

DATOS ESTRATIGRÁFICOS Y SEDIMENTOLÓGICOS DEL YACIMIENTO DEL PALEOLÍTICO MEDIO DE LA LOMA FONSECA (CUENCA DE CALASPARRA-CIEZA, SE DE ESPAÑA)

MANUEL LÓPEZ CAMPUZANO
RAFAEL ARANA CASTILLO

Palabras clave: Paleolítico Medio; abanico aluvial, estratigrafía; mineralogía; Sureste de España.

Resumen: La aparición de restos arqueológicos (industria lítica) sobre el techo erosionado de un abanico aluvial (Loma Fonseca) del Sinclinal de Calasparra-Cieza (SE de España), ha motivado un estudio geomorfológico, sedimentológico y mineralógico de los suelos asociados a estos sistemas aluviales. La confrontación de estos datos nos ha permitido establecer una aproximación a los procesos erosivos acaecidos durante el Pleistoceno superior. Se ha comprobado que el contexto arqueológico debió estar embutido en una matriz de arenas, limos y arcillas, localizados sobre un horizonte de carbonato pedogenético. Los sedimentos que forman este horizonte configuran una secuencia grano-decreciente asociada a la unidad QF-1 de edad Pleistoceno inferior. Con posterioridad, estos sedimentos fueron erosionados por procesos secundarios acaecidos en la superficie del abanico aluvial, tal vez durante el Pleistoceno superior.

Keywords: Middle Paleolithic; alluvial fan; stratigraphy; mineralogy; South East of Spain.

Abstract: Late Pleistocene archaeological remains (Middle Palaeolithic stone tools) have been documented associated to the top horizon of a alluvial fan generated in the Calasparra-Cieza Basin (Southeastern Spain). The geomorphological context and the mineralogical analysis of the associated soils allow us to establish a approach to the erosive processes associated to these surfaces. We know that archaeological remain were embedded into a sandy-clayed matrix overlaying a calcrete. Calcrete sediments are of mineralogical fabric (sandy micrites) belonging to a sequence associated to the unity QF-1 of Early Pleistocene. The sandy-clayed matrix was truncated by secondary processes over fan surface. Calcrete exhumation and related archaeological remain are a product of these processes produced probably during Late Pleistocene.

*INTECSA-INARSA, SA; malopez@mu.intecsa.inarsa.es

**Departamento de Química Agrícola, Edafología y Geología, Facultad de Químicas, Universidad de Murcia

INTRODUCCIÓN

El sitio arqueológico documentado se ubica en la denominada “Loma Fonseca” (6 km NW de Cieza) (Fig. 1), a la altura de los PPKK 340-338 de la N-301 Madrid-Cartagena. Sus referencias UTM son: X: 635, Y: 4239.700; X= 634.900, Y= 4240.900 (ref. SGM, e. 1:50.000, Hojas 891-92). Se trata de un depósito aflorante de sedimentos marinos (Tortonense inferior) de unos 60 m de altura (cota 300-356 vértice Fonseca: X= 635.031, Y= 4239.863, MME, SGE, Hoja-891 26-35, 3ª ed., 1989) que buzan 7-15° en dirección 23° NNE-203° SSW. Forma parte de la pequeña cubeta sinclinal neógena (anticlinales Puerto-Asno y Molino-Palera) desarrollada entre Cieza-Calasparra (ca. 135 km²) (Fig. 3). Esta Cuenca o “Sinclinal de Calasparra-Cieza” configura una amplia región geográfica del NW de la Región de Murcia. Se inscribe entre una altitud de 1° 31' 10'' y latitud 38° 10' 04'' 38° 20' 04'' y pertenece al dominio estructural de las Zonas Externas de las Béticas (SÁNZ, 1990; BAENA *et al.*, 1993a y b; JERÉZ *et al.*, 1974a y b). En la Fig. 2 viene representado un esquema tectónico y litológico del sector objeto de estudio, con especial referencia a las principales facies neógeno-cuaternarias.

Los restos arqueológicos, de edad Pleistoceno superior, se encuentran ligados a las superficies de algunos de estos sistemas; en concreto sobre el abanico aluvial de la Loma Fonseca. Esto es un campo de registro que actualmente se está afrontando a partir de modelos y

técnicas geoarqueológicas (p. ej. SULLIVAN (ed.), 1998). El objetivo de este estudio es analizar los procesos y condicionantes evolutivos asociados a estas superficies. De especial interés en este estudio es asimismo el análisis sedimentológico y estratigráfico de algunos de los suelos desarrollados sobre estos sistemas. En este sentido, a nuestro juicio, podemos establecer algunos criterios temporales en el modelo de formación y de los balances de erosión y estabilización de estos sedimentos, así como de los procesos de formación de la cultura material registrada.

Los restos arqueológicos analizados en este estudio se distribuyen, en concreto, a techo de las formaciones carbonatadas (*Petrocalcids*) relativas al horizonte K masivo, y sobre los horizontes argílicos desprovistos de la carbonatación anterior; pertenecientes ambos horizontes a suelos desarrollados sobre un abanico aluvial.

En estos contextos los suelos se forman en superficies que se distribuyen de forma paralela a la estratificación geológica. Se producen, no obstante, múltiples variaciones estratigráficas debidas a los tipos de depósitos aluviales y a los procesos erosivos (truncaciones de horizontes) que han operado sobre estos suelos. Es de esperar también que a cada superficie le correspondan segmentos de diferente edad y de diferente grado de meteorización de los clastos (p. ej. MILLS y ALLISON, 1995). Existen pocas técnicas apropiadas para datar estas superficies o elementos superficiales. Algunas de las técnicas aplicadas para inferir algunos de estos pro-

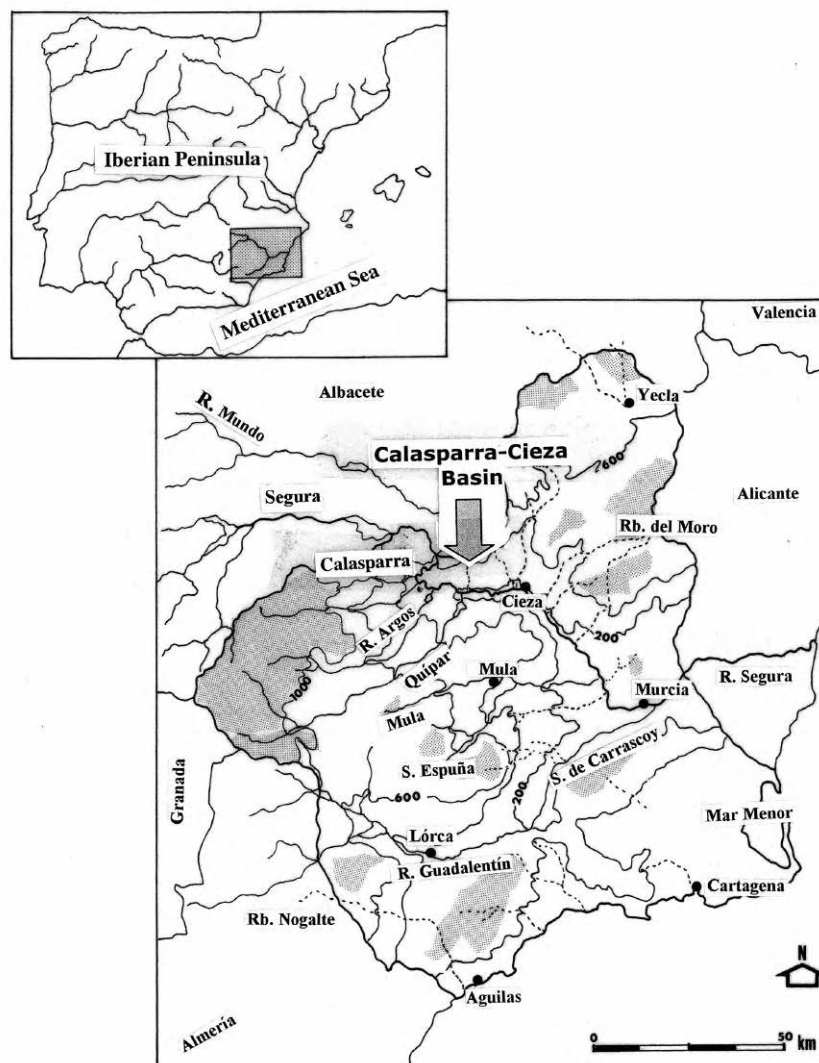


Figura 1. Situación del área de estudio.

cesos de meteorización de clastos –y así datar las superficies– no son muy fiables (p. ej. KEVIN *et al.*, 1998). En este estudio hemos optado por realizar una aproximación geomorfológica sobre la morfogénesis y evolución de estas superficies, con el fin de acceder a establecer un proceso o secuencia temporal y así establecer una cronología relativa de los restos arqueológicos.

El problema que subyace a este marco geomórfico es el relativo a la datación de las diferentes secuencias de agradación y erosión. En especial cuándo se intercalan fases de autoestabilización en estas superficies de erosión. En estos suelos se da una asociación de horizontes argílicos (Bt) y de estadios avanzados de carbonatación (IV-V) (GILE *et al.*, 1965; MACHETTE, 1985;

REHEIS *et al.*, 1992). La precolación de sales (Na^+) y de carbonatos es una característica de estos suelos. Las variaciones climáticas pleistocénicas fueron las responsables de los procesos que a corto plazo originaron los tipos de suelos apreciados actualmente. Los horizontes K y otros estadios de carbonatación, así como los depósitos argílicos (Bt) son indicadores de la actual persistencia de condiciones pedogénicas pasadas (p. ej. MENGES, 1990; HARVEY, 1996). En este sentido, podemos establecer una aproximación al comportamiento de estas superficies durante el Pleistoceno superior y establecer algunas implicaciones sobre los procesos post-deposicionales de los restos arqueológicos analizados.

RASGOS CLIMÁTICOS

El clima actual presenta unas características semiáridas. Los índices de pluviosidad oscilan entre los 279 y 406 mm anuales. La temperatura media anual es de 15.3° y 16.7° C. El índice de evapotranspiración es muy elevado (803-885 mm/año⁻¹) y se ha estimado un déficit hídrico anual de 478-634 mm (Alías *et al.*, 1986a y b). El índice de aridez ($IA = P/ETP$; UNEP, 1992) es de 0.4. Se trata, pues de un clima actual semiárido. Los meses de julio y agosto son secos, mientras que durante septiembre-octubre se producen fenómenos convectivos que causan importantes picos torrenciales. Durante los meses de octubre y febrero se ven incrementadas las precipitaciones debido a las incursiones de frentes activos atlánticos. Se aprecia una tendencia a la estacionalidad, la cual ha sido indicada en términos generales para la región de Murcia (SUMNER *et al.*, 2001). Los canales activos presentan netas secuencias de reajuste morfológico debido a los balances de erosión y deposición motivados por las intensidades pluviales (CONESA y ÁLVAREZ, 1996).

TIPOS DE SUELOS DOCUMENTADOS

Las características climáticas (déficit hídrico) y la acumulación en sus horizontes de elementos como Na⁺ y CO₃Ca y cementación, emparenta a estos suelos al gran orden de *Aridisoles* (*Xeric Haplocalcids* y *Petrocalcids*: SSS-USDA, 1999). Por otra parte, según la clasificación de suelos con características macromorfológicas atribuibles a pasados pedogénicos (Nettleton *et al.*, 2000: Tab 1), estos suelos se encuadraría dentro de los *Paleoaridisols* (MACK *et al.*, 1993).

MARCO GEOESTRUCTURAL Y PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS GEOMÓRFICAS

La principal unidad geoestructural viene representada por la depresión de estructura sinclinal (BAENA *et al.*, 1993a) de Calasparra-Cieza (Fig. 2). Esta Cuenca comprende unos 280 km² que tiene como nivel de base (axial) regional al río Segura y una serie de tributarios (W-E) entre los que destacan por su superficie de vertiente y procesos de disección las Rbls. del Gatán, del Agua Amarga, del Judío y la del Moro. Estas dos últimas subcuencas con génesis de su red de drenaje en las postrimerías (accidente N-W de Yecla-Jumilla) del

Altiplano de Yecla-Jumilla. Las calizas y dolomías cretácicas (Prebético Externo) del anticlinal Sierras del Puerto (609 m), Cabeza del Asno y Picacho, actúan como límite septentrional, mientras que el anticlinal meridional viene formado por las calizas, areniscas y margas (Prebético Interno) de las Sierras del Molino (826 m) y Palera (655 m), que delinean el límite del cabalgamiento Subbético y que está controlado por el accidente Socovos-Calasparra.

La actividad tectónica se compone aquí de una tendencia NW durante el Plioceno (S. de Enmedio) y juego de fallas normales durante el Mioceno superior. La actividad de la falla de la Rbl. del Moro (NNE) se prolonga desde el diapiro de La Rosa hasta Mula, funcionando como zona de desgarre siniestra que limita las frentes mesozoicos de Ascoy-Larga-Sopalmo y la Cuenca de Calasparra-Salmerón (Las Minas) (ELIZAGA, 1990). Esta última también relacionada al control tectónico de las fallas del Arroyo de Las Murtas (N30E) y la del Barranco del Cerezo, que ocasionaron el hundimiento de este bloque más septentrional durante el Mioceno inferior (BAENA *et al.*, 1993a).

El modelado o formaciones superficiales cuaternarias incluye un sistema de abanicos y glaciares desarrollados principalmente desde la vertiente sur de la alineación Puerto-Cabeza del Asno. Son sistemas relictos de acumulación que ilustran las secuencias temporales de los procesos de agradación/disección y algunas anomalías desencadenadas por la actividad neotectónica comentada. Parte de este proceso puede ser apreciado en la Fig. 2. La dirección del sistema es NNW-SSE y los buzamientos son moderados (2-5°).

Geomorfología tectónica de los abanicos aluviales

Gran parte de las unidades geomorfológicas cuaternarias individualizadas (abanicos aluviales y *glaciares*) revelan una actividad neotectónica (desde el Tortoniense superior) causada por accidentes en dirección NE-SW, N140E y EW (RODRÍGUEZ-PASCUA *et al.*, 2001). De forma especial, son los accidentes N140E los que producen un mayor número de incidencias o anomalías en los depósitos cuaternarios del sector. El rasgo geomorfológico más significativo de este control serían los basculamientos de los sistemas de abanicos aluviales y los encajamientos del nivel de base regional durante el Pleistoceno inferior-medio. Aunque de igual forma, las estructuras EW parecen haber causado una elevación de

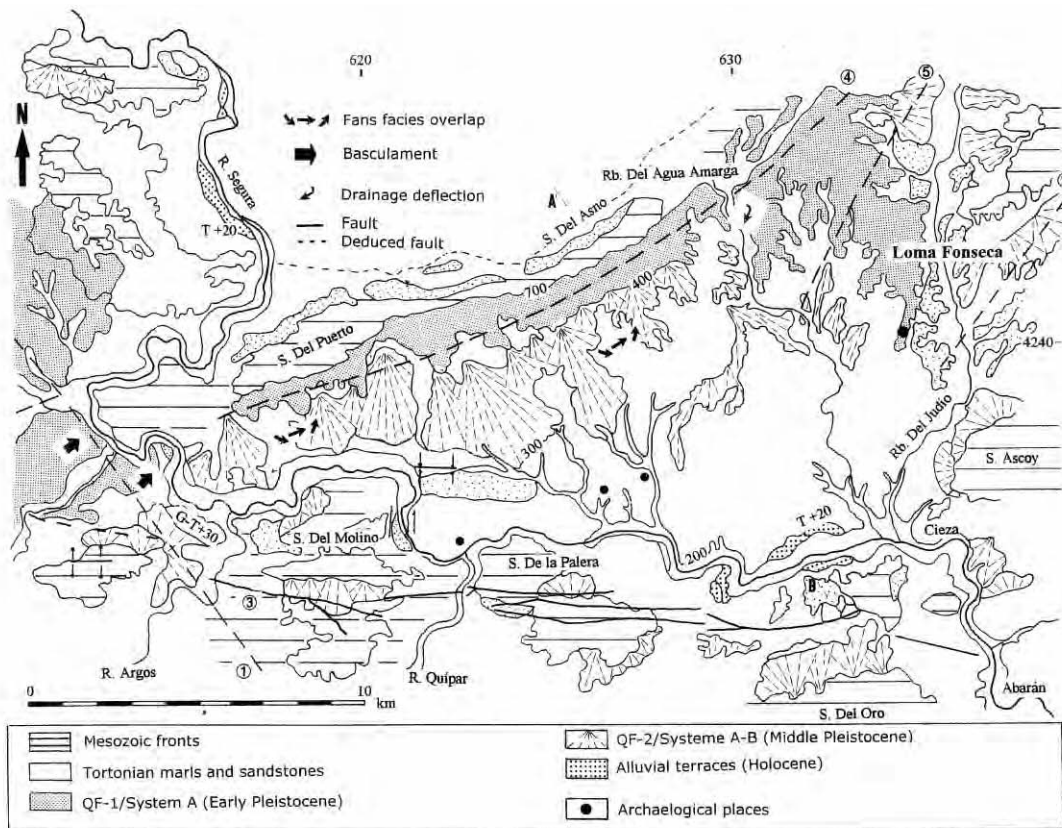


Figura 2. Esquema geomorfológico del área de estudio.

bloques a la que se le puede asociar también tramos de encajamiento anómalo del río Segura, alineaciones de cuesta (Rbl. Del Moro) y ejes de pliegues que afectan a los sistemas de *glacis* y abanicos.

La dinámica compresiva comentada debió influir en la depresión de Calasparra-Cieza a lo largo de su sistema fluvial. Esto se produjo mediante un levantamiento de los bloques marginales anexos a los ejes principales (anticlinales mesozoicos, SW-NE, Puerto-Asno-Picacho y, W-E, Molino-Palera), seguido de un proceso de subsidencia (KENTER *et al.*, 1990). El control se debe al accidente Socovos-Calasparra (WN) y a un juego de fallas subparalelas de Calasparra-Cieza (W-E); así como a fallas incidentes sobre el bloque septentrional (Rbl. Del Moro y alineación Puerto-Asno). El levantamiento neotectónico de las estructuras que, según comentamos, heredan y reproducen un *trend* anterior, originaría las deformaciones ligadas a las formaciones superficiales cuaternarias (*glacis* y abanicos), creando un umbral erosivo, basculado y localmente

fallado, que agrada los sectores medios y bajos de la cuenca. El resultado geomórfico es la presencia de *superficies de erosión* con materiales derivados de los abanicos pliocuaternarios o de los depósitos pertenecientes a la fase inicial de agradación y primer nivel de base: T+ 40 m y T+ 70 m). Este proceso está ligado a una fase extensiva de disección (Pleistoceno inferior-medio) de la red de drenaje; en él se produjeron capturas fluviales y subsecuentes erosiones remontantes que incluyen procesos de deflexión de los canales de los *glacis*-abanicos desde sus partes altas a las zonas distales.

La principal característica geomorfológica derivada de la incidencia de los accidentes NE-SW es la ausencia de sistemas de golfos en las zonas distales de los abanicos aluviales. De forma que actualmente se aprecia un contacto de perfil rectilíneo y pendientes moderadas (5-1.5°) constante entre los sistemas fluviales de *glacis*-abanicos y formas mixtas de gravedad (pedemontes) hasta el Pleistoceno superior. Durante esta última fase temporal los abanicos experimentaron procesos secundarios

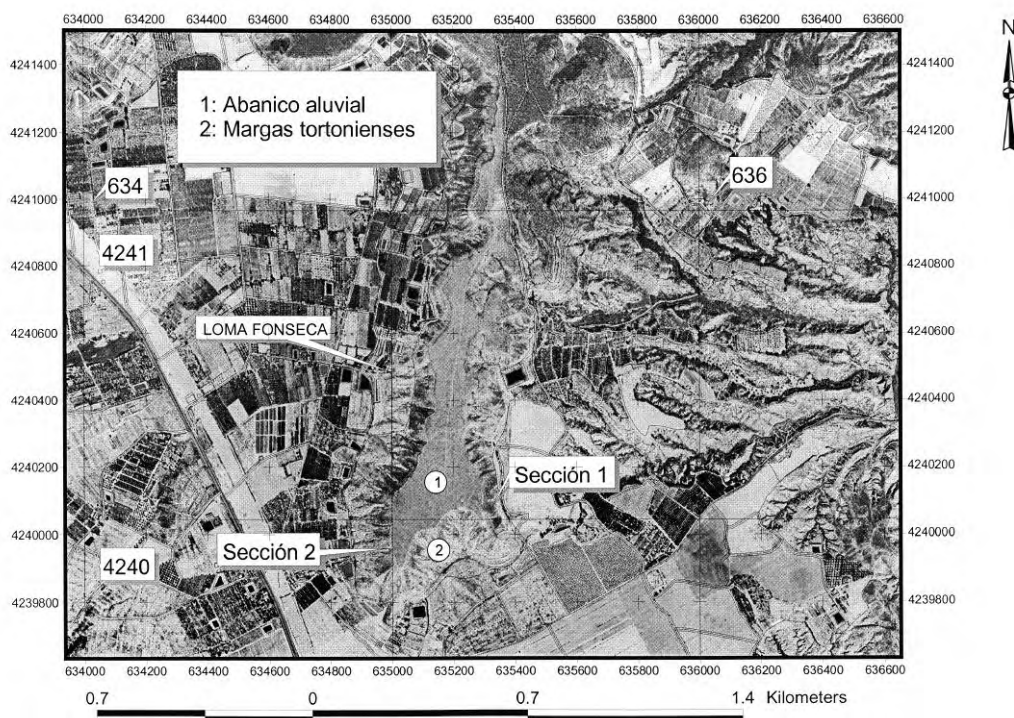


Figura 3. Foto aérea de la Loma Fonseca. Situación de las secciones estratigráficas.

erosivos. Muchas superficies de erosión albergan material resedimentado de poco espesor (30-40 cm), en el que alternan finos y gravas. Éstos pueden ser referidos –no sin reservas– a esta fase del Pleistoceno; denotando un escaso aporte sedimentario.

Estas alineaciones también controlaron el trazado de la red de drenaje plio-pleistocénica, produciendo importantes cambios bruscos en las pendientes de los arroyos (NE de Cieza, S de la S. de la Pila), y originando deflecciones debidas a desplazamientos de la red motivadas por fallas en dirección o por la presencia de lomas de obturación (Rbl. Del Agua Amarga); así como encajamientos anómalos del nivel de base regional y de algunos de sus tributarios (Río Segura y Rbl. de la Raja).

Algunas anomalías apreciadas en algunas de las formaciones superficiales cuaternarias del sector (piedemontes de edad Pleistoceno medio de la S. Larga), tales como fenómenos de superposición, pueden ser debidos a una tasa de elevación del frente montañoso superior al poder de encajamiento de los arroyos que lo drenan, seguida de una subsidencia de la Cuenca (BAENA *et al.*, 1993b y 1993a). En el abanico que origina el aflo-

ramiento Loma Fonseca se aprecia un solapamiento de sus superficies, fuertemente diseccionadas por los encajamientos fluviales, debido al mismo fenómeno de elevación y posterior basculamiento; así como una presencia de fallas cortas subparalelas. Estas disecciones en algunos sectores se mantienen sin alcanzar un punto de intersección (tipo F de HARVEY, 1996) y no modifican la superficie de los abanicos conservativos o proximales.

Estratigrafía de los abanicos aluviales

Dentro de los procesos sedimentarios que suceden en abanicos aluviales podemos distinguir entre primarios y secundarios (BLAIR, 1987; BLAIR y MCPHERSON, 1994a y b). A continuación presentamos una introducción a estos procesos con el fin de comprender las distintas facies descritas.

Los *procesos primarios* producen acarreo sedimentario desde la cuenca de drenaje al abanico. Consisten en agradaciones y aportes distales. Se producen por *flashfloods* ocasionales y de corta duración; pueden ser ocasionados por tormentas y tectónica, y tienen un

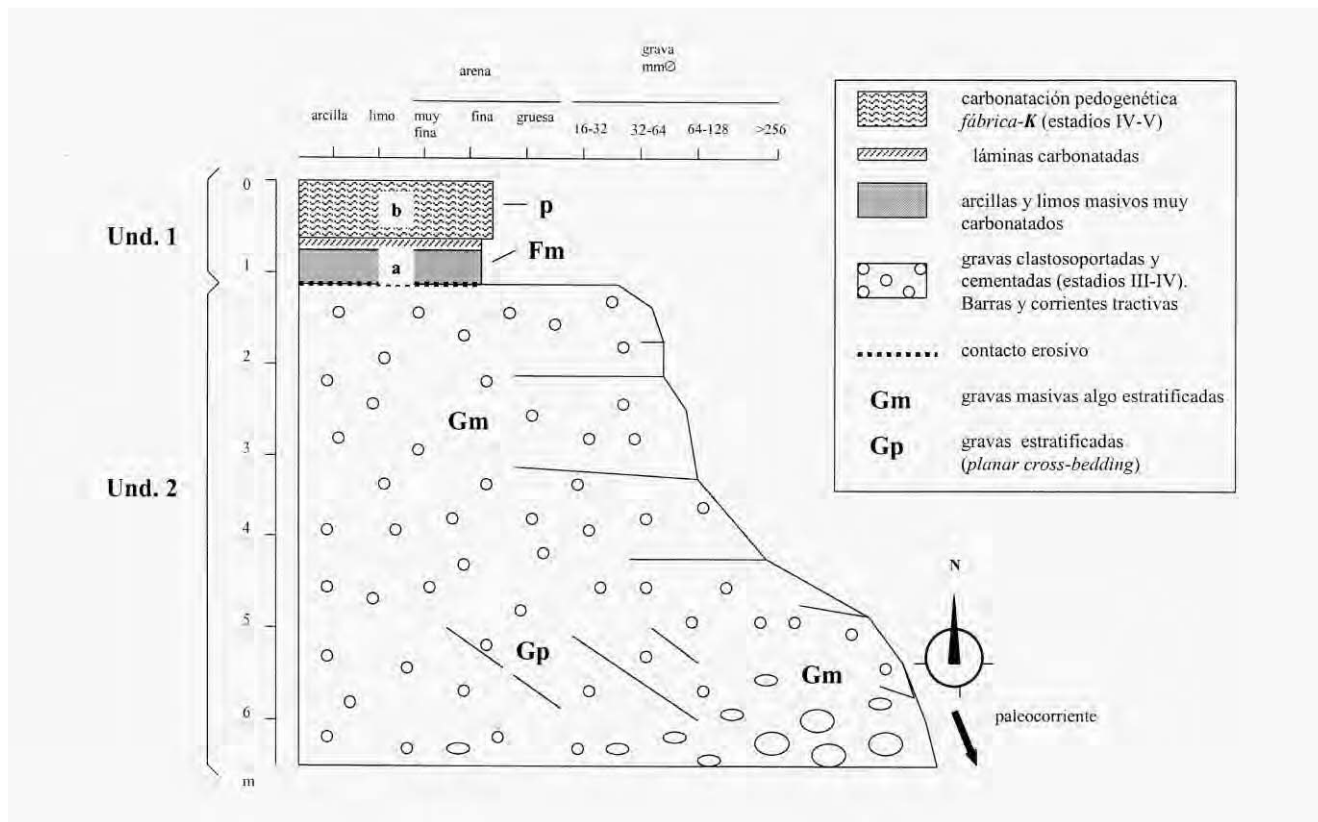


Figura 4. Esquema estratigráfico del abanico aluvial de la Loma Fonseca.

carácter catastrófico. En nuestro contexto geomorfológico han dominado los ocasionados por corrientes fluviales: *debris flow*, *sheet flow*. De forma aparente no se aprecian facies ligadas a fenómenos de gravedad. En la actualidad el flujo discurre a través de los canales incisos.

Los *procesos secundarios* consisten en la remoción y modificación de los sedimentos y depósitos anteriores. Dominan la superficie del abanico. Erosión y degradación son los procesos principales. Excepto por terremotos y *overland flow*, no se asocia a condiciones catastróficas. *Overland flow* es el proceso más ocurente y activo. Suele remover los limos y arcillas de los depósitos mediante canales incisos y lóbulos deposicionales inactivos; si bien también remueve *pebbles* y *cobbles* que distribuye en las zonas distales y marginales (BEAUMONT y OBERLANDER, 1971). Estos fluidos causan *rills* y *gullies* de *c.* 1m de potencia. En el lecho aparecen lechos de gravas (*lag*) ocasionados por los lavados de los finos. Estos *gullies* presentan un modelo radial de distribución desde el ápice o punto de intersección. La acción eólica suele

ganar finos que dejan un *desert pavement* que protege a la superficie de la erosión. *Sieve lobes* son lóbulos que se forman a partir de depósitos de *debris flow*. Se manifiestan clastosoportados o sin matriz y representan a la parte superficial de lóbulos de *debris flow* ricos en clastos cuya matriz de finos fue removida por *overland* secundarios (BLAIR, 1987; NEMEC y POSTMA, 1993). En nuestro contexto, las gravas erosionadas se debieron formar como *debris* dentro de un profundo perfil meteorizado bajo un clima más húmedo y fueron desmantelados sobre la roca estructural al ser removida la matriz de finos durante climas más áridos del Neógeno-Cuaternario (p. ej. OBERLANDER, 1972).

En los abanicos objeto de estudio han dominado los procesos de *overland flow*, meteorización de sedimento y pedogénesis; así como los asociados a la comentada actividad tectónica. En la actualidad prosigue una lenta pedogénesis y una relativa estabilización de los interfluvios. Según la clasificación propuesta por BLAIR y MCPHERSON (1994), serían del Tipo IB y IIB.

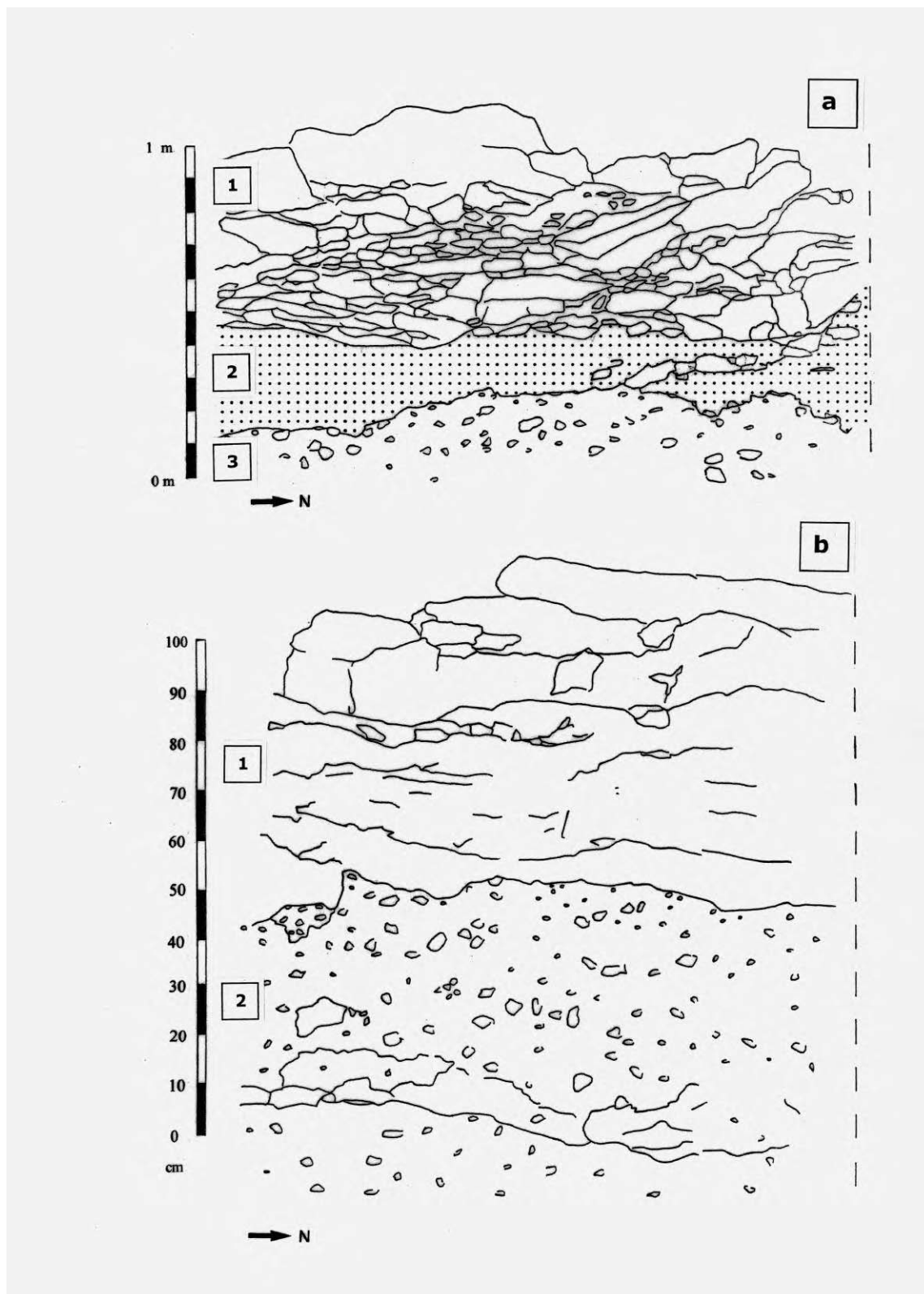


Figura 5. Estratigrafía de los sedimentos carbonatados (Cuaternarios) de la Loma Fonseca. A) Sección 1: 1. Calcreta; 2. Sedimentos limo-arcillosos; 3. Conglomerados. B) Sección 1: 1. Calcreta; 2. conglomerados.

Secuencia estratigráfica genérica de los abanicos aluviales

Las secuencias estratigráficas son bastante homogéneas entre el conjunto de abanicos que se originan en el frente formado por las Sierras Puerto-Cabeza del Asno-Picacho (NNE-SSE). No obstante, hemos elegido una serie de afloramientos en los que las características estratigráficas aparecen mejor definidas. Estos afloramientos o secciones son, no obstante, representativas del conjunto comentado.

Los abanicos conservativos o proximales (secuencia A; Tipo IB) presentan, en los sectores mejor conservados o expuestos, 2-4 m de espesor (afloramientos Loma Fonseca, La Torca, El Puntal y El Calvo). La estratigrafía varía según su localización. De forma que en ocasiones el horizonte argílico (Bt) aparece truncado o erosionado por procesos secundarios, al igual que el horizonte A. Su base es erosiva y disconforme sobre las margas y se compone de segmentos de barras longitudinales de 40-50 cm (*debris flow* cohesivo), de textura granosostenida (tipo Gm) (MIALL, 1985) y de clastos calizos (subredondeados-subangulares) poco clasificados; *coarse* (32-64 mm), *coarse-fine cobbles* (64-128 mm) y escasos *coarse cobbles* (128-256 mm) (BLAIR y MCPHERSON, 1998). En ocasiones las gravas se presentan algo estratificadas, pero sin llegar a estar imbricadas y con algunos intersticios de arena (Gms). Alterna un sistema de descarga alta y baja y de transporte de carga de fondo y en suspensión o tipo *outwash* (SMITH, 1974; FRIEND, 1983).

Los abanicos de la secuencia A-B se componen de mantos difusos tipo *sheet flood* (Tipo IIB) y disconformes sobre las margas tortonienses (afloramiento El Calvo). Su espesor es variable (1-4 m). Se componen de una base de segmentos de arenas, limos y arcillas de estructura planar-cruzada (Sp y Sh) de bajo ángulo (5-10°) y de intercalaciones de bandas de gravas bien clasificadas tipo *coarse pebbles* (16-32 mm), muy redondeados y de matriz de finos. Entre estos segmentos se intercalan láminas finas (1-2 cm) de carbonataciones hojosas (Horizontes Ck) (estadio II-III de Machete, 1985; Gile *et al.*, 1965). A techo se documenta, en ocasiones, un depósito (c. 0.50-1 m) de gravas del mismo tipo, pero muy cementadas y de matriz con fijación de polvo argílico (Ck). Su dirección es NNW-SSE y los buzamientos muy suaves (0-5°). La presencia de estas láminas ha sido en otros contextos sedimentarios

(ALONSO-ZARZA, 1999) referida a una actividad de raíces y *fungi*. Su interestratificación entre materiales detríticos puede indicar la intercalación de fases de baja sedimentación y episódica. La estabilización de estos sedimentos origina su desarrollo y cuando el índice de aporte sedimentario es muy bajo estas láminas se amalgaman, dando origen a calcretas de mayor desarrollo.

Estratigrafía del afloramiento Loma Fonseca

La "Loma Fonseca" está formada por una unidad marina de edad Tortoniense inferior (Unidades 4, 5 y 3). Aquí reproducimos las características de su tramo aflorante (cota 300-350 m), a partir de dos secciones localizadas en la Fig. 3 y Fig. 4. Se trata de un conjunto que presenta continuidad y concordancia estratigráfica, y que aparece con un ligero basculamiento (15° NNE-SSW). Reproducimos de esta secuencia unos 50-60 m aflorantes. Aparecen los sedimentos (areniscas y *shale* de laminación horizontal: SCHIEBER *et al.*, 2001) basculados (NNE-SSW) y con un ligero buzamiento (7°). Hemos distinguido 3 tramos o unidades, a efectos de distinguir algunas alteraciones registradas en sedimentos determinados; si bien forman parte de una misma secuencia y facies sedimentaria. En torno a la cota 300 este depósito se ve tapado por delantales aluviales procedentes de la acción fluvial de los cauces anejos y de la meteorización del conjunto argílico. En la actualidad estos sedimentos aflorantes aparecen erosionados por las fuertes disecciones pleistocénicas de los encajamientos de las ramblas del Agua Amarga (cota 300), 293° WNW y 225° SW, y la del Judío (cota 300), 23° NNE y 158° SSE. El conjunto configura un relieve que responde a un modelo de lavado interpluvial de las laderas de perfil convexo y de planta cónica (tipo b de SCHMIDT, 1994). Su resistencia a la erosión está condicionada por la alternancia de tramos blandos (*shales*) y duros (arenisca), así como por la disposición a techo de la formación conglomerática (de fuerte carbonatación). Se producen, no obstante, pronunciados acaravamientos sobre los que inciden *rills* y *gullies* de más de 4 m de incisión y 3 de anchura. Esto produce múltiples desprendimientos de materiales por gravedad debido al socavamiento basal hídrico, así como coladas cónicas de barro procedentes de los lavados de las argilitas miocenas.

Sobre este depósito marino (cota 350) se dispone de forma discordante y en contacto erosivo una unidad

aluvial conglomerática de edad Pleistoceno inferior (QF-1). Se trata de un abanico aluvial equivalente a la Secuencia A reconocida en la cuenca. Su cuenca de drenaje se ha generado en la Sierra del Picacho. Su dirección es 338° NNE y 158° SSE y buzamiento 1-5°. Este depósito es de espesor variable (4-6 m) y en la actualidad dispone un relieve plano, adoptando una morfología de tipo glacis encajado o de *staged pediment* (MABUTT, 1977; COOKE *et al.*, 1993). Se encuadraría en el Tipo-IB de Blair y McPherson (1994). Es un depósito de *offlap* progradante. Se registra de este depósito unos 6 m; y distinguimos aquí 2 unidades.

Representa este remanente aluvial, por lo tanto, un cambio en el nivel de base del drenaje geológico de más de 50 m respecto de los cauces citados, y de unos 170 m respecto de las terrazas holocénicas (T+5-10 m) de la principal arteria fluvial (eje axial del río Segura).

Esta formación se compone de gravas calizas y dolomías (Cretácico), y en menor proporción silíceas (cuarcitas y sílex). Sus morfologías son heterométricas; oscilan entre angulares (afloramiento La Torca) y redondeadas (afloramiento Loma Fonseca). Derivan de la alineación Asno-Picacho (Prebético Externo). Las arenas y arcillas rojizas pueden proceder de las *Facies Weald* (Cretácico Inferior) detectada en esta alineación (BAENA y JERÉZ, 1982; BAENA *et al.*, 1993b). Estas gravas aparecen erosionadas sobre las laderas arcillas miocenas.

Secuencia aluvial conglomerática (QF-1)

Esta secuencia se compone de dos Unidades sedimentarias que han experimentado sustanciales procesos pedogenéticos. De techo a muro distinguimos las siguientes litologías correspondientes a unos 5-6 m de espesor total (Fig. 4):

Unidad-2:

Se trata de un depósito conglomerático tipo *clast-supported*, de espesor variable (3-4 m) y que en algunos sectores alcanza los 5 m. Se compone de gravas redondeadas, en su mayoría con valores de 03-05 (45%) y 05-07 (35%), según el *Shape Index* de Illeberger (1991). Su litología es bética (caliza, dolomía y algo de sílex). Se disponen mal clasificadas en su distribución cúbica ($f=0.74-1.15$) (JERRAM, 2001) y de tipo predominante *coarse pebbles* ($f= -4/-5$, 16-32 mm), *very coarse pebbles*

($f= -5/-6$, 32-64 mm) y *fine cobbles* ($f= -6/-7$, 64-128 mm) (BLAIR y MCPHERSON, 1999). La desviación estándar es de 1-2 (70%) y >2 (25%).

Se distingue en el cuerpo del abanico dos secuencias (Fig. 4 y 5 y Lám. 1 y 2):

Una formada por fábricas tipo Gm (gravas masivas algo estratificadas) con alguna ligera intercalación de gravas con algo de matriz de limo grueso y arena media (Gms) (MIALL, 1985). Ocupa la mayor parte del cuerpo, alcanza espesores variables (3-5 m) y se interpreta como corrientes tractivas en la que se intercalan ligeras pasadas de *sediment gravity flow* (SG). El conjunto equivaldría a series de barras transversales (ALLEN, 1983; HEIN Y WALKER, 1977) originadas por avenidas turbulentas tipo *mass flow* o *surging debris flow* (NEMEC y STEEL, 1984) impulsados por lóbulos (SOUTHARD *et al.*, 1986).

Una facies de espesor comprendido entre 3-5 m y de más de 12 m de extensión. Se forma por gravas con estructura *planar cross-bedding* (Gp), de 30°NNW-SSE, y que lateralmente pasa a gravas masivas (Gm). La base de esta última se forma por gravas de calibre tipo *coarse cobbles* ($f= -7/-8$, 128-256 mm), *fine boulders* ($f= -8/-9$, 256-512 mm) y algunos *medium boulders* ($f= -9/-10$, 512-1024 mm). A techo es granodecreciente y se desarrollan ligeras pasadas tipo Gp. Se interpreta esta facies como relleno complejo de canal (GB). La base es erosiva y podría tratarse de una barra longitudinal, mientras que las gravas de estructura planar-cruzada pertenecerían a una barra transversal que recuperaría su pulso a techo del canal erosivo.

Esta Unidad-2 se presenta en la actualidad con una matriz espesa y masiva (5-15 mm) de cemento calizo (CO_3Ca_2). Esta cementación alcanza la denominada *K-fabric* (Ckm) y corresponde a los estadios III-IV de MACHETTE (1985) y IV de GILE *et al.* (1965, 1979).

Unidad-1:

Se trata de una Unidad limo-arcillosa y de arena fina que se dispone en contacto irregular y concordante sobre la Unidad anterior. Configura un manto extensivo en casi todo el cuerpo del abanico. Su espesor es variable (100-130 cm). Este depósito de finos y de estructura masiva (Fm) se presenta en la actualidad afectado por procesos de carbonatación pedogénica de diferente intensidad (Fig. 4 y 5 y Lám. 1). En este sen-

tido, distinguimos de muro a techo las siguientes subunidades:

Un cuerpo masivo (Fm) de base (contacto con Unidad conglomerática) formado por limos, arenas finas y arcillas (color salmón) y de espesor variable (30-100 cm). En su base presenta gránulos de carbonato y motas de 10-20 mm en más de un 25% de su superficie. En su tramo superior se forman glaeubulas y estructuras *pseudo-prismáticas* (>70 mm) y algunas concreciones (>10 mm) de espesor entre 3-5 mm. Exhibe pocas raíces y no se aprecian restos de bioturbación. Se trata de un horizonte argílico muy carbonatado (Btk), afín a los estadios II-III de GILE *et al.* (1965).

Este cuerpo pasa de forma progresiva a una subunidad en la que se aprecia el reemplazamiento de la fábrica limo-arcillosa por una gradual carbonatación masiva (P). Se trata de una calcreta (WRIGTH y TUCKER, 1990) de color rosado blanquecina (7.5YR7.5/2). Esta subunidad es extensiva y su potencia es de 60-80 cm. Dividimos esta carbonatación en 2 horizontes en base a la fábrica y textura de su cementación: a) horizonte (20-30 cm) de reemplazamiento de estadio IV de GILE *et al.* (1965), en el que se conserva la textura y color asalmonado de la subunidad anterior; y b) Estructura hojosa blanquecina que lateralmente pasa, en ocasiones, a múltiples láminas cuarteadas y subhorizontales de >15 mm de espesor; manifestando una compleja y múltiple generación de estructuras tabulares (5-10 cm), en ocasiones con brechas recementadas y pisolitos, así como peloides en las fracturas. Su crecimiento se debe a las acreciones en las fracturas. Manifiesta, pues, una fábrica km tipo *platty*, muy endurecida y carbonatada (>70%) que equivale a los estadios IV de GILE *et al.* (1965) y V-VI de MACHETTE (1985). A techo, y localizados a mediodía, se aprecian arqueamientos expansivos, también denominados *pseudo-anticlinales* o *teppe* (WATTS, 1977; KENDALL y WARREN, 1987; WRIGTH y TUCKER, 1991), que llegan a alcanzar 60-80 cm de eje longitudinal. Al parecer, estas estructuras se deben a un proceso de carbonatación en perfiles maduros que excede el espacio original formado por los poros del material limo-arcilloso. El resultado es la expansión física de estos componentes finos y su desplazamiento. En fábricas no biogénicas (*a-fabrics* de WRIGTH, 1990) los granos flotantes y cristales de calcita contribuyen a este proceso. También, los ciclos de contracción y expansión de las esmectitas inducen a que se creen estas discontinuidades en la estratificación. Las

cavidades alargadas (*sheet cracks*) se forman bajo las tábulas levantadas y se originan pisoides. En términos generales, estos arqueamientos se asocian a estos *cracks* de disecación y a la existencia de un conglomerado intraclástico (p. ej. KENDALL y WARREN, 1987). La superficie de esta subunidad está formada por un modelo poligonal de crestas cementadas; está desprovista de horizonte ócrico y sólo se encuentra material terrígeno en sus intersticios.

Esta subunidad se trata de un proceso de acumulación superficial de carbonato (> 70%) o *calcreta* (WRIGTH y TUCKER, 1991: 1)¹. El carbonato puede proceder del polvo atmosférico y de los materiales geológicos de partida. Es difícil diferenciar si el origen del carbonato es pedogénico o se debe a la presencia de los mantos de clastos de calizas y dolomías del sector (p. ej. REHEIS *et al.*, 1992). Los estadios oscilan entre gravas cementadas (base del horizonte) con partículas de carbonato de grano fino (limos y arenas) y de estructura hojosa (estadio III-IV), hasta acintado y masivo (estadio V de MACHETE, 1985; GILE *et al.*, 1965; REHEIS *et al.*, 1992). El carbonato se acumula y envuelve primero a la fracción grava (>2 mm) para después ir recubriendo a la fracción más fina, en este caso a las arenas, limos y arcillas. Se aprecian sectores de brechas y de recementación².

La cementación de la Unidad-2 alcanza incluso los 15 mm de grosor; denotando un índice de adhesión temporal elevado (p. ej. VINCENT *et al.*, 1994). La arcilla en el horizonte argílico puede ser debida a la acumulación de polvo eólico rico en Ca⁺⁺ que precipita disuelto en el agua acumulada (Nettleton *et al.*, 1987; GILE y GROSSMAN, 1979; GILE *et al.*, 1965; BACHMAN y MACHETTE, 1979).

Las variaciones estratigráficas de esta Unidad-1 se deben también a procesos de desmantelamiento. De forma que en algunos sectores el registro se limita a la Unidad-1 y sobre ella un manto relicto de finos, muy carbonatado y con múltiples raíces, que carece de la cementación masiva comentada. De hecho, Alías *et al.* (1986a) han documentado un *Petrocalcid* en un sector anexo (Sierra de Benís), que presenta una secuencia Ah-Ck-Ckm; siendo el horizonte Ck de color rosado blanquecino (7.5YR7.5/2), muy carbonatado (71.3%) y compuesto de limos masivos (51.3%), algo de arcilla (13.6%) y de arenas finas (10.5%). Estos suelos son afines a los subórdenes de *Orthids* y *Argids*. Se trataría de *Xeric Petrocalcids* (antiguos *Paleorthids*) y *Petroargids*.

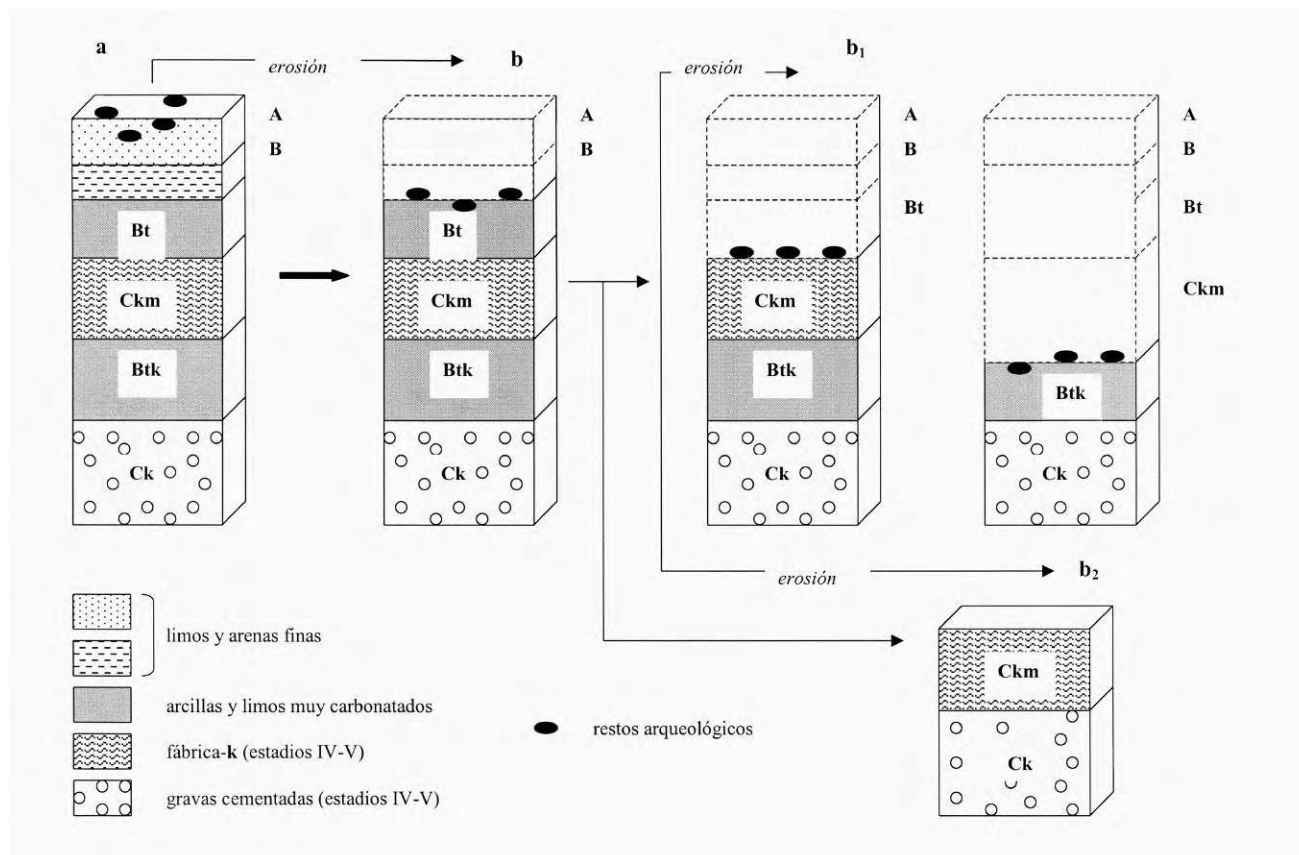


Figura 6. Esquema de los procesos erosivos apreciados a techo de los abanicos aluviales.

Estos suelos podrían tener un carácter del tipo definido como *Accretionary soils* por NETTLETON *et al.* (1989).

Mineralogía de las unidades distinguidas

Para llevar a cabo las determinaciones analíticas se ha utilizado un difractor Philips modelo *X-Pert* que la Universidad de Murcia posee en el *Centro de Apoyo a las Ciencias Experimentales* (SACE) del Complejo Universitario de Espinardo. Para el estudio microscópico se ha empleado un fotomicroscopio *Zeiss* dotado con dispositivos para luz transmitida y reflejada, juego de filtros compensadores, Optovar de aumentos 1,25x, 1,6 x y 2x y un equipo automatizado de microfotografía.

Unidad 1.1. Muestra QF-1.1 (Horizonte Btk bajo calcreta)

Se trata de un agregado de pequeños fragmentos muy poco compactos de tonos amarillentos y rojizos, blandos y con débil coherencia. Contiene algunos frag-

mentos más duros, a dos de los cuales se les ha realizado una lámina delgada.

El difractograma correspondiente a esta muestra contiene las reflexiones características de calcita (C) y cuarzo (Q), así como las más intensas de dolomita (D), mica (M) y yeso (Y). Destaca la elevada cristalinidad de las reflexiones correspondientes a los dos carbonatos y al cuarzo. Teniendo en cuenta el poder reflectante de los carbonatos calcita y dolomita para la reflexión más intensa (la 104) y la del cuarzo.

Esta subunidad pasa progresivamente a un estado mayor de carbonatación (Muestra QF-1.3 (Btk salmón, de reemplazamiento). La muestra QF-1.3 está formada por pequeños fragmentos carbonatados y arcillosos de tonos crema suave y amarillentos, muy porosos y con numerosas pátinas de pequeño tamaño formadas por óxidos de hierro y de manganeso. También se advierten a simple vista pequeñas láminas brillantes de mica blanca. La muestra es muy poco coherente y se desmorona con facilidad.



Lámina 1. Estratigrafía de los sedimentos carbonatados (Cuaternarios) de la Loma Fonseca. Sección 1. Desarrollo de calcreta sobre conglomerados.

El difractograma correspondiente a esta muestra contiene las reflexiones características de calcita (C), cuarzo (Q) y dolomita, así como trazas de mica (M). Destaca la elevada cristalinidad de las reflexiones correspondientes a los dos carbonatos y al cuarzo, que en conjunto representan al menos el 95 % del conjunto de la muestra. Se ha estudiado dos láminas delgadas correspondientes a dos fragmentos endurecidos incluidos en la muestra QF-1.1, que se han denominado como QF-1.1a y QF-1.1b. En ambos casos se trata de una micrita arenosa con pequeños clastos de cuarzo de bordes angulosos dispersos en la trama. En la muestra QF-1.1a se pueden observar numerosas impregnaciones tardías de óxidos y oxihidróxidos de hierro de tonos pardos a rojizos, muy patentes entre polarizadores cruzados. La muestra presenta una porosidad apreciable, con numerosas cavidades de forma irregular en cuyos bordes se aprecia la cristalización incipiente de pequeños cristales de calcita.

Desde el punto de vista mineralógico, el fragmento QF-1.1a está constituido principalmente por calcita, de pequeño tamaño de grano, acompañada de clastos de cuarzo de bordes angulosos o subredondeados. Se aprecia muy bien el desarrollo de un proceso de recristalización de la calcita, dando lugar a granos de mayor tamaño. Esta muestra se caracteriza también por la existencia de una impregnación generalizada de óxidos y oxihidróxidos de hierro que rellenan fisuras y cavidades libres (microfotografía nº 3). A simple vista se observan en el fragmento estudiado pátinas muy finas de óxidos de hierro (pardas a rojizas) y de manganeso (negras). Estas impregnaciones y pátinas son debidas a reacciones de liberación de estos minerales procedentes de hematites (Fe_3O_2) (SCHWERTMANN y CORNELL, 1991).

El fragmento denominado QF-1.1b es también de naturaleza carbonatada y presenta una elevada porosidad definida por la existencia de numerosas cavidades de disolución, algunas parcialmente interconectadas. Se trata igualmente de una micrita parcialmente recristalizada, lo que se traduce en una acusada heterometría de grano; contiene pequeños granos de cuarzo dispersos en la trama; y está atravesada por numerosas fisuras en las que han cristalizado posteriormente calcita y óxidos de hierro. La calcita cristaliza también en pequeños granos en los bordes de cavidades de disolución.

En conjunto se trata de una muestra carbonatada de elevada pureza ya que en el caso de este fragmento el contenido en cuarzo detrítico es muy bajo.

Unidad 1.2. Muestra QF-1.4 (calcreta)

La muestra QF-1.4 está formada por fragmentos carbonatados poco compactos y de coloración blanca débilmente grisácea. Está afectada por pequeñas fisuras y contiene numerosas cavidades de superficies alabeadas o irregulares. Presenta pequeñas pátinas de óxidos de manganeso junto a la superficie.

El difractograma correspondiente contiene las reflexiones características de calcita (C) y las más intensas de cuarzo (Q), dolomita (D) y mica (M). Se trata de una micrita arenosa muy porosa, constituida por un cemento carbonatado muy compacto de pequeños granos de calcita con numerosos cristales de cuarzo microfracturados y de bordes angulosos o subredondeados. La porosidad de la muestra es muy elevada ya que contiene numerosas cavidades de disolución con una forma y



Lámina 2 : Estratigrafía de los sedimentos carbonatados (Cuaternarios) de la Loma Fonseca. Sección 2. Desarrollo de calcreta sobre conglomerados.

tamaño muy variables. Hay cristalizaciones tardías de calcita que originan cristales de hasta 600 micras de tamaño. El cuarzo muestra una marcada heterometría de grano con fragmentos desde 30 a 300 micra con predominio de formas angulosas e irregulares.

La calcita, aparte de ser el componente esencial de la trama, aparece en toda la muestra como relleno de pequeñas cavidades en procesos tardíos de depósito que se producen principalmente en el borde de las cavidades de disolución y en los intersticios de la trama. Se puede observar una amplia gama de orientaciones ópticas en los cristales de este carbonato, desde secciones paralelas a perpendiculares al eje óptico. En las cristalizaciones tardías son muy comunes las formas romboidales. Dispersos en la trama aparecen pequeños cristales aciculares de moscovita, generalmente con un tamaño inferior a 100 micras. También se aprecian algunos cristales de dolomita formados durante la diagénesis de la calcita.

En esta muestra no se observan diseminaciones de menas primarias ni óxidos de hierro, tan comunes en rocas carbonatadas. En conjunto, se trata de una micrita arenosa con trazas de moscovita y de dolomita y ausencia de procesos tardíos de mineralización de óxidos de hierro. Sí se han desarrollado, por el contrario, cristalizaciones tardías de calcita y transformación secundaria de calcita en dolomita, que son fenómenos normales en la evolución diagénica de una roca carbonatada.

Respecto a la génesis de esta roca, tanto por los aspectos texturales como por la composición mineralógica está relacionada con la evolución pedogenética de un horizonte petrocálcico del suelo, rico en aportes detríticos (cuarzo y pequeños fragmentos de mica).

CULTURA MATERIAL DOCUMENTADA

El modelo de formación y distribución de estos residuos se asemeja a los sistemas registrados en otros contextos arqueológicos del Pleistoceno inferior (p. ej. SCHICK, 1986; SCHICK y TOTH, 1993). Se trata de grupos de artefactos líticos nuclearizados en el espacio y que representan una serie de *subproductos* dejados por los grupos humanos en el uso del medio y desarrollo de su subsistencia diaria (procesamiento de accesorios y procesamiento de algunos nutrientes). La constatación de residuos arqueológicos del Pleistoceno superior sobre superficies geológicamente estabilizadas contribuye de forma trascendente a la comprensión de la formación y preservación de estos sistemas arqueológicos distribuidos superficialmente (p. ej. SULLIVAN (ed.), 1998).

DISCUSIÓN

Según todos los datos detallados en las secciones anteriores, nos encontramos ante la presencia de suelos denominados relictos³.

Algunas de las más recientes clasificaciones taxonómicas sobre paleosuelos (NETTLETON *et al.*, 1998; NETTLETON *et al.*, 2000) distinguen de forma básica tres modelos de manifestación: a) enterrados (*kryptic*); b) exhumados (incluyendo *pediments* o *lithic*); y c) relictos (*enduric*)⁴.

Teniendo en cuenta que algunas de las propiedades físico-químicas del perfil (contenido e interacción de sales, yesos y carbonatos) pueden variar dentro de una

escala espacio-temporal (OLSON y NETTLETON, 1998), se ha propuesto el diagnóstico de otros elementos (Nettleton *et al.*, 2000). De forma sinóptica, las propiedades que parecen definir –dentro de 1 metro de suelo a estos *paleoaridisols* son las siguientes:

La presencia de un horizonte carbonatado (Ckm) o de láminas carbonatadas; y de un horizonte petrogypsi-co o *duripan*.

Manifestación en superficie de una estructura vesicular o costras.

Floculación de argilanes en el horizonte B superior.

Presencia de un *desert pavement* o de un manto irregular de clastos redondeados en superficie.

Estos elementos son, a nuestro juicio, muy genéricos. De forma que las características de los paleoaridisoles deben ser buscadas dentro de los sistemas de interacción geomórficos a escala regional. También se debe, a ser posible, ligar otros elementos al criterio de identificación, como así se trata en nuestro caso respecto al contenido de restos arqueológicos de edad Pleistoceno superior⁵.

Los índices, no obstante, de acumulación en el suelo dependerán del material original, bioclima, etc.; teniendo en cuenta que en medios semiáridos la formación de estos suelos puede llegar a ser tan rápida como su erosión, por lo que su datación presenta unos márgenes de error muy elevados (BIRKELAND, 1990). Sin embargo, para los suelos exhumados y relictos los criterios de aproximación pedogenética son más difíciles si además se presentan erosionados o como superficies estructurales erosionadas. De forma que aunque existan parámetros (morfológicos, químicos y mineralógicos) que indiquen cierto desarrollo del suelo, los mejores indicadores de la estabilidad y carácter relicto de estas superficies será su estudio morfológico relacionado con el sistema (HARDEN, 1990). Esto queda manifiesto en la aproximación geomorfológica realizada, ya que la complejidad espacial y temporal del desarrollo de las propiedades de estas superficies puede permanecer inherente en la dinámica de los procesos y sistemas entre los que evolucionan (p. ej. PHILLIPS, 1993a y b).

En este sentido, en este estudio queda manifiesto que los datos físico-químicos no pueden ser interpretados de forma correcta si no establecemos de forma paralela el modelo de evolución de las variables temporales geomórficas.

CONCLUSIONES

Esta interacción de factores es, no obstante compleja. En esta cuenca de Calasparra parece que la actividad tectónica ha sido el principal motor en el desarrollo del medio físico a escala regional a largo plazo; pero el principal factor en los procesos geomórficos de la cuenca han sido las fluctuaciones climáticas acaecidas a corto plazo en el clima regional. Estas son las causantes de la actividad fluvial, procesos de meteorización y formación de suelos.

En este sentido es más apropiado o razonable ligar ambos controles (tectónico y climático) a la hora de analizar los procesos de formación de los depósitos cuaternarios (HARVEY, 1987, 1988, 1990, 1996). Se trataría de un proceso en el que las condiciones climáticas (balances pluviométricos) producen rápidas respuestas en el sistema de desarrollo de los abanicos. Un descenso en el índice de activación de la tasa de elevación tectónica, demoraría este desarrollo. ALLEN y DENS-MORE (2000) han indicado que una alta frecuencia de cambios climáticos tenderá a imponerse o desdibujar (“*overprint*”) la identificación de las bajas frecuencias de las variaciones tectónicas en el registro estratigráfico de abanicos aluviales. HARVEY (1987, 1988, 1990, 1996) opina que los procesos de *gullying* en las superficies y de *downcutting* de los canales incisos se producen sobre depósitos primarios de *debris flow* y *sheetflood*. El cambio de agradación activa a los procesos de incisión se debe a una disminución de sedimento originario de la cuenca de drenaje. Este cambio lo establece este autor con relación a los procesos de aridificación desde el Pleistoceno medio. BLAIR y MCPHERSON (1994a y b) argumentan que esto se puede deber a un proceso sedimentario intrínseco. La remoción superficial de los procesos primarios mediante intervalos e intensidad de eventos bajos pueden causar este proceso. El contexto de bajo relieve y de tectónica amortiguada de estos abanicos del SE hispano sugiere que los procesos primarios catastróficos son episodios muy incipientes, mientras que los procesos secundarios son los que dominan.

La ausencia de horizonte superficial (A) parecer ser debida a estos procesos de erosión. Por otra parte, los horizontes K (>70%) pueden reducir el proceso de infiltración. Por ejemplo, se han estimado valores de 15 a 0.13 cm/hora (GILE Y GROSSMAN, 1979: 20). Esto ocasiona que el horizonte superior (A-B) se sature por infiltración y en él aumente la escorrentía, pudien-

do llegar a su dismantelación. GILE *et al.* (1965) sostienen que los estadios II-III de carbonatación se producen en medios no saturados; pero los estadios V y VI se originan cuando se acumula agua a techo de la carbonatación masiva. La existencia de un suelo antiguo - que debió sostener cierta vegetación- puede quedar indicada en la existencia de cierta pedoturbación que creó breccias y demás alteraciones biogénicas (p. ej. KLAPPA, 1980, 1987), si bien éstas no han sido detectadas en nuestro estudio mineralógico., así como en la presencia de restos arqueológicos. Estas características erosivas parecen indicar que estos suelos dispensan procesos y cualidades afines a los *Accretionary soils* (NETTLETON *et al.* 1989). La relación entre estos procesos erosivos y la situación de los restos arqueológicos se puede apreciar, de forma esquemática, en la Fig. 6.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio deriva del Proyecto de Actuaciones Arqueológicas (ordinarias) denominado *Estudio estratigráfico y sedimentológico del yacimiento Paleolítico de la Loma Fonseca* (Cieza, Murcia), coordinado por el Servicio de Patrimonio Arqueológico de la Dirección General de Cultura de la CARM (Nº/expte. 010/2003); y en el que ha colaborado el SACE (Servicio de Apoyo a las Ciencias Experimentales, Universidad de Murcia nº Proyecto: 6678) y el Departamento de Química Agrícola, Edafología y Geología de la facultad de Químicas, Universidad de Murcia. Estamos agradecidos a todos estos organismos por su colaboración.

REFERENCIAS

- ALEN, J.R.L., (1983): "Studies in fluvial sedimentation: bars, bars-complexes and sandstone sheets (low sinuosity braided stream) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders". *Sedimentary Geology*, 33, 1983, p. 237-293.
- ALÍAS, J.L., (1986a): *Mapa de suelos. E. 1: 100.000. Hoja Nº 891. Cieza*. Proyecto LUCDEME. ICONA-Universidad de Murcia, Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación, Madrid.
- ALÍAS, J.L., (1986b): *Mapa de suelos. E. 1: 100.000. Hoja Nº 890. Calasparra*. Proyecto LUCDEME. ICONA-Universidad de Murcia, Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación, Madrid.
- ALONSO-ZARZA, A.M., (1999): "Initial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from the Neogene of central Spain". *Sedimentary Geology*. 126, 1999, p. 177-191.
- ALONSO-ZARZA, A.M., SILVA, P.G., GOY, J.L. y ZAZO, C., (1998): "Fan-surface dynamics and biogenic calcrete development interactions during ultimate phases of fan evolution in the semiarid SE Spain (Murcia)". *Geomorphology*, 24, 1998, p. 147-167.
- ALLEN, P.A. y DENSMORE, A.L., (2000): "Sediment flux from an uplifting fault block". *Basin Research*, 12, 2000, p. 367-380.
- BACHMAN, G.O. y MACHETTE, M.N., (1977): *Calcic soils and calcretes in the southwestern United States*. U.S. Geological Survey Open-File Report, p. 77-294.
- BAENA, J. y JEREZ, L., (1982): *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética s. St.* Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGM), Colección Informes, Madrid.
- BAENA, J., BARRANCO, L.M., ZAZO, C., GOY, J.L., SOMOZA, L., BARDAJI, T., SILVA, P.G., ESTÉVEZ, A., SÁNZ, C. y RODRÍGUEZ, T., (1993a): *Mapa neotectónico, sismotectónico y de actividades de falla de la Región de Murcia* (E:1/200.000 y 1/1.000.000). Instituto Tecnológico y Minero de España-Consejería de Política Territorial y Obras Públicas (Comunidad Autónoma de la Región de Murcia), Murcia.
- BAENA, J., ÁLVAREZ, F., BARDAJI, T., CALVO, J.P., ELIZAGA, E., GOY, J.L., RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J., SILVA, P., SOMOZA, L. Y ZAZO, C., (1993b): *Memoria y Mapa Geológico de la Región de Murcia (E. 1: 200.000)*. Instituto Tecnológico Geominero de España-Consejería de Política Territorial y Obras Públicas de la Comunidad Autónoma de la Región Murcia. Murcia.
- BEAUMONT, P. y OBERLANDER, T.M., (1971): "Observation on stream discharge and competence at Mosaic Canyon, Death Valley, California". *Bulletin of the Geological Society of America*, 82, 1971, p. 1695-1698.
- BIRKELAND, P.W., (1990): "Soil geomorphic analysis and chronosequences -a selective overview". En *Soils and Landscape Evolution* (Eds. Knuepfer, P.L.K. y McFadden, L.D.), *Geomorphology*, 3, 1990, p. 207-224.
- BLAIR, T.C., (1987): "Sedimentary processes, vertical stratification sequences and geomorphology of the

Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado". *Journal of Sedimentary Petrology*, 57, 1987, p. 1-18.

BLAIR, T.C. y MCPHERSON, J.G., (1994a): "Alluvial fan processes and forms". En *Geomorphology of Desert Environments* (Eds. Abrahams, A.D. y Parsons, A.J.), Chapman & Hall, London, p. 354-402.

BLAIR, T.C. y MCPHERSON, J.G., (1994b): "Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages". *Journal of Sedimentary Research*, A64, 1994, p. 450-589.

BLAIR, T.C. y MCPHERSON, J.G., (1999): "Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles". *Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes*, 69, 1999, p. 6-19.

BLÜMEL, W.D., (1982): "Calcretes in Namibia and SE-Spain. Relations to substratum, soil formation and geomorphic factors". En *Aridic Soils and Geomorphic Processes* (Ed. Yaalon, E) 67-82. Proceedings of the International Conference of the International Society of Soil Science. Jerusalem, Israel, p.67-82.

BULL, W.B., (1992): *Geomorphic Responses to Climatic Change*. Oxford University Press, Oxford.

CANDY, I., BLACK, S., SELWOOD, W. y ROWAN, J.S., (2003): "Calcrete profile development in Quaternary alluvial sequences, Southeast Spain: Implication for using calcretes as a basis for landform chronologies". *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 2003, p. 169-185.

CERLING, T.E. y QUADE, J., (1993): Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates. En *Climate Change in Continental Isotopic Records* (Eds. Swart, P.K., Lohmann, K.C., McKenzie, J. y Avin, S.), *American of Geophysic Acta*, 44, 1993, p. 1753-1766.

CONESA, C. y ÁLVAREZ, Y., (1996): "Método geométrico aplicado a los canales y estimación de la máxima descarga en la Vega Alta del Segura. (España)". *Cadernos Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 21, 1996, p. 469-481.

COOKE, R.V., WARREN, A. y GOUDIE, A.S., (1993): *Desert Geomorphology*. UCL Press, London.

DUPUY, E. y MARÍN, A., (1962): *Mapa geológico de España. Hoja nº 890. Calasparra (Albacete-Murcia)*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

ELIZAGA, E., (1990): *Análisis de las facies sedimentarias y petrología de los depósitos lacustres de edad*

Neógeno superior de la Zona Prebética, Albacete, España. Tesis Doctoral de la Universidad Complutense de Madrid. Madrid.

FRIEND, P.F., (1983): Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. En *Modern and Ancient Systems* (Eds. Collinson, J.D. y Lewin, J.), International Association of Sedimentologist, Special Publications, 6. London, p. 195-206.

GILE, L.H., PETERSON, F.F. y GROSSMAN, R.B., (1965): "The K horizon: a master soil horizon of carbonate accumulations". *Soil Sciences*, 99, 1965, p. 74-82.

GILE, L.H. y GROSSMAN, R.B., (1979): *The Desert Project Soil Monograph*. Soil Conservation Service, U.S. Department of Agriculture.

HARDEN, J.W., (1990): "Soil development on stable landforms and implications for landscape studies". En *Soils and Landscape Evolution* (Eds. Knuepfer, P.L.K. y McFadden, L.D.), *Geomorphology*, 3, 1990, p. 391-398.

HARVEY, A.M., (1987): "Patterns of Quaternary aggradational and dissectional landform development in the Almería region, Southeast Spain: A dry-region, tectonically active landscape". *Die Erde*, 118, 1987, p. 193-215.

HARVEY, A.M., (1988): "Controls of alluvial fans development: The fluvial fans of the Sierra de Carrascoy, Murcia, Spain". En *Geomorphics Processes in Environment with Strong Seasonal Contrasts. Vol.II: Geomorphics Systems* (Eds. Harvey, A.M. y Sala, M.), *Catena Supplement*, 13, 1988, p. 123-137.

HARVEY, A.M., (1990): "Factors influencing Quaternary alluvial fans development in Southeast Spain". En *Alluvial Fans: A Field Approach* (Eds. Rachocki, A. y Church, M.), Wiley & Sons. Chichester, p. 247-269.

HARVEY, A.M., (1996): "The role of alluvial fans in the mountain fluvial systems of Southeast Spain: Implications of climatic change". *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 1996, p. 543-553.

HEIN, F.J. y WALKER, R.G., (1977): "Bar evolution and development of stratification in the gravelly braided, Kicking Horse River, British Columbia". *Canadian Earth Sciences*, 14, 1977, p. 562-570.

JEREZ, L., (1971): "Bosquejo estratigráfico y paleogeográfico de la zona Prebética de la región de Issoleche de la Sierra-Moratalla (provincias de Albacete y Murcia)". *Boletín del Instituto Geológico y Minero*, 81, 1971, p. 117-131.

JEREZ, L., (1973): *Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes*. Tesis Doctoral de la Universidad de Granada. Granada.

JEREZ, L., (1974a): *Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000, hoja-890 (25-35) Calasparra*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

JEREZ, L., (1974b): *Memoria y Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000, hoja-891 (26-35), Cieza*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

KENDALL, C.G. ST. C. y WARREN, J., (1987): "A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics". *Sedimentology*, 34, 1987, p. 1007-1027.

KENTER, J.A.M., REYMER, J.J.G., VANDERSTRATEN, H.C. y PEPER, P., (1990): "Facies patterns and subsidence history of the Jumilla-Cieza Region (Southeast Spain)". *Sedimentary Geology*, 67, 1990, p. 123-142.

KEVIN, W., BRYANT, R. y DRAKE, N., (1998): "Techniques for measuring rock weathering: application to a dated fan segment sequence in Southern Tunisia". *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 1998, p. 1031-1043.

KHERSAT, S.A., (2001): "Calcic horizons distribution and soil classification in selected soils of north-western Jordan". *Journal of Arid Environments*, 47, p. 145-152.

KLAPPA, C.F., (1980): "Rizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance". *Sedimentology*, 27, p. 613-629.

KLAPPA, C.F., (1987): "Biolithogenesis of *Microcodium*: elucidation". *Sedimentology*, 25, p. 489-522.

MABUTT, J.A., (1977): *Desert landforms*. The MIT Press. Cambridge, Massachusetts.

MCFADDEN, L.D., (1988): "Climatic influences on rates and processes of soil development in Quaternary deposits of southern California". *Geological Society of American Bulletin. Special Paper*, 216, p. 153-177.

MCFADDEN, L.D., WELLS, S.G. y JERCINOVICH, M.J., (1987): "Influences of eolian and pedogenic processes on the origin and evolution of desert pavements". *Geology*, 15, p. 504-508.

MACHETTE, M.N., (1985): "Calcic soils of the south-western United States". *Geological Society of American Bulletin. Special Papers*, 203, p. 1-21

MACK, G.H., JAMES, W.C. y MAYER, H.C., (1993): "Classifications of paleosols". *Geological Society of American Bulletin*, 105, p. 129-136.

MIALL, A.D., (1985): "Architectural elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits", *Earth Sciences Review*, 22, p. 261-308.

MILLS, H.M. y ALLISON, J.B., (1995): "Weathering and soil development of fan surfaces as a function of height above modern drainageways, Roan Mountain, North Carolina", *Geomorphology*, 14, p. 1-17.

MENGES, C.M., (1990): "Soil and geomorphic evolution of bedrock facets on a tectonically active mountain front, western Sangre de Cristo Mountains, New Mexico". *Geomorphology*, 3, p. 301-332.

MOUNT, J., (1985): "Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first order textural and compositional classification". *Sedimentology*, 32, p. 435-442.

NASH, D.J. y SMITH, R.F., (1998): "Multiple calcreta profiles in the Tabernas Basin, southeast Spain: their origins and geomorphic implications". *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, p. 1009-1029.

NEMEC, W. y POSTMA, G., (1993): "Quaternary alluvial fans in southeastern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution". En *Alluvial Sedimentation* (eds. Marzo, M. y Puigdeféregas, C.), International Association of Sedimentologist (AIS), Special Publication, 17. Blackwell, Oxford, p. 235-276.

NETTLETON, W. y PETERSON, F., (1983): Aridisols. En *Pedogenesis and Soil Taxonomy. II The Soils Orders* (Eds. Wilding, L.P., Smect, N.E. y Hall, G.F.), Elsevier, Amsterdam, p. 165-215.

NETTLETON, W., (1991): *Occurrences, Characteristics, and Genesis of Carbonate, Gypsum and Silica Accumulations in Soils*. SSSA Special Publications, 26. Madison, WI.

NETTLETON, W., GAMBLE, E., ALLEN, B., BORST, G. y PETERSON, F., (1989): "Relicts soils of subtropical regions of the United States". En *Paleopedology: Nature and Application of Paleosols*. (Eds. Catt, J. y Bronger, A.), *Catena Supplement*, 16, p. 59-93.

NETTLETON, W.D., BRUSHER, B.R., BRENHAM, E.C. y ARHENS, R.J., (1998): "A classification system for buried paleosols". *Quaternary International*, 51-52, p. 175-183.

NETTLETON, W.D., OLSON, C.G. y WYSOCKI, D.A., (2000): "Paleosol classification: problems and solutions". En *Recent and Paleo-pedogenesis as tools for modelling past and future global change*. (Eds. Catt, J.A.,

- Kemp, R., Felix-Henningen, P. y Scholten, T.), *Catena*, 41, p. 61-92.
- OBERLANDER, T.M., (1972): "Morphogenesis of granite boulder slopes in the Mojave Desert, California". *Journal of Geology*, 80, p. 1-20.
- OBERLANDER, T.M., (1974): "Landscape inheritance and the pediment problem in the Mojave Desert of southern California". *American Journal of Science*, 274, p. 849-875.
- OLSON, C.G. y NETTLETON, W.D., (1998): "Paleosols and the effects of alteration". *Quaternary International*, 51-52, p. 185-194.
- PHILLIPS, J.D., (1993a): "Progressive and regressive pedogenesis and complex soil evolution". *Quaternary Research*, 40, p. 169-176.
- PHILLIPS, J.D., (1993b): "Stability implications of the state factor model of soil on a nonlineardynamical system". *Geoderma*, 58, p. 1-15.
- REHEIS, M.C., SOWERS, J.M., TAYLOR, E.M., MCFADDEN, L.D. y HARDEN, J.W., (1992): "Morphology and sequences of carbonate soils on the Kyle Canyon fan, Nevada, U.S.A". *Geoderma*, 52, p. 303-342.
- RETALLACK, G.J., (1994): "The environmental factor approach in the interpretation of paleosols". En *Factors of Soils Formation: A Fiftieth Anniversary Retrospective*. (Eds. Amundson, R., Harden, J. y Singer, M.), SSSA special Publications, 33. Madison, WI, p. 31-64.
- RETALLACK, G.J., (1998): "Core concepts of paleopedology". *Quaternary International*, 51-52, p. 203-212.
- RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A., DE VICENTE, G. y CALVO, J.P., (2001): "Paleoseismological analysis of late Miocene lacustrine successions in the Prebetic Zone, SE Spain". *Acta Geológica Hispánica*, 36, p. 213-232.
- ROSSINSKY JR, V. y SWART, P.K. (1993): "Influence of climate on the formation and isotopic composition of calcretes". En *Climate Change in Continental Isotopic Records* (Eds. Swart, P.K., Lohmann, K.C., McKenzie, J. y Avin, S.), *American of Geophysics Acta*, 44, p. 1753-1766.
- ROYER, D.L., (1999): "Depth to pedogenic carbonate horizon as a paleoprecipitation indicator?". *Geology*, 27, p. 1123-1126.
- RUHE, R.V., (1975): *Geomorphology. Geomorphic Processes and Surficial Geology*. Houghton Mifflin. Boston MA.
- SÁNZ, C., (1990): "Geological evolution of the Betic Cordilleras in the Westerns Mediterranean from the Miocene to the present". *Tectonophysics*, 172, p. 107-119.
- SCHWERTMANN, U. y CORNELL, R.M., (1991): *Iron Oxides in the Laboratory: Preparation and Characterization*. VCH. Weinheim.
- SCHIEBER, J., ZIMMERLE, W. y SETHI, P.S., (2001): *Shales and Mudstones*. V. I y II. E. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung. Stuttgart.
- SCHICK, K.D., (1986): *Stone Age Sites in the Making. Experiments in the Formations and Transformations of Archaeological Occurrences*. British Archaeological Reports, 319. International Series. Oxford.
- SCHICK, K.D. y TOTH, N., (1993): *Making Silent Stones Speaking: Human Evolution and the Dawn of Technology*. Weidenfield y Nicholson. London.
- SCHMIDT, K.H., (1994): "Hillslope as evidence of climatic change". En *Geomorphology of Desert Environments* (Eds. Abrahams, A.D. y Parsons, A.J.) Chapman & Hall. London, p. 553-570.
- SMITH, N.D., (1974): "Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream". *Journal of Geology*, 82, p. 205-224.
- SOUTHARD, J.B., SMITH, N.D. y KUHNLE, R.A., (1984): "Chutes and lobes: newly identified elements of braiding in shallow gravelly stream". En *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. (Eds. Koster, E.H. y Steel, R.J.), *Memories of the Canadian Society of Petrol.*, 10, p. 51-59.
- STEEL, R.J. y THOMPSON, D.B., (1983): "Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ("Bunter" Pebbles Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Starfforshire, England". *Sedimentology*, 30, p. 341-367.
- SSS-USDA, (1999): *Soil Survey Staff. Soil Taxonomy. A Basic System of Soil classification for making and interpreting Soils Surveys*. United States Department of Agriculture. Washington, DC.
- SULLIVAN, A.P., (1998): *Surface Archaeology* (Ed. Sullivan, A.P) New Mexico University Press. Albuquerque.
- SUMNER, G., HOMAR, V. y RAMIS, C., (2001): "Precipitation seasonality in eastern and southern coastal Spain". *International Journal of Climatology*, 2, p. 219-247.
- UNEP, (1992): *World atlas of desertification*. Edward Arnold, Sevenoaks, UK.

VINCENT, K.R., BULL, W.B. y CHADWICK, O.A., (1994): "Construction of a soil chronosequence using the thickness of pedogenic carbonate coatings". *Journal of Geological Education*, 42, p. 316-324.

WATTS, N.L., (1977): "Pseudoanticlines and others structures in some calcretes of Bostwana and South Africa". *Earth Surface Processes and Landforms*, 2, p. 63-74.

WELLS, S.G. DOHRENWEND, J.C., MCFADDEN, L.D., TURRIN, B.D. y MAHRER, K.D., (1985): "Late Cenozoic landscape evolution of lava flow surfaces of the Cima Volcanic Field, Mojave Desert, California". *Bulletin of the Geological Society of America*, 96, p. 1518-1529.

WRIGTH, V.P., (1990): "A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures". En *Soil Micromorphology: A Basic and Applied Science. Development in Soil Science*, 19 (Ed. Douglas, L.A.), Elsevier, Amsterdam, p. 401-407.

WRIGTH, V.P. y TUCKER, M.E., (1991): "Calcretes: an introduction". En *Calcretes*: (Eds. Wright, V.P. y Tucker, M.E.), International Association of Sedimentologist, Report Series, Vol. 2. Blackwell Scientific. Oxford, p. 1-22.

NOTAS

¹ El incremento de CO₂ en el aire del suelo produce una reacción en la que el carbonato se disuelve y circula como catión Ca²⁺ y HCO₃⁻ en el agua acumulada en el suelo. La disolución se ve favorecida por el incremento de agua que se infiltra en el suelo, en tanto ésta no se ve saturada por CO₃Ca. La precipitación se produce –en términos generales- a profundidades >25 cm, debido al descenso de la presión de CO₂ y un aumento del Ph (que pasa a alcalino, >7); así como por un incremento de la concentración iónica en la parte donde se alcanza la saturación y se produce la precipitación. Ésta se ve inducida por un proceso de evapotranspiración en el régimen de humedad del suelo. La existencia de una actividad microbacterial se ha indicado también en este proceso (CERLING Y QUADE, 1993).

² Presenta esta cementación esqueletos de granos dentro de una masa de calcita micrítica (7.5YR-7/4 hasta 10YR-8/3). Esto puede ser debido a la presencia de los comentados a ciclos de precipitación y evaporación (p. ej. WRIGTH, 1990). NASH y SMITH (1998) han documentado estas cementaciones en calcretes pleistocénicas de Tabernas (Almería). Los niveles de N2/S2 y N4/S4 distinguidos por estos autores, son carbonataciones pedogenéticas desarrolladas sobre cuerpos de gravas (abanicos aluviales) y sobre las que se desarrolla un suelo de escasa potencia. BLÜMEL (1982) presentó unas cronologías (C¹⁴) de estas láminas, comprendidas entre 18.000 y 20.000 BP, obtenidas en calcretes adyacentes (Cancarix, Albacete). Estas

láminas parecen obedecer a ocasionales disoluciones y reprecipitaciones ocurridas en el techo del horizonte (K), el cual actúa como interfaz impermeable. Sobre estas cementaciones se produce –en sectores localizados– un suelo (10-20 cm) con considerable materia orgánica y muy bioturbado (Horizonte Ah). Este sistema de carbonatación aboga, más bien, por un modelo complejo de episodios de formación de suelo (pedogénesis) al que sigue erosión y neoformación de calcreta biogénica durante ambientes semiáridos (ALONSO-ZARZA *et al.*, 1998). BLÜMEL (1982) ha indicado que en la formación de algunas calcretas de la región de Murcia ha desempeñado un importante papel el aporte alóctono de polvo rico en carbonato y de arenas eólicas. En el contexto analizado es evidente también el aporte de sedimento por láminas hídricas saturadas con carbonatos procedentes de los lavados de los frentes calizos.

³ Los suelos *relictos* deben ser suelos "pedogénicos" y no "geológicos" (NETTLETON *et al.*, 1989: 59-60). Un suelo geológico es un depósito expuesto en una superficie que alberga vegetación, pero que no manifiesta horizontes pedogenéticos a pesar de ser muy antiguos. Un *suelo pedogénico* presenta, por el contrario, horizontes pedogenéticos o restos de ellos. Estos horizontes se formaron mientras que la superficie que sirve de material geológico base se mantuvo estable durante largo tiempo. El horizonte pedogenético es un nivel de alteración que se dispone discordante con respecto a la estructura macroscópica y fábrica microscópica del depósito geológico.

⁴ Estas clasificaciones se basan en los tipos definidos en el *Soil Survey Staff* (SSS-USDA 1999). Si bien algunas de las variantes de paleosuelos enterrados y exhumados son, de forma relativa, distinguibles en las prospecciones de campo, sin embargo, la variante *relict* o superficial presenta mayores dificultades a la hora de ser reconocida como tal. El estatus de estos últimos suelos (*relictos*) debería responder a un modelo sostenido de estabilidad y de incipiente erosión.

⁵ Estos paleosuelos enterrados dependen de las variaciones existentes entre los horizontes del suelo, contenidos de arcillas, hierro y carbonatos (BIRKELAND, 1990). Asimismo, en ocasiones se han producido procesos de neoformación de arcillas (2:1) en los horizontes de acumulación, horizontes argílicos (Bt) meterorizados, rubefacción de arcillas (hematites), probablemente ligadas a las deshidrataciones de los hierros libres durante las estaciones calurosas (SCHWERTMANN y CORNELL, 1991), y reprecipitaciones de carbonatos que originan los citados horizontes petrocálcicos (*Petrocalcids*) y cálcicos (*Calciorthids*). Su profundidad y nodulación en los respectivos horizontes dependerán de la intensidad y frecuencia de las precipitaciones (RESTALLACK, 1994). En nuestro caso, el clima debió ser semiárido y mostró contrastes ambientales a largo plazo (p. ej. formación cíclica de láminas carbonatadas, sedimentos y suelos durante las alternancias de fases húmedas y secas pleistocénicas: NETTLETON, 1991; ALONSO-ZARZA *et al.*, 1998). Por ejemplo, La transición entre las características asociadas al estadio III y los estadios IV-V (>70% CO₃Ca) de carbonatación, ha sido indicada como límite en el que se infiere un cambio climático hacia condiciones más áridas (MCFADDEN, 1988). El proceso de formación del horizonte K es, pues, complejo y aboga, por lo tanto, por la existencia de periodos prolongados de humedad y de aridificación del ambiente. ROYER (1999) ha indicado que estas carbonataciones han debido suceder por debajo de 760 mm y por encima de los 100 mm de precipitación media anual. Sin embargo, también se ha indicado que además de la precipitación parece influir en este proceso una estacionalidad climática en la que se intercalaron etapas húme-

das y secas y que acusó un marcado déficit entre la precipitación anual y su evapotranspiración (ROSSINSKY y SWART, 1993). Los procesos de iluviación de carbonatos y arcilla se debieron producir bajo medios húmedos y subhúmedos que progresivamente pasaron a más áridos (p. ej. KHERSAT, 2001).