

Origen y evolución de playas en una zona semiárida con arenas eólicas (región de Coca, Cuenca del Duero, España)

G. Desir, M. Gutiérrez Elorza y F. Gutiérrez Santolalla

Departamento de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.
C/. Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza (España).
E-mail: mgelorza@unizar.es

RESUMEN

En el sector meridional de la Depresión del Duero (sector de Coca) se ha desarrollado un conjunto de playas asociadas a las acumulaciones eólicas cuaternarias de la Tierra de Pinares. El origen de estas playas es debido a la actuación de procesos de deflación en superficies de terraza y en el fondo de valles con drenaje deficiente. La distribución y orientación de las playas desarrolladas en las terrazas, con direcciones preferentes NNO y NO, subperpendiculares a la de los vientos dominantes, parece estar controlada por el sistema de canales responsables de la generación de las terrazas. El desarrollo de depresiones cerradas en los fondos de valle se ha relacionado con el abandono del valle hacia el que drenaban por un proceso de captura fluvial. Tras la excavación de la cobertura aluvial por erosión eólica, la profundización del fondo de las playas progresiva por la deflación de partículas producidas por la meteorización de los sedimentos arcillosos del sustrato. Entre los procesos de meteorización responsables de la producción de partículas exportables por el viento se incluyen la aglomeración de peloídes por precipitación de sales, ciclos de humectación y secado, haloclastismo y actividad biológica. La erosión eólica, más activa en épocas secas, provoca la ampliación y el rebajamiento del fondo de las playas y eventualmente su coalescencia.

Palabras clave: arenas eólicas, Depresión del Duero, mantos de arena, playas, terrazas

Playa origin and evolution in a semiarid zone with aeolian sands (Coca Region, Duero Basin, Spain)

ABSTRACT

In the southern sector of the Duero Depression (Coca area) a significant number of playas has been developed. These playas show NNW and NW prevalent orientations subperpendicular to the main wind direction and are associated to the Quaternary aeolian deposits of Tierra de Pinares. The origin of the depressions is attributed to deflation processes acting on terrace surfaces and on the bottom of poorly drained creeks. The playas developed on the terraces seem to be controlled by the architecture (paleochannels) of the fluvial deposits. The generation of closed depressions in the creek bottoms is related with the abandonment of the main valley by a fluvial capture. In an initial stage the alluvial cover is differentially striped by aeolian erosion. Subsequently, the deepening of the playas progresses by deflation of particles produced by weathering of the argillaceous bedrock. The weathering processes involved in the production of particles exportable by the wind include the aggregation of peloids by salt precipitation, wetting and desiccation cycles, haloclasty or biological activity. Aeolian erosion, especially effective during dry periods, leads to the lowering and enlargement of the playas and eventually to their coalescence.

Key words: aeolian sands, Duero Basin, playas, sand sheets, terraces

Introducción

El término playa se emplea en medios continentales para designar depresiones cerradas desarrolladas en zonas áridas y semiáridas cuyo fondo plano y generalmente desprovisto de vegetación se inunda periódicamente, siendo frecuente la precipitación de sales

por evaporación. Existen ejemplos de playas en numerosas regiones del planeta. En África del Sur se localizan por debajo de la isoyeta de 500 mm (Goudie y Wells, 1995). Su tamaño es muy variable, fluctuando entre 0.004 y 100 km² en el suroeste de Australia (Killigrew y Gilkes, 1974). A veces se agrupan alcanzando densidades elevadas, como en el Estado de

Orange Free en Sudáfrica, donde se reconocen más de 100 playas en una extensión de 100 km² (Goudie y Thomas, 1985; Goudie, 1991).

Existe una nomenclatura muy numerosa sobre depresiones cerradas situadas en medios áridos que obedece en parte a la utilización de denominaciones vernáculas (Tricart, 1969; Cooke y Warren, 1973; Neal, 1975; Cooke et al., 1993; Currey, 1994; Rosen, 1994; Shaw y Thomas, 1997; Briere, 2000; Gutiérrez Elorza, 2001). El término playa es de origen español y fue introducido en el vocabulario anglosajón a raíz de la exploración española del suroeste de los Estados Unidos (Gutiérrez Elorza, 2001; Gutiérrez Elorza et al., 2002a). Recientemente, Briere (2000) ha llevado a cabo una minuciosa recopilación de los diferentes términos utilizados para designar a estas depresiones. Este autor propone que el vocablo playa se emplee para depresiones intracontinentales con balance hídrico negativo que permanecen secas más del 75% del año, y que playa-lake se adopte como una transición entre playa y lago que designa a depresiones con agua entre el 25 y el 75% del año. Sin embargo, estas definiciones pueden resultar ambiguas y difíciles de aplicar ya que el régimen hídrico de gran parte de las playas no está sujeto a una estricta estacionalidad, pudiendo permanecer húmedas o secas durante años.

En la Encyclopedia de los Desiertos, Tchakerian (1999a) define playa como una depresión frecuente en zonas áridas y semiáridas sometida a inundación por aguas superficiales efímeras y por fluctuaciones del nivel freático. La definición dada por Dregne (1999) para el término *pan* es prácticamente la misma que la anterior. Por otra parte, Shaw y Thomas (1997) consideran los términos de playa y *pan* como sinónimos. A diferencia de los anteriores, el término *sabkha* si presenta una diferenciación clara en su origen, quedando restringido a depresiones situadas en llanuras costeras (Tchakerian, 1999b; Briere, 2000).

Las playas se desarrollan preferentemente en zonas con relieve muy poco contrastado y con una red de drenaje difusa o inexistente (Tricart, 1954b; Goudie, 1999). En estos sistemas se refleja la interacción de las aguas superficiales y subterráneas, el transporte eólico y las reacciones químicas y biológicas (Torgerssen et al., 1986). La evapotranspiración aumenta la concentración de las aguas lo que provoca la precipitación de diversas sales según su grado de saturación (Eugster y Hardie, 1978; Yechieli y Wood, 2002). Cuando el nivel freático desciende por debajo de la superficie o el agua superficial evapora, la erosión eólica puede afectar a los sedimentos situados por encima del frente de capilaridad (Yechieli y Wood, 2002). Existe por tanto un equilibrio

dinámico entre el proceso de deflación y las fluctuaciones del nivel freático y del frente de capilaridad (Rosen, 1994). En las épocas secas la deflación eólica agranda el tamaño de las playas y provoca la acumulación de partículas a sotavento dando lugar a dunas en forma de media luna (*lunettes*) (Goudie, 1991; Goudie y Wells, 1995). Diversos procesos como la meteorización de los sedimentos del fondo de las playas y la precipitación de sales favorecen la exportación de partículas por el viento. Por otra parte, en las playas se produce un drenaje centrípeto que tiende a transportar partículas de los márgenes de la depresión hacia el centro, para ser posteriormente evacuadas por el viento. De este modo, se produce la ampliación de las depresiones y cuando la distancia entre ellas es pequeña pueden llegar a enlazar (Goudie y Wells, 1995). Estas agrupaciones crecen con el tiempo y pueden sobrevivir a sucesivos ciclos de erosión (Marshall y Harmse, 1992). Cuando se produce la coalescencia, cada una de las antiguas playas tendrá una dinámica separada hasta que tras varios ciclos erosivos se unifique su funcionamiento como un sistema hidrológico único. Además del viento numerosos procesos pueden intervenir en la formación de las playas (Torgerssen et al., 1986; Marshall y Harmse, 1992; Goudie y Wells, 1995; Livingstone y Warren 1996; y otros).

Los cambios climáticos e incluso antrópicos alteran fácilmente la dinámica de estos sistemas morfo-sedimentarios altamente sensibles. Las oscilaciones paleoclimáticas han jugado un papel decisivo en su evolución (Tricart, 1954a), siendo la mayoría de las playas consideradas como paleoformas (Cooke et al., 1993). Por esta razón, estas depresiones pueden proporcionar abundante información sobre la historia geomorfológica y sedimentaria de una región, constituyendo buenos indicadores paleoambientales.

En el presente trabajo se pretende caracterizar y explicar la génesis de un conjunto de playas desarrolladas en el margen de acumulaciones eólicas cuaternarias situadas en la Depresión del Duero. Los trabajos cartográficos y de campo, así como los análisis químicos y mineralógicos llevados a cabo permiten establecer el origen y la evolución de estas playas, resultado de la actuación e interacción de varios procesos.

Marco geográfico y geológico

La región estudiada se localiza en el sector meridional de la Cuenca del Duero, una de las tres grandes cuencas terciarias del interior de la Península Ibérica (Alonso-Zarza et al., 2002). Concretamente se encuen-

tra dentro de la Hoja de Olmedo (428) del M.T.N., en un área de relieve poco contrastado entre 720 y 860 m de altitud. La zona está surcada por los ríos Adaja, Voltoya y Eresma, siendo este último afluente del río Duero (Fig. 1). El clima es de tipo mediterráneo frío (Calonge, 2002) con precipitaciones medias anuales de unos 450 mm y temperaturas medias en enero y julio de 3 y 21-22 °C respectivamente.

Los materiales del sustrato están formados por sedimentos miocenos continentales con disposición subhorizontal. En la base aflora una formación constituida por arcillas y arenas arcósicas rojizas y gris verdosas con niveles calcáreos en los tramos superiores. Estos sedimentos de edad Aragoniense fueron depositados en zonas distales de abanico aluvial. A

techo aflora la denominada Facies de las Cuestas, formada por unos 40 m de margas gris verdosas con yesos, dolomías y calizas. Su edad es Vallesiense superior y se atribuye a medios lacustres (Portero et al., 1982).

El contexto geomorfológico

En la zona de estudio se reconocen diversas morfologías y formaciones superficiales entre las que destacan sistemas escalonados de terrazas fluviales, acumulaciones eólicas, laderas regularizadas, facetas triangulares de ladera y playas, siendo estas últimas el resultado de la deflación eólica de sedimentos afec-

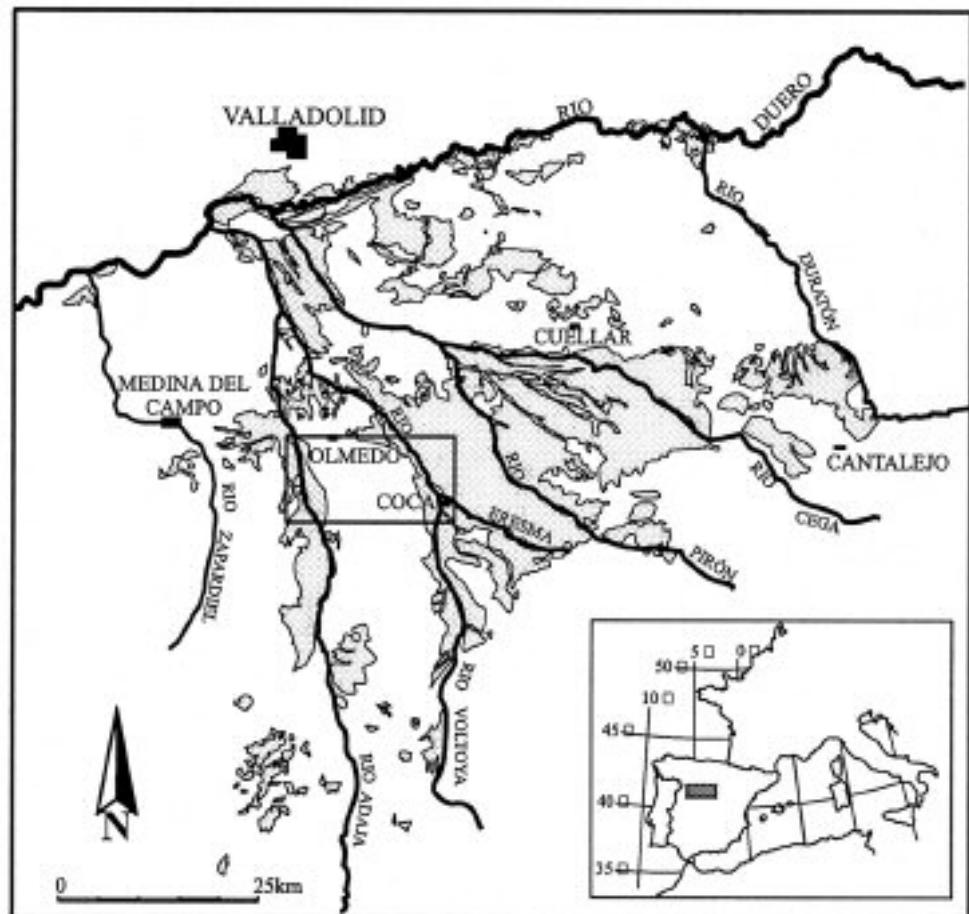


Fig. 1. Mapa de situación de la zona de estudio y de los mantos de arena eólicos
Fig. 1. Location map of the study area and aeolian sand sheets

tados por procesos de meteorización (Pérez González, 1982; Portero *et al.*, 1982; Molina y Pérez González, 1989; Pérez González *et al.*, 1994; Calonge y Díez, 2002; Díez Herrero *et al.*, 2002; García Hidalgo *et al.*, 2002; Gutiérrez Elorza *et al.*, 2002b).

Sistema de terrazas

La red fluvial que discurre por la región ha experimentado una evolución relativamente compleja. Los ríos Adaja y Voltoya, antiguos afluentes del río Duero, han desplazado su trayectoria hacia el NE hasta vertier en el río Eresma, del que actualmente son tributarios (Tortosa *et al.*, 1997) (Fig. 1).

En este sistema fluvial Portero *et al.* (1982) han reconocido hasta 17 niveles de terraza interpretando sus depósitos como sistemas de canales braided. En la zona cartografiada se han identificado 10 niveles de terrazas de agradación (*fill terraces*) para el sistema Voltoya-Eresma ($T_{10}-T_1$) y 4 para el sistema Adaja (T_4-T_1') (Fig. 2). Los depósitos de las terrazas de los ríos Adaja y Voltoya están constituidos por cantos de granitoides, gneisses y esquistos provenientes del Sistema Central y por arenas cuyo origen se atribuye fundamentalmente a las arcosas miocenas. Los clastos expuestos en la superficie de las terrazas están afectados por la acción del viento y la diferencia composicional entre los depósitos de las terrazas de

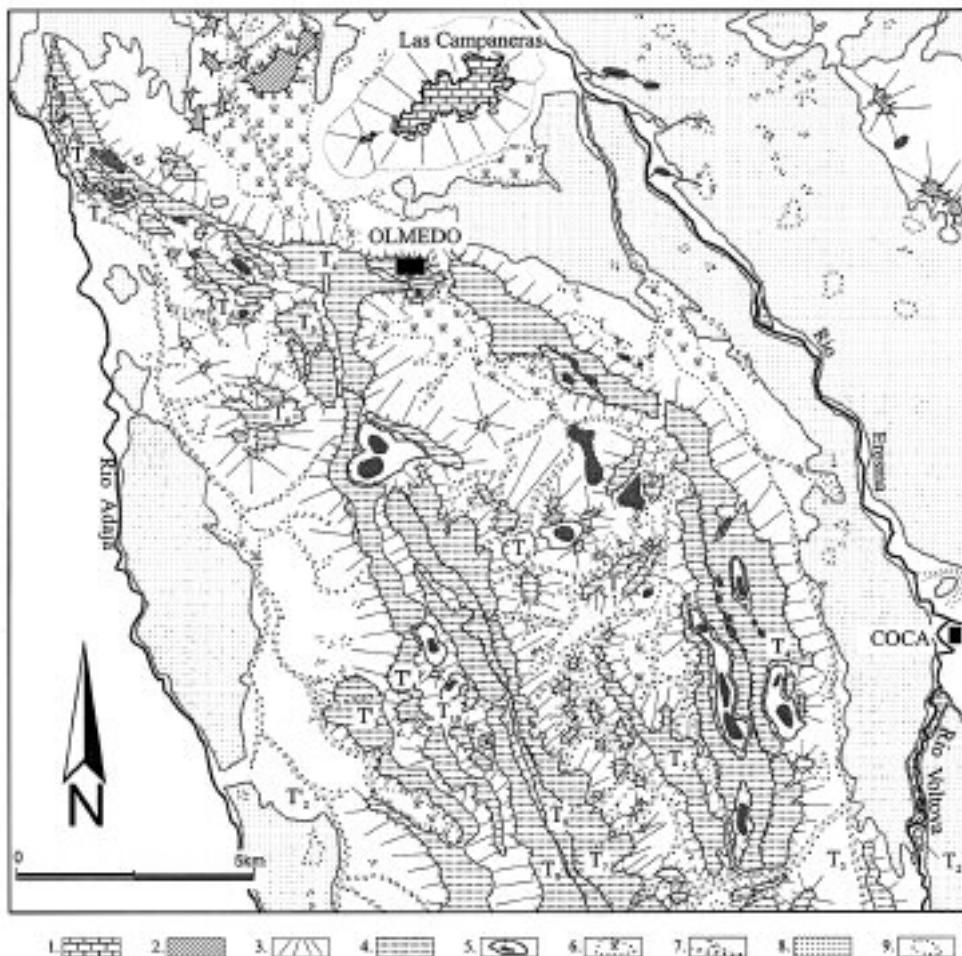


Fig. 2. Mapa geomorfológico de la zona estudiada. 1: Superficie estructural en calizas, 2: Superficie con depósito, 3: Laderas regularizadas, 4: Terrazas, 5: Playas, 6: Zonas encharcadas, 7: Valles de fondo plano, 8: Mantos de arena, 9: *Blow-outs*

Fig. 2. *Geomorphological map of the study area: 1. Structural platform on Limestones. 2. Surface with deposits. 3. Regularized slopes. 4. Terraces. 5. Playas. 6. Endorheic zones. 7. Infilled valley. 8. Sand sheet. 9. Blow-outs*

ambos ríos es muy pequeña, mostrando una menor madurez textural las del río Adaja. La divisoria entre los valles del Adaja y Eresma-Voltoya está formada por terrazas de este último sistema fluvial, habiéndose producido un fenómeno de inversión del relieve. La distribución espacial de las superficies aluviales y la aplicación de criterios de encajamiento e intersección ha permitido asignarlas al sistema aluvial correspondiente, establecer una ordenación cronológica relativa y reconstruir las variaciones que han experimentado las trayectorias de estos ríos en el transcurso de su evolución.

La distribución del nivel de terraza T_4 del sistema Eresma-Voltoya muestra una distribución anómala con respecto al trazado actual de ambos ríos, arqueándose hacia el NO en la zona de Olmedo y dirigiéndose hacia el valle del río Adaja al oeste del relieve de Las Campaneras. La disposición de esta terraza T_4 indica como los niveles aluviales T_{10} a T_4 se generaron por un curso que enlazaba con el Adaja, el cual, con posterioridad al desarrollo del nivel T_4 , pasó a drenar hacia el actual valle del Eresma. La hipótesis más probable es que un primitivo Voltoya, afluente del Adaja, fue capturado por un barranco tributario del Eresma pasando a drenar hacia este último río. Esta interpretación coincide con los estudios de Tortosa *et al.* (1977), quienes basándose en la caracterización composicional y textural de los depósitos arenosos de terraza de los ríos Adaja, Voltoya y Duero al SO de Valladolid llegan a la conclusión de que la secuencia de terrazas situadas al sur de Olmedo corresponden al río Voltoya, corroborando así la captura del Voltoya por el Eresma. Este proceso de captura estaría favorecido por la emigración hacia el NE que experimentó el primitivo cauce entre el desarrollo de las terrazas T_{10} y T_4 , la existencia de un sustrato fácilmente erosionable y posiblemente el bascamiento neotectónico hacia el NE planteado por Tortosa *et al.* (1977). Por otra parte, la disposición de los tres niveles de terraza del río Adaja muestran como este sistema fluvial ha experimentado un desplazamiento hacia el oeste durante el desarrollo de dichos niveles. Otra posibilidad es que las terrazas atribuidas al Adaja correspondan a un antiguo afluente del primitivo Voltoya que pudo ser capturado por el Adaja.

La compleja evolución de la red de drenaje y la naturaleza del sustrato han propiciado el desarrollo de valles abandonados y zonas deprimidas asociadas a los cauces de menor orden en las que se producen encarcamientos. En el área de estudio una buena parte de las zonas endorreicas son resultado de procesos de erosión diferencial que afectan a las terrazas T_5 y T_4 . Según Tortosa *et al.* (1997), algunas de estas

depresiones endorreicas constituyen vestigios de tramos fluviales abandonados por procesos de captura.

Las laderas y su evolución

Las laderas presentan un recubrimiento generalizado constituido principalmente por arenas arcósicas con arcillas y abundantes gravas de cuarzo y cuarcita procedentes de los depósitos de terraza. Algunos de estos cantos aparecen afacetados por el viento. Estos ventifacts se generaron en las superficies de las terrazas incorporándose posteriormente a los coluviones que tapizan las laderas adyacentes. También se reconocen pequeñas acumulaciones de arenas eólicas intercaladas en los depósitos de ladera cuya potencia oscila entre 0.5 y 3 m. Estos recubrimientos han sido modificados de forma significativa por labores agrícolas.

La morfología de las laderas suele presentar perfiles convexos en la parte superior que dan paso a perfiles cóncavos hacia las zonas bajas. Los segmentos cóncavos inferiores generalmente enlazan con valles secos de reducida pendiente y geometría variable (de fondo plano, en cuna, asimétricos) (Tricart, 1967). El tipo de depósitos de ladera y los procesos implicados en la generación de perfiles cóncavo-convexos parecen indicar un origen ligado a fases frías cuaternarias, que algunos autores consideran periglaciares (Calonge y Díez, 2002; Díez Herrero *et al.*, 2002). Estos últimos autores enfatizan sobre la época fría del Younger Dryas como la última etapa de actuación de los procesos ligados al frío. La génesis de estas morfologías, en la que intervienen procesos como la crioclastia, movimientos de ladera y la escorrentía superficial, es favorecida por una cobertura vegetal escasa. Cabe señalar que aunque el origen de estas formas está relacionado con procesos característicos de climas fríos, no son específicas de las regiones periglaciares.

Al N de Olmedo se localiza un relieve de tipo mesa en el que las calizas y dolomías del Vallesiense superior que forman la cornisa se apoyan sobre litologías fundamentalmente margosas (Fig. 2). En el entorno de la mesa se reconoce un conjunto de facetas triangulares de ladera correspondientes a una sola etapa, que no ha podido datarse. La generación de estas facetas triangulares de ladera precisa de una etapa de acumulación seguida por otra de incisión que individualiza las facetas, desconectándolas de la cornisa. Estas variaciones en los procesos morfogenéticos se relacionan con cambios climáticos, correspondiendo la etapa de acumulación a un período frío y la de incisión a una fase cálida (Gutiérrez Elorza y Sesé, 2001;

Gutiérrez et al., 2003). La coexistencia de laderas con perfiles convexo-cóncavos y facetas triangulares de ladera nos indica la existencia de una fase fría cuya edad no ha podido ser precisada.

Las acumulaciones de arenas eólicas

Estos depósitos ocupan una superficie de unos 1800 km² al Sur de la provincia de Valladolid y al Norte de la de Segovia (García Hidalgo et al., 2002) (Fig. 1). En los sectores este y oeste de la zona estudiada tapizan extensos aplanamientos formando franjas con una orientación aproximada N-S acorde con la dirección de la red de drenaje que los disecta (Fig. 2). Estas acumulaciones forman parte de la región denominada Tierra de Pinares, en la que existe una clara asociación entre las arenas eólicas y los pinares, consecuencia de la repoblación de *Pinus pinaster* y *Pinus pinea* llevada a cabo a partir de 1859 con el fin de fijar las arenas y evitar la desertificación de las tierras de cultivo (Cortázar, 1877). Según Hernández-Pacheco (1923) esta repoblación continuaba en 1923. Aunque gran parte de los mantos de arena están fijados por pinares, algunos autores reconocen su funcionalidad reciente, llegando a cubrir incluso tierras de labor (Hernández-Pacheco, 1923) y otros autores señalan su funcionalidad actual (Bravard, 1965; Bateman y Díez Herrero, 1999). Las dos especies de pinos empleadas en la repoblación forman parte de la flora autóctona, tal como ponen de manifiesto investigaciones paleobotánicas, geográficas e históricas (Calonge, 2002).

La morfología plana sin caras de avalancha (*slip-face*) y la estructura interna de estas arenas de grano fino a grueso indican que estas acumulaciones corresponden a mantos de arena (*sand sheets*) (Flyberger et al., 1979; Kocurek y Nielson, 1986). Estas formaciones eólicas son características de los márgenes de los desiertos de arena y pueden no estar asociadas a la presencia de campos de dunas (Breed y Grow, 1979; Kocurek y Nielson, 1986). Flyberger y Goudie (1981) estiman que el 38% de los depósitos eólicos corresponden a mantos de arena. En el Gran Desierto de Méjico ocupan extensiones de hasta el 70% (Lancaster, 1989). Los mantos de arena se caracterizan por presentar una estructura interna masiva o con laminaciones de bajo ángulo (Kocurek, 1986). Localmente, en el área de estudio aparecen intercaladas arenas muy gruesas (*zibars*) con algún canto pulido afacetado. Estos últimos indican aportes ligados a la escorrentía por cursos esporádicos de agua. En definitiva, aunque los mantos de arena son depósitos fundamentalmente eólicos, también pueden contener

aportes fluviales en pequeña proporción (Casas, 1972; Díez Herrero y Bateman, 1998; Díez Herrero et al., 2002). De acuerdo con Lancaster (1993) los mantos de arena representan una sucesión de etapas de acumulación eólica separadas por superficies de estabilización.

La potencia de los mantos de arena del área de estudio es irregular y no supera los 6 m. Generalmente están afectados por modificaciones postdeposicionales que implican una reducción del tamaño de grano así como de la porosidad y permeabilidad. Todo ello es debido fundamentalmente a la alteración de los depósitos del manto de arena por procesos de precipitación y meteorización química en los que intervienen las aguas de infiltración (Pye, 1983). Por otra parte, los niveles superiores generalmente están afectados por bioturbaciones que destruyen la estructura interna del depósito. La mineralogía y sedimentología de las arenas eólicas de Tierra de Pinares han sido estudiadas en Cuéllar (Segovia) (Alcalá, 1972) y entre los ríos Pirón y Voltoya (Casas et al., 1972). Ambos estudios aportan datos muy similares indicando que estos depósitos están formados por arenas feldespáticas con una mediana de 0.3-0.6 mm. Las proporciones de cuarzo y feldespato potásico en la fracción menor es del 70 y el 25% respectivamente. Los minerales pesados que contienen son turmalina, granate y andalucita. Las texturas superficiales de los granos de cuarzo, dominante mente subredondeados mates y picoteados, señalan la acción de procesos eólicos y fluviales (Torcal et al., 1984).

Las superficies de los mantos de arena del área de estudio presentan una geometría dominante mente horizontal, aunque en detalle muestran ondulaciones naturales y de origen antrópico. Se reconocen claramente *blow-outs* (Fig. 2) y restos de cordones inco nectos que han sido interpretados como dunas parabólicas y cordones dunares (Portero et al., 1982). Los primeros investigadores que abordaron el estudio de los depósitos eólicos de Tierra de Pinares plantearon que su área fuente eran las arenas del Cretácico inferior (Cortázar, 1891) y las arcosas miocenas, que a su vez derivan de la alteración de los granitos y gneises de la Sierra de Guadarrama (Hernández-Pacheco, 1923). En trabajos recientes se relaciona el suministro de arena con la deflación de terrazas cuaternarias y abanicos aluviales pliocuaternarios surcados por sistemas de canales braided arenosos (García Abbad y Rey, 1973; Portero et al., 1982; Pérez González et al., 1994; Díez y Bateman, 1998; Calonge y Díez, 2002; Díez Herrero et al., 2002; García Hidalgo et al., 2002), procediendo éstos del retrabajamiento de las litologías previamente mencionadas. Durante su evolu

ción, los sistemas fluviales controlan el desarrollo de las arenas eólicas y actúan como trampas limitando su desplazamiento. La acción eólica fue más intensa durante las etapas frías y secas, en las que se produce un claro descenso del porcentaje de cobertura vegetal. Por el contrario, es posible que la actividad fluvial se enfatice en épocas cálidas y húmedas.

A 500 m de Coca, en la carretera a Santuste y a 30 m sobre el río Voltoya, existe una cantera en la que aflora sobre las arcosas miocenas un depósito dunar de 6 m formado por arenas gruesas y medias con estratificación cruzada y partículas de tamaño gravilla en la base de las laminaciones. La estructura interna indica vientos procedentes del oeste. Díez et al. (2002) han obtenido para éste depósito una edad por TL de 10.2 ± 2.0 Ka que corresponde al Younger Dryas. Numerosas dataciones absolutas realizadas por TL, OSL y ^{14}C en diversos puntos de las arenas eólicas de la Tierra de Pinares proporcionan edades correspondientes al Younger Dryas y Allerød (12.5 ± 1.0 - 10.2 ± 2.0 Ka), que son períodos fríos y secos en los que la vegetación disminuye sustancialmente facilitando la movilidad de las arenas. En los niveles superiores las dataciones corresponden al período Atlántico (7.9 ± 1.0 Ka), en el que el clima se suaviza y la deflación se reduce considerablemente al aumentar la cobertura vegetal (Díez y Bateman, 1998; Bateman y Díez, 1999; Díez et al., 2002). Estas acumulaciones eólicas se correlacionan con las existentes en Europa noroccidental, lo que indica la influencia del clima reinante en el Younger Dryas en los procesos eólicos (Bateman y Díez, 1999; Díez et al., 2002).

Uno de los problemas que plantea el origen de los mantos de arena es el de la ausencia de dunas a pesar de que la potencia de las arenas eólicas pueda ser considerable. Kocurek y Nielson (1986) sugieren que esta circunstancia puede deberse a dos condicionantes principales, bien sea por encontrarse fuera del rango de condiciones en las que se forman las dunas o bien porque existen algunos factores que inhiben su formación. Por otro lado, los mantos de arena pueden actuar como bases estables sobre las que se desplazan las dunas (Cooke et al., 1993). En estos mantos suelen desarrollarse *blow-outs*, *nebkhas*, *barjanes*, dunas parabólicas, cordones y *ripples* que tienden a degradarse y dar lugar a una topografía ondulada (*hummocky*) (Kocurek y Nielson, 1986). En la Tierra de Pinares el reconocimiento de la topografía original de la superficie de los mantos de arena es muy difícil debido a las intensas labores de repoblación forestal.

Kocurek y Nielson (1986) señalan que los mantos de arena se producen en las zonas donde el desarrollo de las dunas está inhibido, bien por la presencia de un nivel freático alto, existencia de inundaciones

periódicas, superficies cementadas, arenas de grano grueso o por la presencia de vegetación que dificulta la movilización de la arena. Los niveles freáticos altos limitan la cantidad de arena disponible para el desarrollo de dunas y favorecen la acreción vertical y el desarrollo de laminaciones de bajo ángulo. La cubierta vegetal interfiere en el movimiento de la arena y en el desarrollo de dunas con caras de avalancha (*slip-faces*) resultando muy efectiva en la acumulación de mantos de arena (Flyberger et al., 1979; Pye, 1983; Kocurek y Nielson, 1986). La vegetación arbustiva dispersa en zonas de poca arena, aunque dificulta su transporte, provoca variaciones en la velocidad del viento (divergencias y convergencias en las líneas de flujo) dando origen a *ripples* y dunas de sombra (Flyberger et al., 1989; Ash y Wasson, 1983; Lancaster, 1993). Se ha indicado que los cambios climáticos han afectado a los procesos eólicos durante el Cuaternario. Según Talbot (1985), la degradación de un campo de dunas por cambio climático puede conducir al desarrollo de mantos de arena con vegetación.

Las playas: origen y desarrollo

La mayor parte de las playas de la zona de estudio tienen formas alargadas y presentan orientaciones preferentes NNO-SSO y NO-SE. Estas direcciones coinciden con la orientación de las superficies de terraza, aunque no así con el rumbo de los vientos dominantes procedentes del SO y del O (Portero et al., 1982; Pérez González et al., 1994; Bateman y Díez, 1999; Díez et al., 2002; García-Hidalgo, 2002) (Fig. 2). La mayor concentración se encuentra asociada a las terrazas del primitivo Voltoya, al oeste de Coca, donde alcanzan densidades de 4 playas por km^2 . Poseen una superficie variable, con áreas que varían entre 0.002 y 0.75 km^2 , siendo las de mayor tamaño resultado de la coalescencia de dos o más depresiones cercanas. En la zona cartografiada, el 20% de las playas corresponden a depresiones coalescentes. Algunas, como la playa de Las Eras en Villagonzalo de Coca, presenta un perfil longitudinal con marcados umbrales y depresiones, lo que indica que en las épocas húmedas esta playa generalmente alberga cuerpos de agua independientes. También se reconocen extensas zonas afectadas por encharcamientos, situadas mayoritariamente al norte del sector cartografiado, próximas al margen de los mantos de arena y donde el número de playas es menor (Fig. 2).

Prácticamente todas las playas se han excavado en terrazas de agradación depositadas sobre la denominada Facies de las Cuestas, constituida fundamen-

talmente por sedimentos margosos. La composición mineralógica de este sustrato neógeno ha sido estudiada mediante Rayos X. Los análisis de muestra total indican la existencia de calcita, cuarzo y minerales de la arcilla. La fracción arcillosa, analizada por el método de agregados orientados, contiene en todas las muestras illita y caolinita como componentes mayoritarios, y esmectita, interestratificados y paligorskita como minoritarios. También se ha llevado a cabo el análisis de la composición química del extracto de saturación (Richards, 1954). Esta determinación permite conocer los aniones y cationes presentes en las margas que pueden movilizarse hacia la superficie para dar lugar a la precipitación de sales. Los resultados obtenidos en mg/l son: Cl⁻: 213; SO₄²⁻: 250,9; HCO₃⁻: 123,22; Ca²⁺: 148,9; Mg²⁺: 17,8 y Na⁺: 132,1. Los pH son alcalinos y las margas, con un SAR de 1,5, son poco susceptibles a experimentar dispersión (McIntyre, 1979).

En el fondo de algunas playas se observan costras

salinas debidas a la evaporación (Fig. 3). Los procesos de haloclastismo relacionados con la precipitación de estas sales provocan la disagregación de sedimentos lutíticos produciendo partículas fácilmente exportables por el viento. Las sales precipitadas en la superficie de dos de las playas han sido analizadas por difracción de Rayos X (Fig. 4). La mineralogía de una muestra tomada en Abril de 2002 de los márgenes de la playa de Las Eras de Villagonzalo de Coca (2,5 km al SO de Coca) es cuarzo, hidromagnesita [Mg₂(CO₃)₂(OH)₂·3H₂O], epsomita [MgSO₄·7H₂O], polihalita [K₂Ca₂Mg(SO₄)₄·2H₂O], minerales de la arcilla y amorfos. La mineralogía de los precipitados de la playa del Bodón Blanco (4 km al S de Olmedo), tomados en la misma fecha cuando ésta se encontraba seca, estaba formada por thenardita [Na₂SO₄], halita [NaCl] e indicios de bloedita [Na₂Mg²⁺(SO₄)₄·4H₂O]. Mientras que la costra salina de la playa de Las Eras estaba constituida principalmente por minerales magnesianos, en el Bodón Blanco predominan las



Fig. 3. Vista panorámica de la Playa de Las Eras en Villagonzalo de Coca. En primer término se observa el cordón salino y al fondo la lámina de agua

Fig. 3. Panoramic view of the "Las Eras" Playa (Villagonzalo de Coca) showing the saline aureole in the foreground and the water sheet in the background

sales sódicas. Esto puede ser debido a que en el momento de la toma de sales existía un área cubierta de agua con concentraciones elevadas de Ca^{2+} y Na^+ . Otras playas se encuentran cubiertas por un tapiz algal sobre el que se depositan sales de difícil extracción. Según Bowler (1973), la presencia de tapices algales inhibe considerablemente la deflación eólica. En épocas secas los sedimentos lutíticos del fondo de algunas depresiones alcanzan el límite de contracción desarrollándose polígonos de celdilla cóncava y de escala centimétrica a decimétrica (Fig. 5). La rotura por desecación de la costra superficial suele ser poligonal y en ocasiones está acompañada de la formación de *mud curls*, ampollas y agregados muy finos que pueden ser fácilmente deflactados por el viento. A su vez es frecuente la aparición de eflorescencias salinas asociadas a las grietas de los polígonos y ampollas que se disagregan por procesos de desecación y haloclastismo (Fig. 6).

La presencia de sales en el fondo de las playas

impide al desarrollo de una vegetación protectora reconociéndose únicamente algunas plantas halófilas. Además, estas sales provocan la peletización de las arcillas en agregados (peloides) de $50-150\mu$ susceptibles de ser movilizados por el viento mediante procesos de creep, saltación y suspensión. Por el contrario, la acumulación de agua paraliza la exportación de partículas por el viento (Tricart, 1954b, 1969; Bowler, 1973, 1986). En consecuencia, un mayor número de ciclos de inundación-desecación favorece la profundización y ampliación de las playas por procesos de pelletización y deflación eólica. La actividad de algunos animales también puede movilizar las partículas del fondo de las playas poniéndolas a disposición del viento. Los procesos más relevantes son el pisoteo, la reducción de cobertura vegetal por sobrepastoreo (Thomas, 1988) o la bioturbación provocada por invertebrados, pudiendo haber intervenido éstos en la génesis de las playas estudiadas.

La mayor parte de las playas del área de estudio se han excavado en superficies de terraza y son por tanto, en su estadio inicial, resultado de la deflación de depósitos fluviales cuaternarios. Algunas playas se han excavado en el fondo de valles encajados respecto a los niveles de terraza, y que presentan un drenaje deficiente (Fig. 7). El desarrollo de playas por deflación en antiguas líneas de drenaje ya ha sido puesto de manifiesto previamente (Marshall y Harmse, 1992; Goudie y Wells, 1995). Posiblemente, algunos de estos valles, como los situados en la margen izquierda del río Eresma, corresponden a antiguos barrancos afluentes del primitivo río Voltoya que quedaron abandonados con la captura de este río por el Eresma. En este sentido, Tortosa *et al.* (1977) atribuyen algunas de las depresiones endorreicas de la zona a vestigios de tramos fluviales abandonados por procesos de captura. Conforme el antiguo río Voltoya se encajaba y emigraba lateralmente, estos pequeños valles afluentes mantendrían su perfil de equilibrio incidiendo en el sustrato y disectando terrazas progresivamente más recientes. Con la captura del Voltoya y el abandono de su trazado original, estos barrancos afluentes pasarían a desembocar en un valle inactivo y con drenaje deficiente. El hecho de que la orientación de los tramos de mayor orden de estos valles coincida con la de las terrazas puede ser debido a que la génesis de estos valles haya sido influenciada por los sistemas de canales responsables de la generación de las terrazas en las que se encajan (antiguos ríos Voltoya y Adaja).

La mayor parte de las playas desarrolladas en las superficies de terraza no presentan conexión con la red de drenaje actual, poseen formas alargadas con orientaciones NO-SE o NNO-SSE y tienden a alinear-

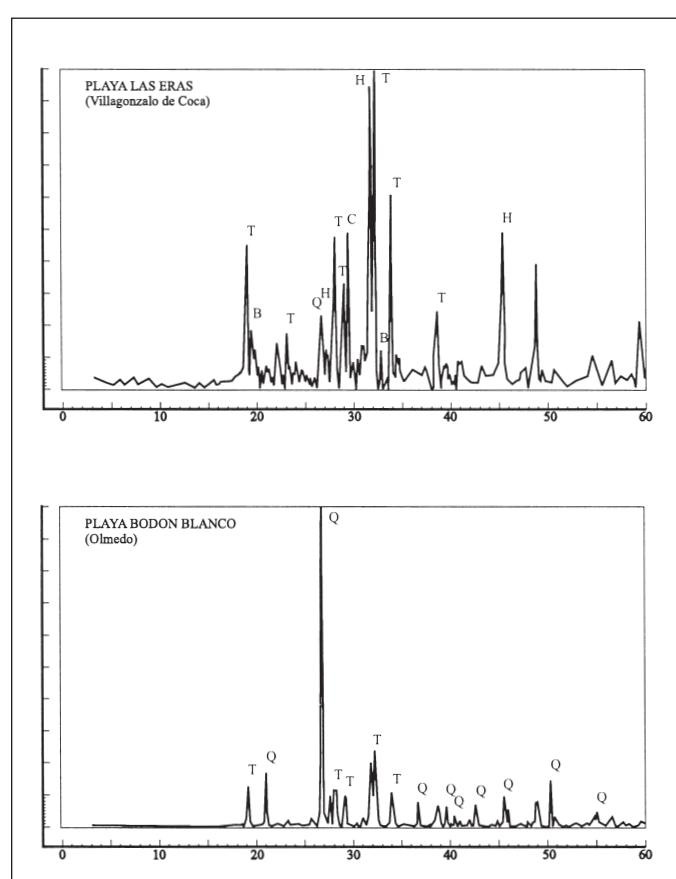


Fig. 4. Diffractogramas de las sales depositadas en las playas de Las Eras y Bodón Blanco. Q: Cuarzo, T: Thenardita, H: Halita, B: Bloedita
Fig. 4. Diffractograms of the "Las Eras" playa and "Bodón Blanco" playa salt deposits. Key: Q: Quartz, T: Thenardite, H: Halite, B: Bloedite



Fig. 5. Grietas de desecación y polígonos de celdilla cóncava desarrollados en el fondo de la playa de Las Eras en Villagonzalo de Coca
Fig. 5. Dissemination cracks and polygons with concave plan shape developed on the "Las Eras" playa bottom (Villagonzalo de Coca)

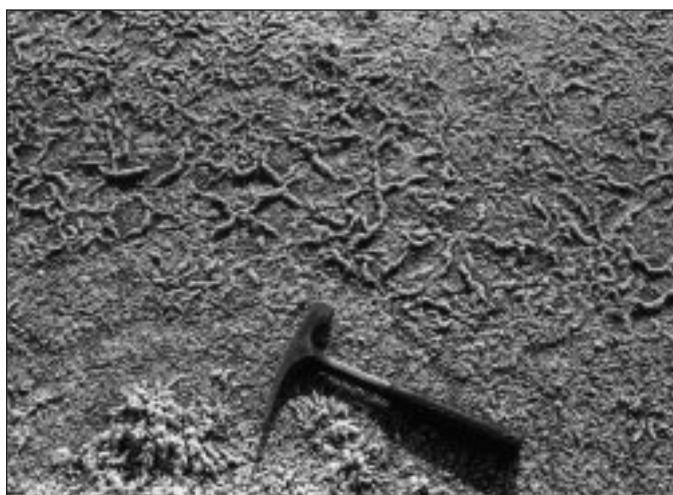


Fig. 6. Eflorescencias salinas asociadas a las grietas de los polígonos y ampollas en el fondo de la playa de Las Eras en Villagonzalo de Coca

Fig. 6. Saline efflorescences developed over the polygon borders and salt blisters of the "Las Eras" playa bottom (Villagonzalo de Coca)

se en dicha dirección. En estas playas la deflación eólica parece estar controlada por los sistemas de canales responsables de la generación de los depósitos que forman los niveles de terraza. La dirección principal de los vientos, obtenidos principalmente a partir de la morfología de las dunas y sus depósitos, es la de procedencia del SO (Portero et al., 1982; Pérez González et al., 1994; Bateman y Díez, 1999; Díez et al., 2002; García-Hidalgo, 2002). Esta dirección es congruente con la apreciación de que el eje mayor de las playas suele ser transverso a los vientos dominantes (Bowler, 1986; Goudie y Wells, 1995).

Conclusiones

El origen de las playas estudiadas, con orientaciones preferentes NNO y NO, es debido a la actuación de procesos de deflación eólica en superficies de terraza y fondos de valle con drenaje deficiente. La distribución y geometría de las playas desarrolladas en las

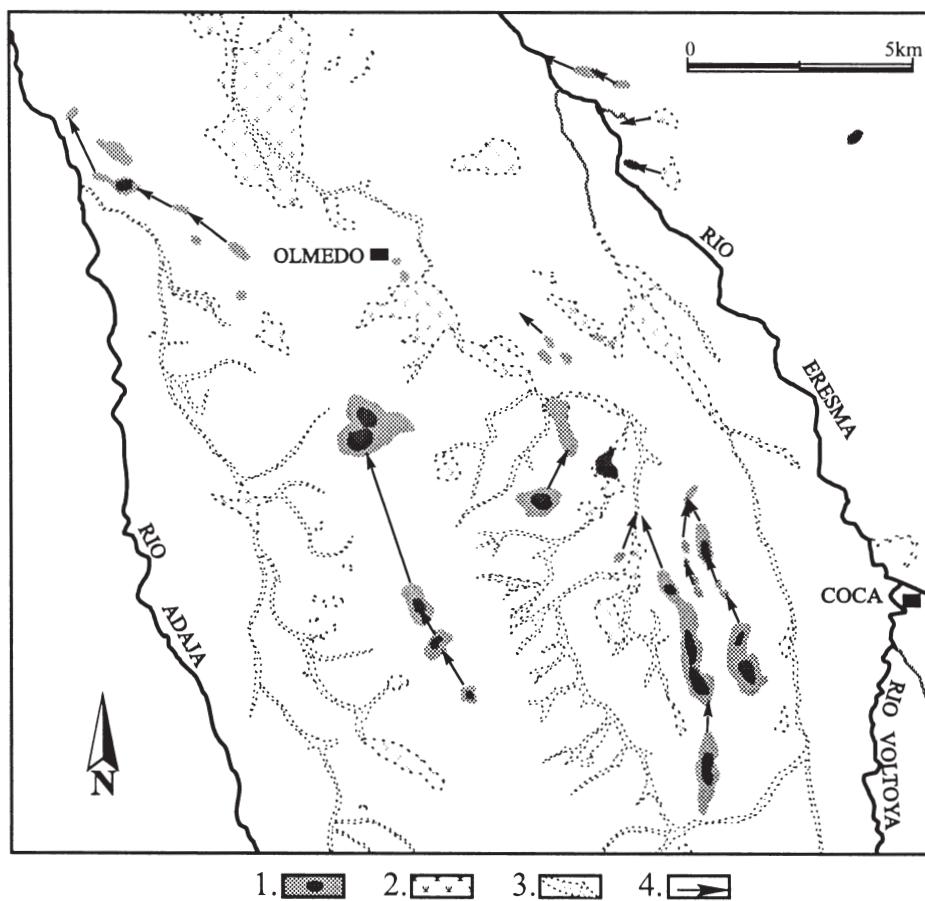


Fig. 7. Reconstrucción del paleodrenaje en relación con los sistemas de playas. 1: Playas, 2: Zonas encharcadas, 3: Valles de fondo plano, 4: Dirección del paleodrenaje

Fig. 7. Palaeodrainage network of the study area. Key: 1: Playa, 2: Endorheic zones, 3: Infilled valley , 4: Paleodrainage flow direction

terrazas parecen estar controladas por la arquitectura (paleocanales) de los depósitos fluviales. El desarrollo de depresiones cerradas en los fondos de los valles se relaciona con la captura del río Voltoya por un barranco afluente del río Eresma. Esta captura provocaría en abandono del tramo del valle hacia el que drenaban dichos valles deteniéndose los procesos de encajamiento. La reducción del gradiente topográfico favorecería los procesos de erosión eólica frente a los de incisión fluvial. Con la profundización del fondo de estas depresiones se expone a la superficie un sustrato lutítico fácilmente meteorizable y susceptible de suministrar partículas exportables por el viento. Las charcas existentes constituyen playas potenciales en los momentos en los que se produce una desecación climática (Marshall y Harmse, 1992). La cobertura

vegetal queda reducida por la evaporación de las aguas y la precipitación de sales de elevada solubilidad. Por otra parte, las sales aglomeran las partículas arcillosas generando peloídes (pellets) exportables por el viento. Otros procesos de como los ciclos de humectación y secado, el haloclastismo y la meteorización biológica también aportan partículas susceptibles de ser evacuadas por el viento. La deflación profundiza paulatinamente el fondo de la primitiva charca para dar lugar a una playa, que posteriormente en su crecimiento puede coalescer con otras. Estas playas, y especialmente las de mayor tamaño, es posible que hayan sufrido variaciones importantes a lo largo de su desarrollo como consecuencia de las variaciones del régimen hídrico motivadas por las fluctuaciones climáticas cuaternarias.

Referencias

- Alcalá, L. 1972. Estudio sedimentológico de los arenales de Cuéllar (Segovia). *Estudios Geológicos*, 28, 345-358.
- Alonso Zarza, A.M., Armenteros, I., Braga, J.C., Muñoz, A., Pujalte, V., Ramos, E., Aguirre, J., Alonso, G., Arenas, C., Boceta, J.I., Carballeira, J., Calvo, J.P., Corrochano, A., Fornós, J.J., González, A., Luzón, A., Martín, J.M., Pardo, G., Payros, A., Pérez, A., Pomar, L. y Rodríguez, J.M. 2002. Tertiary. In: Gibbons, W., Moreno, T. (Eds.) *The Geology of Spain*. The Geological Society. London, 293-334.
- Ash, J.E. y Wasson, R.J. 1983. Vegetation and sand mobility in the Australian Desert dunefield. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement-Band*, 45, 7-25.
- Bateman, M.D. y Díez, A. 1999. Thermoluminescence dates and palaeoenvironmental information of the Quaternary sand deposits, Tierra de Pinares. *Catena*, 34, 277-291.
- Bowler, J.M. 1973. Clay dunes: Their occurrence, formation and environmental significance. *Earth-Science Reviews*, 9, 315-338.
- Bowler, J.M. 1986. Spatial variability and hydrologic evolution of Australian lake basins: analogue for Pleistocene hydrologic change and evaporite formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54, 21-41.
- Bravard, Y. 1965. Notes géomorphologiques sur la Tierra de Pinares (Province de Ségovia, Espagne). *Revue de Géographie Alpine*, 53, 245-264.
- Breed, C.S. y Grow, T. 1979. Morphology and distribution of dunes in sand seas observed by remote sensing. In: McKee, E.D. (Ed.). *A Study of Global Sand Seas*. United States Geological Survey Professional Paper, 1052, Washington, 253-303.
- Briere, P.R. 2000. Playa, playa lake, sebkha. Proposed definitions for old terms. *Journal of Arid Environments*, 45, 1-7.
- Calonge, G. 2002. Las masas forestales sobre las llanuras arenosas de las Tierras de Pinares vallisoletana y segoviana. *Atlas Forestal de Castilla y León*. Ed. Junta de Castilla y León. (in press).
- Calonge, G. y Díez, A. 2002. Páramos, valles y arenales al sur del Duero y Hoces del Duratón (Valladolid). Geomorfología y Paisaje. Guía de Excursiones. *VII Reunión Nacional de Geomorfología*. Valladolid, 13-55.
- Casas, J., Legue, S. y Rodríguez, J. 1972. Mineralogía y sedimentología de los arenales que recubren el Terciario entre los ríos Pirón y Voltaya. *Estudios Geológicos*, 28, 287-296.
- Cooke, R.V. y Warren, A. 1973. *Geomorphology in Deserts*. Batsford, London, 394 pp.
- Cooke, R.V., Warren, A. y Goudie, A.S. 1993. *Desert Geomorphology*. UCL Press. London. 526 pp.
- Cortazar, D. de 1877. Descripción física, geológica y agrológica de la Provincia de Valladolid. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 5, 1-211.
- Cortazar, D. de 1891. Descripción física y geológica de la Provincia de Segovia. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 17, 1-234.
- Currey, D.R. 1994. Hemiarid lake basins: hydrographic patterns. In: Abrahams, A.D. y Parsons, A.J. (eds.) *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman and Hall, London, 405-421.
- Díez, 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.
- Díez, A., Bateman, M.D., López Sáez, J.A. y Vegas, J. 2002. Procesos eólicos tardiglaciares en la Submeseta Septentrional: cronología del manto arenoso de la Tierra de Pinares. In: Pérez González, A., Vegas, J. y Machado, M.J. (Eds.) *Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 167-175.
- Dregne, H.E. 1999. Pan. In: Mares, M.A. (Ed.) *Encyclopedia of Deserts*. University of Oklahoma Press. Norman, 499-500.
- Estes, J.R. 1999. Deserts, temperate. In: Mares, M.A. (Ed.) *Encyclopedia of Deserts*. University of Oklahoma Press. Norman, 173.
- Eugster, H.P. y Hardie, L.A. 1978. Saline lakes. In: Lerman, A. (Ed.). *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Springer-Verlag, New York, 237-293.
- Flyberger, S.F. y Goudie, A.S. 1981. Arid geomorphology. *Progress in Physical Geography*, 5, 420-428.
- Flyberger, S.F., Ahlbrandt, T.S. y Andrews, S. 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian "sand sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49, 733-746.
- García Abbad, F.J. y Rey, J. 1973. Cartografía geológica del Terciario y Cuaternario de Valladolid. *Boletín Geológico y Minero*, 84, 213-227.
- 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 the eolian system in a temperate zone. *Journal of Sedimentary Research*, 72, 30-39.
- Goudie, A.S. 1991. Pans. *Progress in Physical Geography*, 15, 221-237.
- Goudie, A.S. 1999. Wind erosional landforms: yardangs and pans. En: Goudie, A.S., Livingstone, I. y Stokes, S. (Eds.) *Aeolian Environments, Sediments and Landforms*. Wiley, 167-180.
- Goudie, A.S. y Thomas, D.S.G. 1985. Pans in Southern Africa with particular reference to South Africa and Zimbabwe. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29, 1-19.
- Goudie, A.S. y Wells, G.L. 1995. The nature, distribution and formation of pans in arid zones. *Earth-Science Reviews*, 38, 1-69.
- Gutiérrez Elorza, M. 2001. *Geomorfología Climática*. Ed. Omega. Barcelona, 642 pp.
- Gutiérrez Elorza, M. y Sesé, V.H. (2001). Multiple talus flatirons, variations of scarp retreat and the evolution of slopes in Almazán Basin (semiarid central Spain). *Geomorphology*, 38, 19-22.
- Gutiérrez Elorza, M., Desir, G. y Gutiérrez Santolalla, F. 2002a. Yardangs in the semiarid central sector of the Ebro Depression (NE Spain). *Geomorphology*, 44, 155-170.
- Gutiérrez Elorza, M., García Ruiz, J.M., Goy, J.L., Gracia, F.J., Gutiérrez Santolalla, F., Martí, C., Martín Serrano,

- A., Pérez González, A., Zazo, C. y Aguirre, E. 2002b. Quaternary. In: Gibbons, W. y Moreno, T. (Eds.). *The Geology of Spain*. The Geological Society. London, 335-366.
- Gutiérrez Elorza, M., Gutiérrez Santolalla, F. y Desir, G. 2003. Relationship between talus flatirons and palaeoclimatic events in the central and northeastern sectors of Spain. *Catena Supplementband*, (aceptado).
- Hernández-Pacheco, F. 1923. Las arenas voladoras de la Provincia de Segovia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 23, 211-216.
- Kocurek, G. 1986. Origin of low-angle stratification in aeolian deposits. In: Nickling, W.G. (Ed.). *Aeolian Geomorphology*, Allen and Unwin, London, 177-193.
- Kocurek, G. y Nielson, J. 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate eolian sand sheets. *Sedimentology*, 33, 795-816.
- Killigrew, L.P. y Gilkes, R.J. 1974. Development of playa lakes in South Western Australia. *Nature*, 247, 454-455.
- Lancaster, N. 1989. The dynamics of star dunes: an example from the Gran Desierto, Mexico. *Sedimentology*, 36, 273-289.
- Lancaster, N. 1993. Origins and sedimentary features of supersurfaces in the northwestern Gran Desierto Sand Sea. *Aeolian Sediments: Ancient and Modern*. International Association of Sedimentology, Special Publication, 16, 71-86.
- Livingstone, I. y Warren, A. 1996. *Aeolian Geomorphology: An Introduction*. Longman. Essex, 221 pp.
- Marshall, T.R. y Harmse, J.T. 1992. A review of the origin and propagation of pans. *South African Geographer*, 19, 9-21.
- McIntyre, D.S. 1979. Exchangeable sodium, subplasticity, and hydraulic conductivity of some Australian soils. *Australian Journal of Soil Research*, 17, 115-120.
- Molina, E. y Pérez González, A. 1989. Depresión del Duero. In: Pérez González, A. Cabra, P., Martín Serrano, A (Eds.). *Mapa del Cuaternario de España. E:1.1000000*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 153-161.
- Neal, J.T. 1975. Playa surface features as indicators of environment. In: Neal, J.T. (Ed.). *Playas and Dried lakes*. Benchmark Papers in Geology. Halsted Press, 363-388.
- Pérez González, A. 1982. El Cuaternario de la región central de la Cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos. *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 717-740.
- Pérez González, A., Martín Serrano, A. y Pol Méndez, C. 1994. Depresión del Duero. In: Gutiérrez, M. (Ed.). *Geomorfología de España*. Ed. Rueda. Madrid, 351-388.
- Portero, J.M., Carreras, F., Olivé, A., del Olmo, P., Gutiérrez, M., Molina, E., Aragónés, E., López, N., Ramírez, J., Leal, M.C. y Aguilar, M.J. 1982. *Memoria y Mapa Geológico de España a E: 1:50.000, Olmedo (nº 428)*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 56 p.
- Pye, K. 1983. Early postdepositional modification of aeolian dune sands. In: Brookfield, M.E. and Ahlbrandt, T.S. (Eds.). *Eolian Sediments and Processes*. Elsevier, Amsterdam, 197-219.
- Richards, L.A. (1954) *Saline and alkali soils*. U.S.D.A. Agric. Handbook, 60, 160pp.
- Rosen, M.R. 1994. The importance of groundwater in playas: a review of playa classifications and the sedimentology and hydrology of playas. In: Rosen, M.R. (Ed.), *Paleoclimate and Basin Evolution of Playas Systems*. Geological Society of America, Special Paper, 189, 2-18.
- Shaw, P.A. y Thomas, D.S.G. 1997. Pans, playas and salt lakes. In: Thomas, D.S.G. (Ed.) *Arid Zone Geomorphology*. Process, Form and Change in Drylands. Wiley, Chichester, 293-317.
- Talbot, M.R. 1985. Major bounding surfaces in aeolian sandstones - a climatic model. *Sedimentology*, 32, 257-265.
- Tchakerian, V.P. 1999a. Playa. In: Mares, M.A. (Ed.) *Encyclopedia of Deserts*. University of Oklahoma Press. Norman, 443-444.
- Tchakerian, V.P. 1999b. Sebkha. In: Mares, M.A. (Ed.) *Encyclopedia of Deserts*. University of Oklahoma Press. Norman, 485.
- Thomas, D.S.G. 1988. The biogeomorphology of arid and semiarid environments. In: Viles, A. (Ed.). *Biogeomorphology*. Blackwell, Oxford, 193-221.
- Torcal, L., Zazo, C. y Marfil, R. 1984. Estudio al M.E.B. de las texturas superficiales de los granos de cuarzo y su aplicación a la interpretación de medios actuales. *Estudios Geológicos*, 40, 315-339.
- Torgerssen, T., De Decker, P., Chivas, A.R. y Bowler, J.M. 1986. Salt lakes: A discussion of processes influencing palaeoenvironmental interpretation and recommendations for future study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 54, 7-19.
- Tortosa, A., Arribas, J., Garzón, G., Fernández, P. y Palomares, M. 1997. Análisis petrológico de depósitos de terrazas aplicado al estudio de los procesos de captura en los ríos Adaja, Voltoya y Eresma (Provincia de Segovia y Valladolid). *Revista Sociedad Geológica de España*, 10, 131-145.
- Tricart, J. 1954a. Une forme de relief climatique: les sebkhas. *Révue de Géomorphologie Dynamique*, 5, 97-101.
- Tricart, J. 1954b. Influence des sols salés sur la déflation éolienne en Basse Mauritanie et dans le Delta du Sénégal. *Révue de Géomorphologie Dynamique*, 5, 124-132.
- Tricart, J. 1967. *Le Modelé des Régions Periglaciaires*. SEDES, Paris, 512 pp.
- Tricart, J. 1969. *Le Modelé des Régions Sèches*. SEDES, 472 pp.
- Yechieli, Y. y Wood, W.W. 2002. Hydrogeologic processes in saline system: playas, sabkhas and saline lakes. *Geomorphology*, 58, 343-365.

Recibido: Abril 2003

Aceptado: Octubre 2003