método se produce en Europa a partir de 120 ka, con el paso del Pleistoceno Medio al Superior (120 ka), por lo que creemos que estos conjuntos industriales entrarían en este abanico cronológico. Esta horquilla temporal (450 ka-120 ka) encaja perfectamente con las dataciones absolutas obtenidas en Dolina y Galería (Atapuerca) (Carbonell *et al*., 1995; Falgueres, 1986; Grün y Aguirre, 1987; Rodríguez, 1997, Falgueres *et al*., 2001), yacimientos de la zona oriental de la Cuenca del Duero que participan de la mencionada dinámica técnica. Las últimas dataciones de Gran Dolina (Falgueres *et al*., 2001) para los niveles de TD 10 y 11, dan una fecha media ponderada de 372 ± 33 ka.

**Selección y uso de un biotopo alternativo**

El estudio de los patrones de selección y uso del espacio por parte de los homínidos permite acercarse al conocimiento de la organización socio-económica y a las relaciones de éstos con el medio que los rodea. La movilidad territorial entre sociedades de cazadores recolectores es el patrón más óptimo de adaptación, estando ésta supeditada y relacionada con la dinámica eco-social de cada comunidad. Se trataría de una movilidad expansiva no basada en exploraciones con itinerarios monótonos.

De este modo, se entiende el territorio (espacio) como una realidad antropizada (socializada) donde se producen los procesos (dinámicas) de adaptación eco-sociales de los seres humanos, existiendo un vínculo de unión entre los procesos socio-culturales y el medio ambiente. Estos procesos son comprendidos como el resultado de un sistema de adaptación de una determinada comunidad al medio en el que viven y a otros sistemas socio-culturales.

La elección de los espacios de actuación es dependiente de los recursos que ofrecen. La selección de los recursos a explotar dependería de su accesibilidad, teniendo en cuenta que su estacionalidad puede marcar las pautas de movilidad por un territorio. Los grupos de cazadores recolectores suelen ocupar zonas donde exista un acceso directo al agua y al combustible y donde las fuentes alimenticias (recursos vegetales y animales) no estén muy alejadas y no sean muy costosas. En el caso que nos ocupa, se sabe que las concentraciones líticas están asociadas a espacios encharcados, aunque no sabemos si éstos estarían hidráulicamente activos de una manera estacional o por el contrario permanecerían encharcados durante todo el año. Lo que parece seguro es que estos espacios son ocupados cuando las manchas de agua estaban presentes, lo cual condicionaría y articularía los movimientos territoriales de las comunidades que explotaban este biotopo.

Se ha observado que existe una jerarquía de los espacios a ocupar dentro de las plataformas precuaternarias elevadas. Los lugares encharcados localizados en los bordes del páramo gozaban de una cierta predilección ocupacional. Estos espacios están relacionados con lenguas de páramo, lo que facilita el trasiego entre el valle y las extensiones elevadas precuaternarias, al ser la superación del desnivel menos costosa. Además la ubicación de estos espacios les confiere unas cualidades excepcionales de observación y control del valle, lo que sugiere que los recursos que ofrecía el valle eran importantes en las estrategias económicas de estas comunidades. Esta idea se adapta muy bien al modelo económico de amplio espectro de Cleland (1966), en el que se aprovechan un mayor número de recursos, ya que ninguno por sí sólo es suficiente para la supervivencia de la comunidad; lo cual implica un dinamismo adaptativo que se traduce en una gran movilidad de los grupos. Las comunidades que habitaron estas plataformas elevadas participarían de un sistema económico en el que se aprovecharían biotopos diferentes, aunque posiblemente el valle fuera el motor que articularía las estrategias económicas. Para ello es necesario una gran movilidad estratégica y una flexibilidad en la comprensión del espacio, lo que implica un comportamiento territorial estructurado y previsor.

El uso de estos espacios dependería de las actividades que se realizaran en cada lugar y que, en cierto modo, estarían condicionadas por un carácter oportunista. Existiendo a la vez una recurrencia en la ocupación de estos lugares, que condicionarían los movimientos territoriales de sus pobladores por las manchas de agua distribuidas a lo largo del páramo. Sin olvidar que la ocupación de estos espacios tuvo una dependencia con

estrategias económicas vinculadas a la explotación y control de los recursos ribereños, existiendo por tanto circuitos de movilidad que relacionaban el valle con el páramo.

Es muy difícil poder clasificar estas ocupaciones como centros de intervención referencial o complementario. Creemos que la frontera para distinguir estos dos centros en muy difusa. Posiblemente estos yacimientos estarían dentro de esa línea divisoria, ya que son lugares donde se han realizado actividades de carácter expeditivo, pero seleccionados de una manera recurrente y con cierto grado de anticipación.

Podemos concluir diciendo que la explotación de biotopos distintos y complementarios en un mismo ecosistema, como puede ser la cuenca del Duero, sería la estrategia adaptativa más rentable para la supervivencia de las comunidades humanas del Pleistoceno Medio.

**Referencias**

Carbonell, E., Guilbaud, M. y Mora, R. (1983). Utilización de la lógica analítica para el estudio de tecno-complejos a cantos tallados. *Cahier Noir*, 1, 3-79

Carbonell, E., Mosquera, M., Ollé, A., Rodríguez, X.P., Sala, R., Vaquero, M. y Vergés, J.M. (1992). New elements of the logical analytic system. *Cahier Noir*, 6, 5-61.

Carbonell, E., Girart, S., Márquez, B., Martín, A., Mosquera, M., Ollé, A., Rodríguez, X.P., Sala, R., Vaquero, M., Vergés, J.M. y Zaragoza, J. (1995). El conjunto lito-técnico de la Sierra de Atapuerca en el marco del Pleistoceno Medio europeo. *Actas del Congreso: Evolución humana en Europa y los yacimientos de Atapuerca*, 445-533. Medina del Campo, Valladolid.

Cleland, C. E. (1966). The prehistoric Animal Ecology and Ethnozoology. *Anthropological Papers*, 29. Michigan

Díez Martín, F. (1999*). Patrones paleolíticos de espacialidad. Aplicación de un modelo de arqueología distribucional en los páramos de Montemayor-Corcos (Valladolid, Burgos y Segovia)*.

Falguéres, C. (1986). *Datations des siters achealéens et mousteriens par la méthode de la Rèsonance de Spin Electronic*. Musée National d´Historie Naturalle. Paris.

Falgéres, C., Bahain, J., Yokohama, Y., Bischoff, J. L., Arsuaga J. L., Bermudez de Castro, J. M., Carbonell, E. y Dolo, J.M. (2001). Datation par RPE et U-TH des sites pléistocénes d'Atapuerca: Sima de los Huesos, Trinchera Dolina et Trinchera Galería. bilan géochronologique. *L'Anthropologie*, 105, 71-81.

Grün, R. y Aguirre, E. (1987). Datación por ERS y por la serie del U, en los depósitos cársticos de Atapuerca. En: E. Aguirre, E. Carbonell y J.M. Bermúdez de Castro, eds. *El hombre fósil de Ibeas de Juarros y el Pleistoceno de las Sierra de Atapuerca*. 201-204. Valladolid.

Hardesty, D. (1977). *Antropología Ecológica*. Bellaterra: Barcelona.

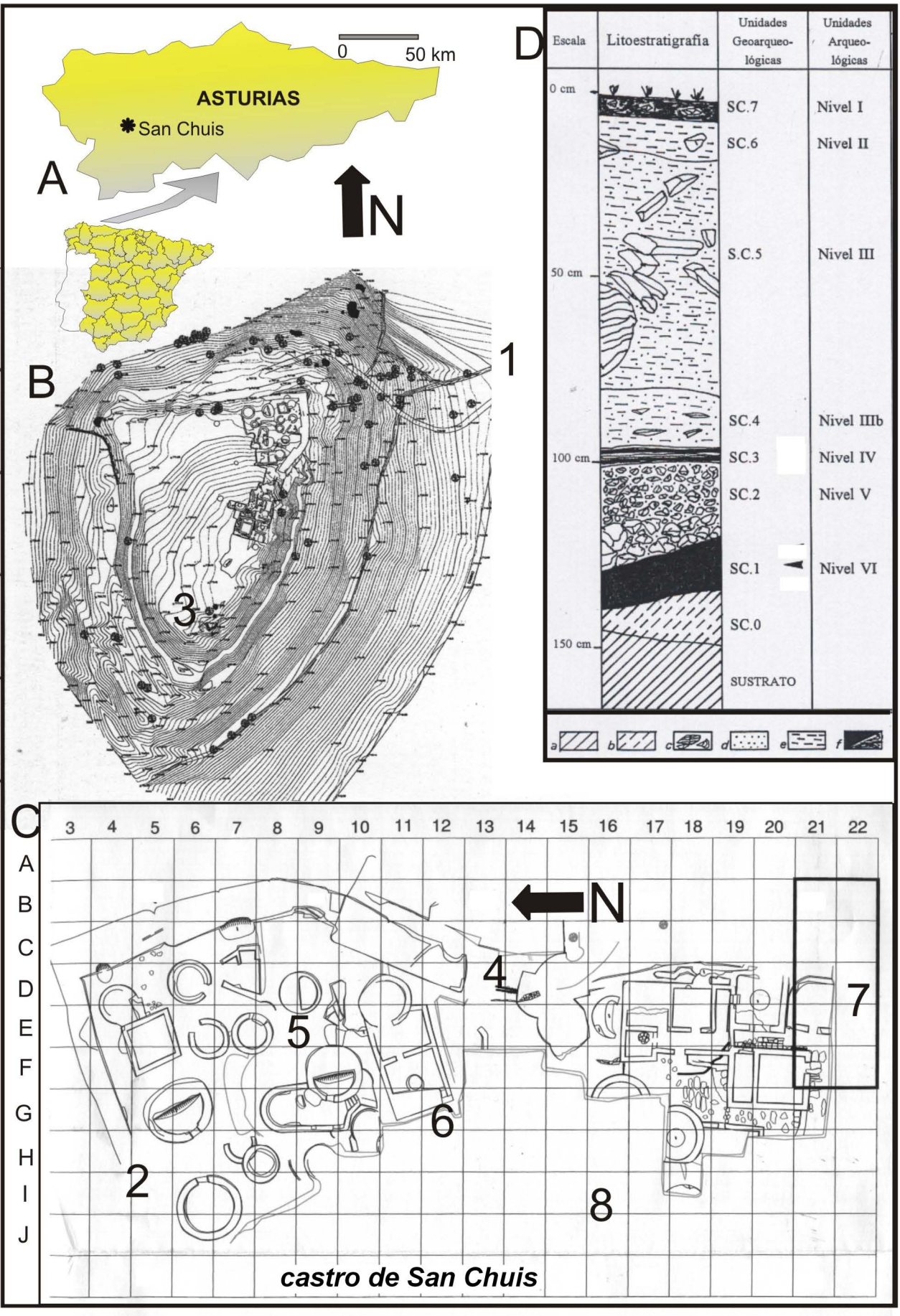
Moncel, M.–H. y Combier, J. (1992). L`industrie lithique du site Plesitocène moyen d`Orgnac 3 (Ardèche). *Gallia Préhistorie*, 34, 1-55.

Rodríguez, X. P. (1997). *Los sistemas técnicos de producción lítica del Pleistoceno inferior y medio de la Península Ibérica: variabilidad tecnológica entre yacimientos del Noroeste y de la Sierra de Atapuerca*. Tesis Doctoral (inédita). Universitat Rovira i Virgili. Tarragona.

Rodríguez del Tembleque, J.M., Santonja, M. y Pérez González, A. (1998). La ocupación humana en el sudeste de la Meseta Norte y en el entorno de Ambrona y Torralba durante el Pleistoceno medio. *Zephyrus*, 51: 19-34.

Sánchez Yustos, P. (2002). *Dinámica técnica y de selección y uso del espacio, durante el Pliestoceno en las mesas calcáreas del interfluvio Duero-Pisuerga*. Tesis de Licenciatura (inédita). Universitat Rovira i Virgili. Tarragona

Santonja, M. (1995). El paleolítico inferior en la Submeseta norte y en el entrono de Atapuerca. Balance de los conocimientos en 1992. *Actas del Congreso: Evolución humana en Europa y los yacimientos de Atapuerca*, 421-444. Medina del Campo, Valladolid.


A
ASTURIAS
San Chuis
0
50 km
N
B
1
3
D
Escala
Litoestratigrafía
Unidades Geoarqueo-lógicas
Unidades Arqueo-lógicas
0 cm
50 cm
100 cm
150 cm
SC.7
SC.6
S.C.5
SC.4
SC.3
SC.2
SC.1
SC.0
SUSTRATO
Nivel I
Nivel II
Nivel III
Nivel IIIb
Nivel IV
Nivel V
Nivel VI
a
b
c
d
e
f
C
3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22
A B C D E F G H I J
N
2
4
5
6
7
8
castro de San Chuis