

# YACIMIENTOS DEL PALEOLÍTICO MEDIO DE LAS RAMBLAS DEL RINCÓN, CAÑIZARES Y TOBARRILLAS (YECLA, MURCIA). ESTUDIO COMPARATIVO DE ESTRATIGRAFÍA ALUVIAL

MANUEL LÓPEZ CAMPUZANO  
CARMELO CONESA GARCÍA

**Palabras clave:** Paleolítico Medio; abanico aluvial; terraza fluvial; estratigrafía; mineralogía; Sureste de España.

**Resumen:** En este artículo se pretende efectuar un estudio comparativo entre algunas formaciones superficiales de edad Pleistoceno medio y superior en el Altiplano de Yecla (Murcia, SE de España). Se han registrado las variaciones estratigráficas y procesos erosivos de dos sistemas de abanicos aluviales y de las terrazas fluviales de la Rambla de Tabarrillas, en cuyos techos se han hallado restos arqueológicos del Paleolítico Medio. En este sentido, estos restos sirven de indicadores a la hora de establecer algunos límites estratigráficos y procesos erosivos. Se han proyectado de forma comparativa las secuencias de acumulación de carbonatos pedogenéticos y su grado de cementación alcanzado en los sedimentos aluviales. Estos datos, junto al detallado análisis estratigráfico y sedimentológico de las variaciones de las facies, nos han permitido diseñar un modelo de correlación estratigráfica de los procesos erosivos acaecidos.

**Keywords:** Middle Paleolithic; Alluvial fan; fluvial terrace; stratigraphy; mineralogy; Southeastern of Spain.

**Abstract:** This paper tries to develop a comparative study between some surficial Early and Late Pleistocene alluvial facies on the high-plateau of Yecla (Murcia, SE of Spain). On this purposes it has been stablished the stratigraphic variations and erosive processes of two alluvial fan systems and the Rambla Tobarrillas terrace formations. Middle Paleolithic archaeological remains have been recorded on the top of these alluvial formations. On this sense, these remains act as stratigraphical and chronological limit and erosive processes indicators. Pedogenic carbonate accumulation and profil distribution works as a selective horizon indicator of alluvial relative age as well as a erosive processes evaluator.

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

\*\*Facultad de Filosofía y Letras, Departamento de Geografía Física, Universidad de Murcia

## INTRODUCCIÓN

Este estudio ha sido realizado en el marco del *Proyecto de Estudio Estratigráfico y Sedimentológico del Yacimiento Paleolítico del Abanico Aluvial de la Rambla del Rincón* (Programa de Actuaciones Ordinarias, Nº Epte. 256/2003). Complementa y precisa, desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico, los datos aportados en el proyecto *Prospección y Excavación Arqueológica de Yacimientos del Paleolítico Medio*, llevado a cabo durante los años 1994 y 1995 en el sector Norte del término municipal de Yecla (Proyecto PB 37/94 de la DGCYT) (Fig. 1).

En el citado proyecto (1994-95), se documentaron una serie de sitios arqueológicos que pertenecían a una ocupación del Paleolítico Medio (Pleistoceno superior) de parte del Altiplano de Yecla (Tabla 1). Se efectuó, asimismo, un estudio geomorfológico y morfosedimentario de las terrazas aluviales de la Rambla de Tobarillas (López & Conesa, 1997), con el fin de inferir implicaciones cronológicas sobre estos yacimientos. Los sitios arqueológicos documentados fueron los siguientes (base cartográfica: HH. E. 1: 5.000, Servicio Regional de Cartografía de la Comunidad Autónoma de Murcia, CPTYOP):

- Cerro de la Fuente (CF-1) (UTM: 652.550/4276.850, H-845). Documentado asociado a una paleosurgencia del Acuífero de Aguas Carbonatadas Cingla-Cuchillo.

- Rb. De Tobarillas (RT-TN-1) (UTM: 659.450/4289.700, H-819, 1-5) ubicado en el techo de la Terraza aluvial documentada en la misma Rambla
- Fuente del Pinar (FP-1) (UTM: 663.900/4287.800, H-819, 2-6), desarrollado, de forma difusa a techo del abanico aluvial (QF-2) Rambla del Rincón-Fuente del Pinar
- El Madroño (FM-2) (UTM: 650.700/4277.500, H-844, 6-2), documentado en un área de piedemonte (depósito encajado en el relieve eoceno del sector: Gallego *et al.*, 1984) y depósitos aluviales de la Rambla de Los Gavilanes.

Durante el Proyecto del año 2003, se ha documentado un nuevo sitio arqueológico asociado al abanico aluvial que diseca la Rambla del Rincón-Fuente del Pinar (RR-1)<sup>1</sup>. Esto ha motivado que a día de hoy fuera necesario establecer un balance conjunto de las características de estos sitios arqueológicos. La unificación de ambos estudios, nos ha permitido disponer de un marco comparativo mucho más preciso de los procesos geomórficos y de la formación de superficies y suelos acaecidos en el sector durante el Pleistoceno medio y superior. Asimismo, esto implica el poder establecer una aproximación cronológica (relativa) sobre los momentos de formación de los sitios arqueológicos.

sitio	nº (total)	m <sup>2</sup> (área)	útil/m <sup>2</sup>	núcleos (%)	lascas (%)	útiles nodulares <sup>(1)</sup> (%)	I N/L <sup>(2)</sup>	elementos orgánicos <sup>(3)</sup>
CF-1	350	2.500 (?)	0.14	14.57	71.77	-	4.92	incisivos (cápridos) y trazas de combustión
RT-TN1	100	8.000	0.01	26	59	-	2.26	-
FM2	91	10.000	0.009	13.18	58.24	-	4.1	-
FP-1	70	1.500 (?)	0.04	4.28	81.42	-	5.3	-

Tabla 1. Relación de cultura material (nº: artefactos líticos) registrada y características espaciales de los sitios.

(1): aluden a artefactos confeccionados sobre nódulos o tábulas de materia prima (*choppers/bifaces*).

(2): índice de núcleos/lascas.

(3): elementos óseos, vegetales, trazas de combustión.

## PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO

En este estudio, ahora unificado, se pretende efectuar un análisis comparativo de varias formaciones superficiales de edad Pleistoceno medio y superior. Se han registrado a los efectos las variaciones estratigráficas y procesos erosivos de dos sistemas de abanicos aluviales y de las terrazas fluviales de la Rambla de Tobarrillas. Estos sistemas muestran una composición litológica y mineralógica similar, que pone en evidencia un origen de las cuencas de drenaje asociadas a los mismos frentes. Se ha prestado una atención especial a las variaciones litológicas de las facies aluviales y de sus procesos pedogénicos. Los horizontes K (calcretas) y otros estadios de carbonatación, así como los depósitos argílicos (Bt), son indicadores de la actual persistencia de condiciones pedogénicas pasadas en terrazas y abanicos aluviales (p. ej. MENGES, 1990; HARVEY *et al.*, 1995; CANDY *et al.*, 2003). 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. El problema que suele acompañar a este tipo de suelos es el relativo a la datación de las diferentes secuencias de agradación y erosión. En especial cuando se intercalan fases de autoestabilización en estas superficies de erosión. En estos suelos arídicos o de bajo régimen de humedad 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 complejidad de los procesos de carbonatación pedogenética y el desarrollo y madurez de los horizontes argílicos depende de la edad de los depósitos. Cuanto más antiguos son éstos, este desarrollo y madurez es mayor (p. ej. GILE *et al.*, 1965; MACHETTE, 1985; MENGES, 1990; HARVEY *et al.*, 1995; CANDY *et al.*, 2003)

En este sentido, se han proyectado de forma comparativa las secuencias de acumulación de carbonatos pedogénicos y su grado de cementación alcanzado en los sedimentos aluviales. Estos datos, junto al detallado análisis estratigráfico y sedimentológico de las variaciones de los sedimentos aluviales y fluviales, nos han permitido diseñar un modelo de correlación estratigráfica de los procesos erosivos acaecidos. La disposición de los restos arqueológicos a techo de estas secuencias, predispone un argumento interpretativo de estos procesos y de su relativa adscripción cronológica.

El registro se ha efectuado a partir de catas realizadas en sitios seleccionados y mediante el registro estratigráfico efectuado en los planos de disección de los encajes fluviales. Esto ha permitido establecer una secuencia longitudinal de los ejes de inflexión de los depósitos aluviales y registrar sus variaciones. Los afloramientos seleccionados corresponden a la unidad QF2 (Pleistoceno medio)/Rambla del Rincón y Rambla del Cañizar; unidad QF3 (Pleistoceno superior)/Rambla Fuente del Pinar; y los niveles de terrazas fluviales T1-T2/Rambla de Tobarrillas (Pleistoceno medio/superior). En el plano geomorfológico (Fig. 1) y ortofotoma-

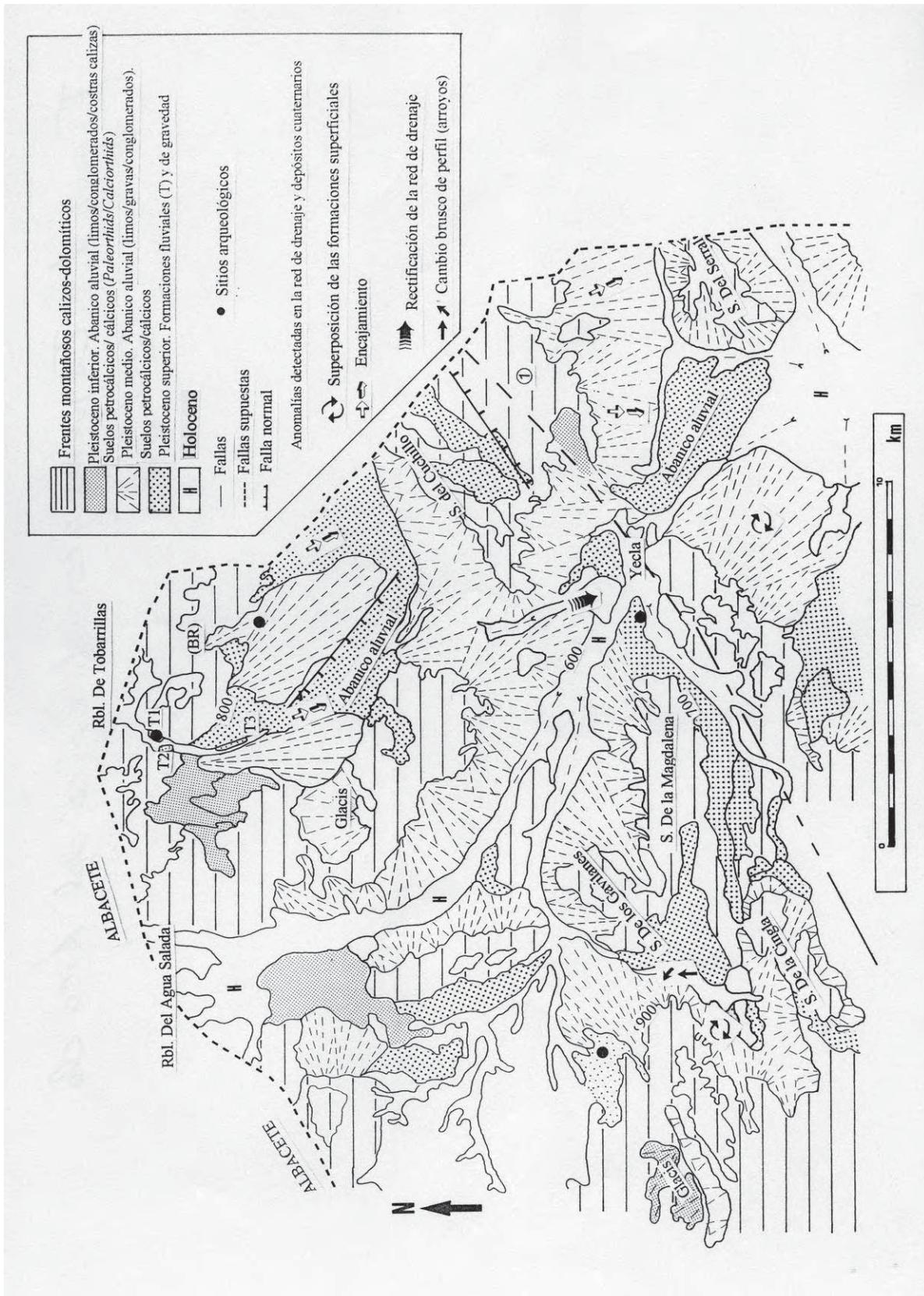


Figura 1. Esquema geomorfológico del área de estudio, indicando las principales facies sedimentarias del Pleistoceno.

pa (Fig. 2) adjuntos, se puede apreciar las características geométricas, el contexto tectónico y distribución de estas facies aluviales en la zona de estudio; así como los sectores y secciones registradas.

## RASGOS CLIMÁTICOS

El clima actual presenta unas características semiáridas. Los índices de pluviosidad oscilan entre los 279 y 406 mm anuales. Las temperatura media anual es de 15.3° y 16.7° C. El índice de evapotranspiración es muy elevado (803-885 mm/año<sup>-1</sup>) y se ha estimado un déficit hídrico anual de unos 478-634 mm. El índice de aridez ( $IA = P/ETP$ ; UNEP, 1992) es de 0.4. Se trata, pues de un clima actual semiárido. En consecuencia, el régimen de humedad de los suelos es arídico y el desarrollo de materia orgánica bajo. 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). La vegetación es variada. Predomina, no obstante, las especies arbustivas. Entre la serie mesomediterránea semiárida (*Quercus coccifera*) se intercala de forma extensiva una vegetación estépica.

## RASGOS TECTÓNICOS Y GEOMORFOLÓGICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se circunscribe regionalmente en el Altiplano de Yecla (600-800 m) (Norte de Murcia) y pertenece geoestructuralmente al dominio del Prebético Interno de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas orientales (BAENA y JERÉZ, 1982; JERÉZ, 1971, 1973). Esta zona del Prebético constituye el ámbito tectónico y paleogeográfico más externo de la región. Estructuralmente, su evolución geológica se caracteriza por constituir una plataforma, de cobertera autóctona, adyacente a un medio continental (Meseta Ibérica) y disgregada del zócalo a nivel de los materiales arcilloyesíferos del Trías (BAENA y JERÉZ, 1982; JERÉZ, 1982; BAENA *et al.*, 1993b). Esta situación motivó la continua deposición de sedimentos (carbonatos y materiales terrígenos) procedentes de los últimos relieves

ibéricos. El Altiplano de Yecla pertenece al dominio Interno de esta plataforma (AZEMA *et al.*, 1979)<sup>2</sup>.

En el sector de estudio los relieves estructurales aflorantes son calizas y dolomías cretácicas (PAVÓN *et al.*, 1981; MARTÍN-CHILAVET, 1994), que forman una semicuenca delimitada al norte por el alto de Tobarrillas-Sierra Lácer y al sur por la Sierra del Cuchillo. El relleno de esta semidepresión es de margas del Langhiense superior-Tortonense en Facies "Tap". En la cabecera de la Rambla de Tobarrillas aparecen series compuestas por dolomías y margas dolomíticas (Cenomaniense-Turonense) y depósitos calcáreos a techo arcillosos con calizas grises y niveles dolomíticos, calizas micríticas y margocalizas (Santoniense-Campaniense-Maastrichtiense). Aquí se produce una estructura en anticlinal que produce la elevación del frente. En los sectores Rambla del Rincón y del Cañizar predomina un albiense en Facies Utrillas (detrítico de arenas cuarcíferas), que da paso al complejo dolomítico cenomaniense. En la Sierra del Cuchillo aflora un senoniense con niveles dolomíticos, calizas micríticas y margocalizas. Afloran junto a la Rambla de Tobarrillas materiales del Paleógeno (Paleoceno-Eoceno) sobre las facies calcáreas del Campaniense. Se trata de un continental detrítico, en el que alternan arcillas rojas (base), areniscas, margas arenosas y lentejones de conglomerados silíceos.

Durante las últimas fases de formación *post*-miocénica se producen importantes eventos tectónicos que modificarán a las estructuras anteriores y configuraron la actual morfología del sector (PAVÓN *et al.*, 1981; GALLEGU *et al.*, 1984a, 1984b; GARCÍA *et al.*, 1984).

Con relación al dispositivo tectónico regional (BAENA *et al.*, 1993a), los principales controles morfoestructurales del sector de estudio están condicionados por dos accidentes principales: La falla de Yecla-Jumilla (NE-SW) y la del norte de la Sierra del Cuchillo. Estos accidentes (NE-SW) longitudinales que delimitan este ámbito morfoestructural han condicionado el desarrollo y dispositivo geométrico y espacial de algunas de las formaciones superficiales cuaternarias más características del Altiplano (abanicos aluviales). Estos accidentes parecen estar también ligada a la emisión de diapiros (p. ej. El Madroño y Fuente de la Negra) (RONDEEL y GAAG, 1986).

Los modelados cuaternarios más representativos del sector son los citados glaciares de acumulación y abanicos

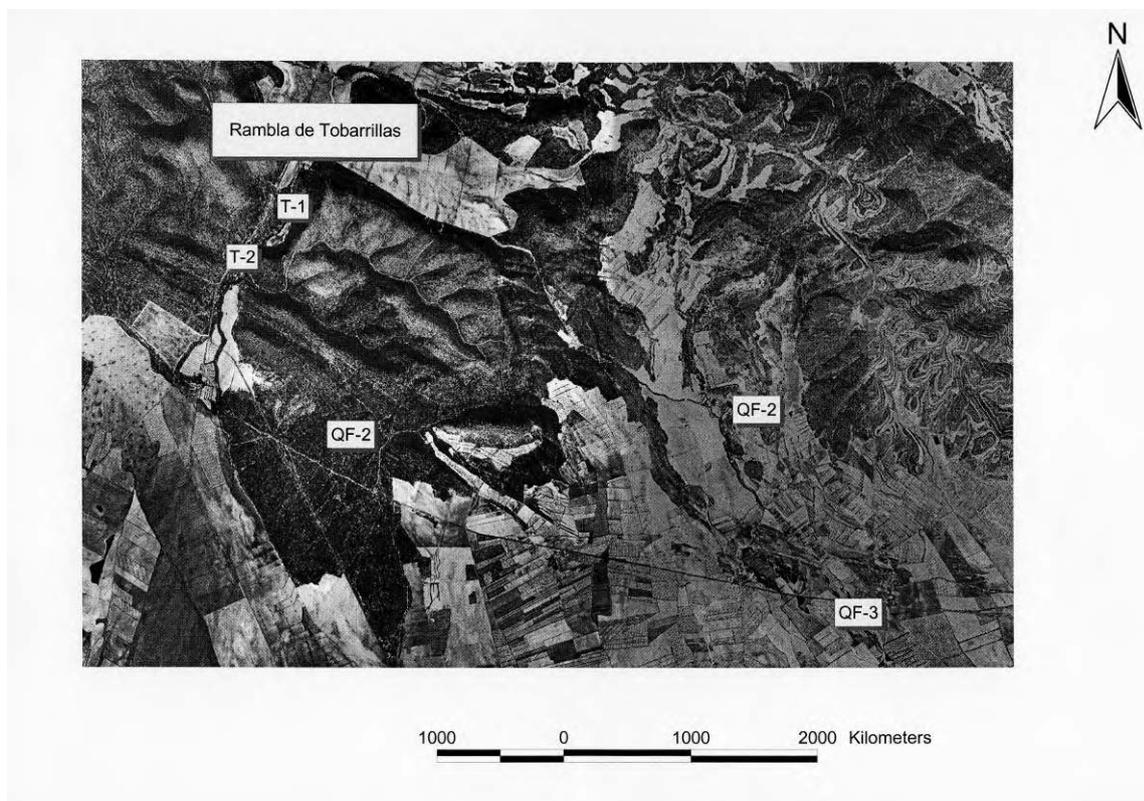


Figura 2. Foto aérea del área de estudio.

aluviales desarrollados en los piedemontes de los frentes montañosos (Sierra del Cuchillo, La Magdalena, Gavilanes y Cerro Colorado y Montes del Portillo). Sus dimensiones y morfologías son variables (BAENA *et al.*, 1993b; BAENA *et al.*, 1993a; PAVÓN *et al.*, 1981; y Foto Aérea e. 1/25.000 y 1/13.000 IGN). En la Fig. 2 y 3 se puede apreciar la distribución de estos mantos aluviales en el sector. Las áreas de estos abanicos son considerables (6-15 km<sup>2</sup> y hasta >25 km<sup>2</sup>), y alcanzan ejes longitudinales >10 km (p. ej. abanicos sector de estudio). Su edad abarca todo el Pleistoceno (BAENA *et al.*, 1993b; LÓPEZ & CONESA, 1997). Las cuencas de drenaje de algunos de estos abanicos llegan a alcanzar entre 4 y 6 km<sup>2</sup> en el área de estudio. Se distinguen tres sistemas (Fig. 2):

- QF1 (Pleistoceno inferior, *c.* 1.7-0.7 M.a). Se compone de brechas calcáreas heterométricas cementadas por arcillas arenosas rojas. So depósitos discordantes sobre las margas de edad

Langhiense sup-Tortonense en facies “Tap” y sobre las areniscas y arcillas del Paleógeno. Fase deposicional *sintectónica* (SILVA *et al.*, 1992) desarrollada en las pendientes más pronunciadas anexas a los frentes, y de estilo de agradación proximal (*offlap*) progradante (*debris flow*).

- QF2 (Pleistoceno medio, 700-115 ka/BP ). Se trata de depósitos de limos, arenas y gravas redondeadas que se disponen de forma discordante sobre la formación anterior. Presenta varios niveles de carbonatación pedogenética. Fase de amortiguación tectónica y de desarrollo en pendientes moderadas de agradación proximal *onlap* o retrogradante y de base deposicional tipo *debris flow*, que pasa a fluvial a techo de la secuencia (*sheet flow*).
- QF3 (Pleistoceno superior, 115-10 ka/BP). Depósitos de limos, arenas y gravas redondeadas. Fase *post-tectónica* en la que se producen disec-

ciones (*fanhead trench*) y algunos intersection point scour, tipos F y C de HARVEY (1987, 1988, 1990, 1996) de las zonas apicales y distales. Aquí se encaja el canal alimentador que induce a una migración de sedimentos hacia el centro de la cuenca. Predominan aquí las agradaciones distales, dominadas por facies fluviales, tipo *offlap (distal aggrading fans)* (HARVEY, 1990, 1996).

Las anomalías ligadas a su dispositivo geométrico y espacial, son apreciables en el NNE de Yecla (Alto de Tobarrillas y Cerro Colorado). Consisten en formas de encajamiento (NNE) y superposiciones (SE, S. De los Gavilanes). Se deben a las tasas de elevación del anticlinal dolomítico durante el Pleistoceno inferior, y posteriores fases de subsidencia, que fueron superiores a los procesos de encajamiento de los barrancos que forman los abanicos aluviales. Las secuencias de depósito de algunos de estas formaciones muestran superposiciones y encajamientos junto a discordancias, que parecen ilustrar los procesos de elevación discontinua acaecidos durante el Pleistoceno medio y parte del superior.

Este proceso es especialmente apreciable en el conjunto de abanicos (Pleistoceno medio-superior) del sector NNE, los cuales se ven diseccionados (N-S) por las ramblas de Tobarrillas, Rincón-Fuente del Pinar y del Cañizar). Estas ramblas adoptan una dirección de encajamiento NNE 333°-SSE 160°, que es de forma sensible similar al eje de flexura del abanico de la Rambla del Rincón.

Estas mismas tasas de elevación produjeron algunas alteraciones en parte del sistema de la red de drenaje del sector. Esta red está compuesta por un grupo de ramblas, además de las citadas (N-S), que drenan NW-SE (Rbl. del Agua Salada) y W-SE (Rblas. de la Sierra de Los Gavilanes) hacia un colector endorreico situado al SE de la población de Yecla. Constituyen un complejo de paleodrenajes que se han visto afectados por la comentada actividad tectónica del Pleistoceno inferior y medio. En los arroyos del Madroño (S. de Los Gavilanes) se aprecian cambios bruscos en sus perfiles, entre las cotas de 800-900 m; mientras que en la Rambla de Tobarrillas se produjo una rectificación de la línea de su drenaje. Parece que fue debida a una adaptación a una falla normal que originan los frentes de montaña rectilíneos y de escarpes poco erosionados. Estas fallas afectan a los abanicos del Pleistoceno medio del Alto de Tobarrillas y al sur a los de la Sierra del Cuchillo.

Según algunos datos cronoestratigráficos regionales (BARDAJI *et al.*, 1995), esta actividad tectónica se encuadraría en eventos de polaridad inversa (Matuyama). Uno de finales de finales del Pleistoceno inferior, dentro del cron 1r.2 (0.7 my), y otro a mitad del Pleistoceno medio (cron 1r.1), de edad aproximada de 0.5 My (CAUDE y KENT, 1995). En 775.000±10.000 BP se produce un acontecimiento paleomagnético que consistió en un cambio de polaridad inversa a normal (BASSINOT *et al.*, 1994). Desde el Pleistoceno superior parece que se impone una tasa de subsidencia regional (KENTER *et al.*, 1990).

Durante finales del Pleistoceno medio y parte del superior (Glacial inicial) la dinámica fluvial del dominio cambia de un estilo de agradación extensivo (tipo *debris flow*) a uno eminentemente fluvial (tipo *sheet flood*). Esto produjo un sistema de incisión lineal, a partir de los principales drenajes, conectado al nivel de base endorreico del sector. No obstante, la proliferación de depósitos fluviales y de gravedad parece constatar un ambiente de más aporte sedimentario hasta finales del Pleistoceno medio. Encajadas en este sistema de glaciares-abanicos aparecen las terrazas fluviales, documentadas en la Rbl. De Tobarrillas (PAVÓN *et al.*, 1981; LÓPEZ y CONESA, 1997), sobre las que se registró uno de los sitios arqueológicos objeto de estudio (Rb. De Tobarrillas: RT-TN-1).

#### ESTRATIGRAFÍA DE LAS TERRAZAS DE LA RAMBLA DE TOBARRILLAS (T1 Y T2)

Actualmente, la R. De Tobarrillas configura un cauce de trayecto corto y de desagües episódicos y arreicos, correspondientes a la vertiente (S) de las alineaciones calizas-dolomíticas del sector (S. Lácerca) (PAVÓN *et al.*, 1981; MARTÍN-CHIVELET, 1994). Su curso topográfico discurre (N-S) encajado entre las calizas dolomíticas de la Sierra Lácerca; disecciona diversos sectores de brechas calizas de estratos semiverticalizados y con intercalaciones de sílex, así como a las unidades aluviales comentadas (QF1, QF3 y los niveles de terraza T1 y T2). A partir de este sector su trayecto es difuso (acción antrópica) y su inmediato desagüe se realiza en un llano arreico (1% de pendiente). Su alimentación hídrica es básicamente pluvial, aunque en su cabecera surgen algunas fuentes procedentes de un pequeño acuífero de aguas carbonatadas (IGME, 1987).

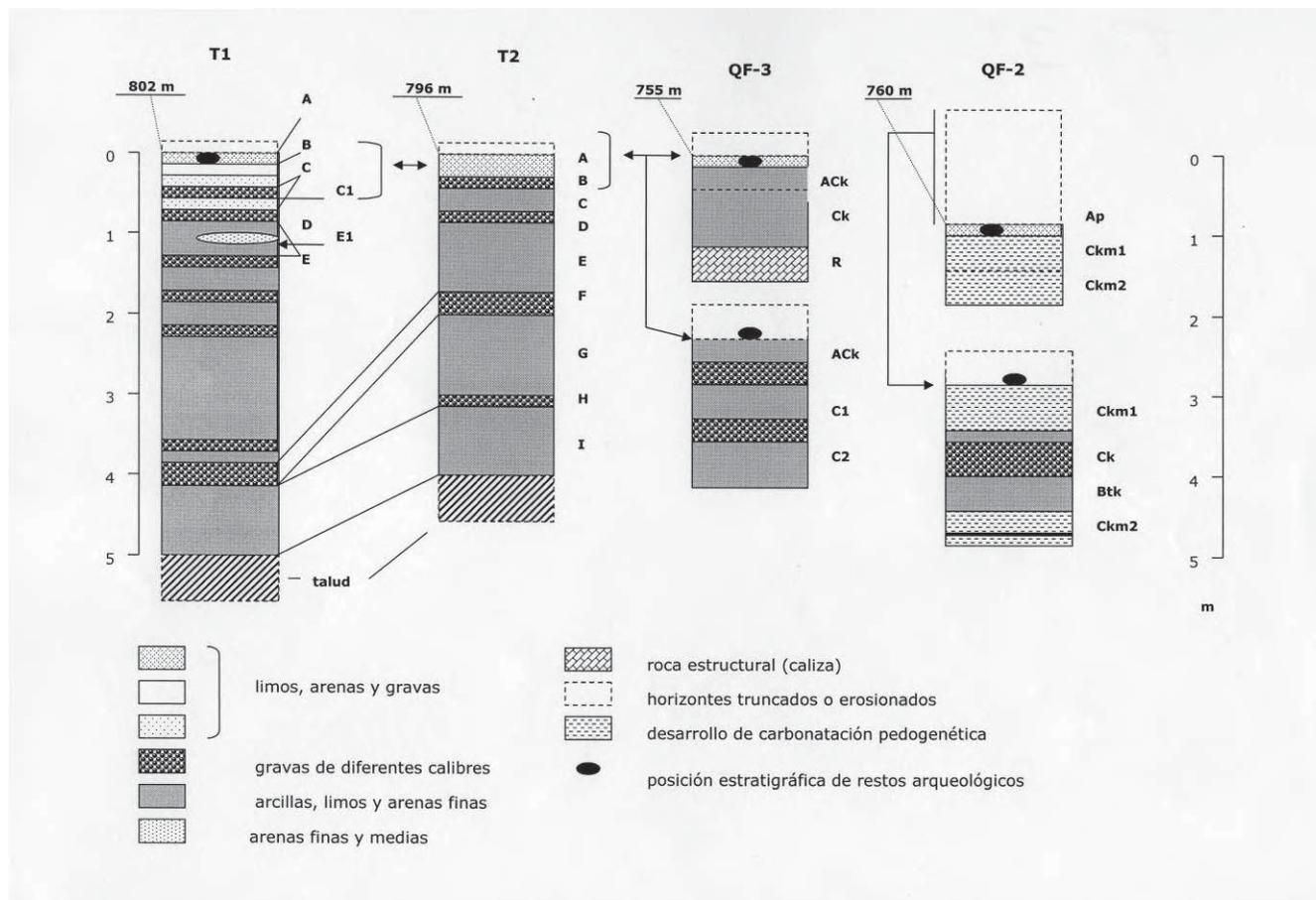


Figura 3. Relación comparativa de la estratigrafía entre las diferentes unidades analizadas.

La terraza T1 equivale al nivel Q1T cartografiado por PAVÓN *et al.* (1981). En este estudio nos hemos basado en la cartografía detallada (e. 1: 5.000 H-819 (1-5)) y en los datos estratigráficos y sedimentológicos registrados por LÓPEZ Y CONESA (1997). A efectos de estudio geoarqueológico han sido los depósitos T1 y T2 los que han requerido un estudio pormenorizado, debido a que no presentaban sus cuerpos superiores alteración antrópica (cultivos).

### Características sedimentológicas

Las secciones estudiadas corresponden a los depósitos T1 y T2. Son depósitos de 5-7 m de altura (sobre cauce actual), de estructura masiva y estratos concordantes, de juntas bien definidas, y de similar composición estratigráfica.

Se componen de un cuerpo inferior de limos/arenas interestratificados por bandas de gravas calizas (T1:

Horiz. D-P; T2: Horiz. C-I); aunque a techo se observa que únicamente T1 conserva un desarrollo edáfico preservado, muy probablemente, por su disposición topográfica. En la Fig. 6 se puede apreciar la estratigrafía de este suelo (Horiz. A-C). Representa una fase pedogenética, no muy acentuada, del cuerpo inferior de limos/arenas y gravas (Horiz. D-P). Sobre este suelo (Horiz. A-C), y asociado a un eluvial detrítico de limos y fragmentos erosionados de calizas y sílex se disponen los artefactos líticos.

Las características granulométricas de estos depósitos han sido evaluadas de la siguiente forma. Para la totalidad de las muestras recogidas en ambos depósitos (T1 y T2) se ha efectuado un análisis granulométrico mediante el método del tamizado, partiendo de un peso de 200 gramos, después de haber eliminado sales y carbonatos solubles. Con los resultados obtenidos se trazaron las curvas (LÓPEZ y CONESA, 1997) de frecuencias de tamaños, correspondientes a cada muestra, y calcula-

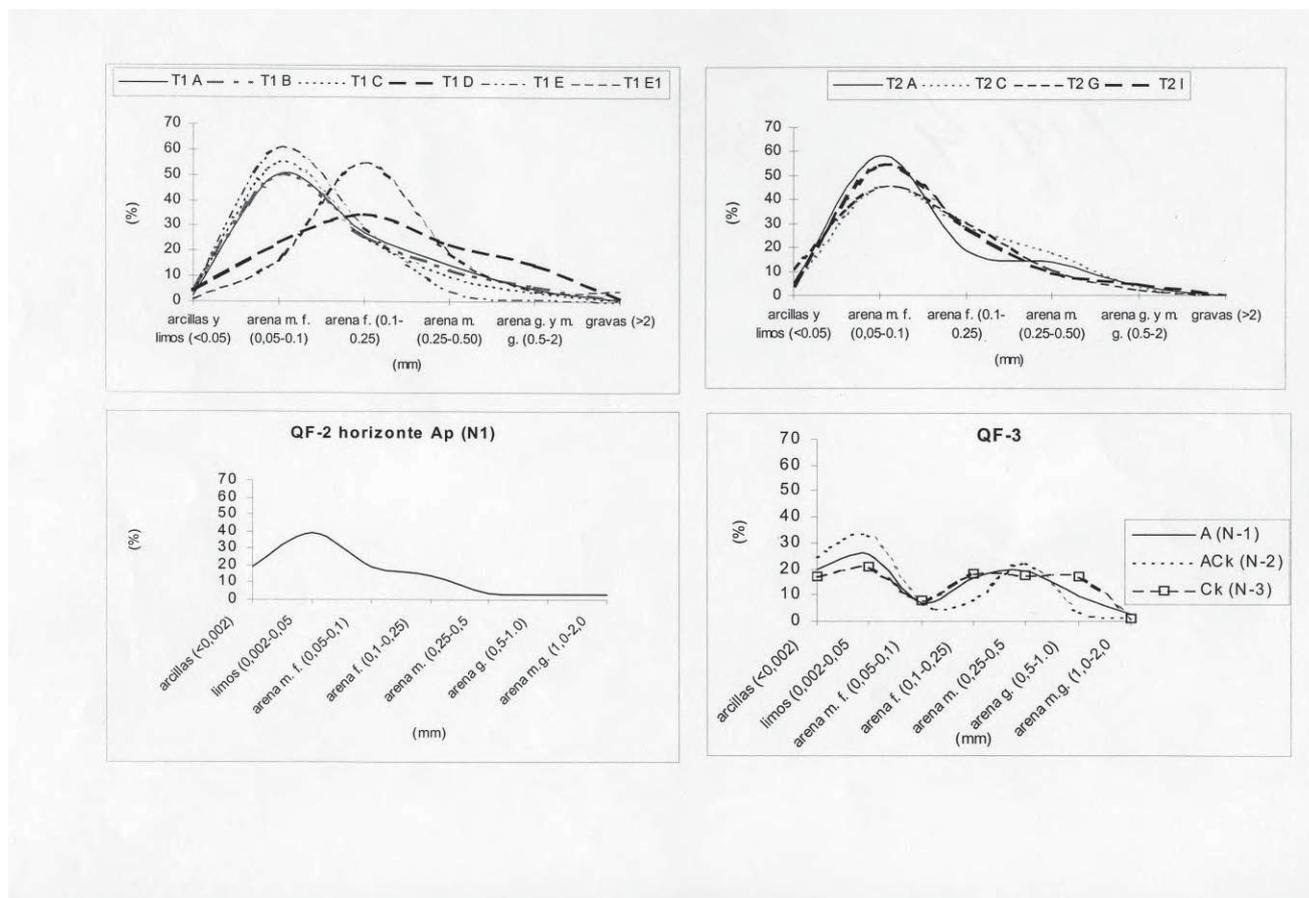


Figura 4. Comparación del componente granulométrico (<2 mm) entre los niveles y horizontes analizados en los abanicos aluviales (Q) y terrazas fluviales (T).

do los parámetros e índices granulométricos de clasificación ( $S_o$ ), dispersión ( $S_c$ :  $Q_1-Q_3$ ) ( $D$ :  $Q_{10}-Q_{90}$ ) y asimetría ( $S_k$ ).

En las dos series consideradas se obtuvieron unos valores muy similares en relación con la distribución granulométrica. De los datos obtenidos se deduce que la mayor parte de las muestras se caracteriza por un predominio de la fracción de arena muy fina, comprendida entre 0.2 y 0.05 mm (45-60 %) y un porcentaje apreciable de limos (10.6).

Salvo en dos muestras que representan pequeños episodios sedimentarios de mayor energía, intercalados en el tramo superior de la terraza T1 (D y E1), el resto alude a corrientes con transporte de material muy fino depositado en el receso de aguas régimen alto. El contenido de arena gruesa (2-1 mm) es muy bajo en la mayoría de las muestras estudiadas, excepción hecha del horizonte D (T1), en la que se alcanza un 14.2. La fracción grava (> 2 mm) es prácticamente inexistente en la

totalidad de las muestras analizadas, no sobrepasando, excepto en T1 (E1), el 1 % del total. No obstante, existen pequeñas capas detríticas formadas por elementos gruesos en la T1 (F, H, J-L y M), que se corresponden con los horizontes B, D, F y H de la terraza T2. Estos sedimentos aluviales muestran un proceso general de edafización prolongada y pronunciada de los materiales de los horizontes argílicos. Las partículas limosas, susceptibles de meteorización, tienden a cambiar a fracción arcilla al mismo tiempo que esta última fracción se incrementa por procesos de iluviación; estos últimos, no obstante, más variables (Roquero *et al.*, 1997).

Las curvas acumulativas (LÓPEZ y CONESA, 1997: Fig.5) mostraron un conjunto uniforme (total muestras) y solapado. Solamente las de la T1 (D) y T1 (E) se separaron del resto, debido a su mayor contenido de elementos gruesos. En casi la totalidad de estas curvas se apreciaron dos claras inflexiones: la primera, algo más suave, se situó a la altura de 0.2 mm

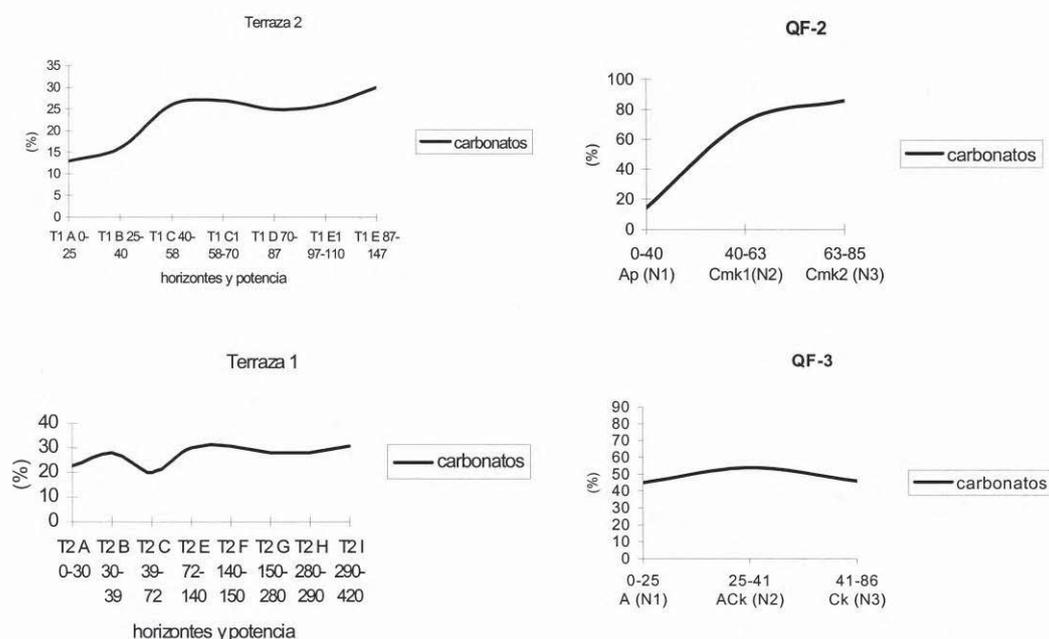


Figura 5. Comparación del desarrollo de carbonato pedogenético entre los niveles y horizontes analizados en los abanicos aluviales (Q) y terrazas fluviales (T).

(arena fina), mientras que la segunda, mejor definida, representó a la fase arenosa más fina. Entre ambas inflexiones las curvas adoptaron un trazo de fuerte pendiente, que pone de manifiesto la importancia relativa de dicha fracción. Al llegar al tamaño de 0.275 se apreció una inflexión secundaria que se interpretó como el resultado de un aporte material (nuevo) formado como consecuencia de fenómenos de rotura ocurridos durante el transporte, lo que significó una adición de partículas nuevas en los tamaños más finos. En el extremo final de las curvas, sobre todo en las muestras T1 B y T2 A, la pendiente es algo más acusada que en el extremo inicial; circunstancia que refleja el predominio de la fracción limosa sobre la de arena gruesa. A la altura del primer cuartil, las curvas aparecieron algo separadas entre sí, para ir agrupándose paulatinamente a medida que asciende y juntarse al alcanzar la altura de Q2. A partir de aquí, quedaron englobadas en una estrecha franja que denota una gran similitud de finos de ambas series.

En líneas generales, las curvas acumulativas presentaron una curva próxima a la parabólica, disponiéndose

en forma de “ese”, con una inflexión basal y otra superior que indica una gran clasificación de los materiales dentro de un tamaño determinado, y, por tanto, unas condiciones energéticas muy precisas del medio fluvial (LÓPEZ y CONESA, 1997). En ambas terrazas las curvas de las arenas limosas dibujaron una inflexión basal mucho más suave y tendida, con menor selección de la fracción gruesa y concentración de los finos. Esto indica una acumulación intermedia entre libre y forzada, con energía más bien baja (T1: A, B, C y E; T2: A, C, G e I). Los niveles de arena intercaladas en la T1 (A y E1) presentaron curvas acumulativas de facies similares, pero con desplazamientos alternativos que sugieren, a su vez, cambios de energía alternantes en el proceso de deposición. Los parámetros e índices granulométricos pusieron también de manifiesto una cierta similitud entre ambas terrazas.

Exceptuando los niveles estrictamente arenosos, los valores de la mediana oscilan entre 0.163 y 0.233 mm. La dispersión intercuartil Sc alcanza unos valores moderados (0.19-0.26), salvo en los niveles de arenas limosas (E) de la T1 y G I de la T2 (Sc: 0.066-0.15

mm). Por lo general, las muestras presentan, también, un buen índice de clasificación  $S_o$ , con valores próximos a 1.5 e, incluso, muy inferior a éste en el caso del horizonte T2 G ( $S_o = 1.22$ ).

Los valores de asimetría ( $S_k$ ) son algo diferentes entre las distintas muestras. Del perfil analizado en la terraza T1, solamente el horizonte E, correspondiente al tramo de limos rojos sobre la que se asienta la formación edáfica, tiene un valor muy bajo comparable al tramo medio-inferior de la T2.

De tales datos, se pueden extraer las siguientes consideraciones respecto a sus procesos morfogenéticos. Por su correlación estratigráfica y la similitud que presentan sus series granulométricas, puede afirmarse que los niveles intercalados de gravas y cantos pertenecen a paleocorrientes de idénticas características (energía hidráulica moderada-alta, corrientes esporádicas y de corta duración, régimen no uniforme, turbulencias locales...). Algunos de estos cuerpos sedimentarios presentan una progradación granocreciente, pero en ningún caso se asientan sobre una base erosiva clara. En general, se caracterizan por una matriz arenosa que engloba pequeños fragmentos de sílex y costra caliza (mediana: 0.8-1.1 cm), salvo en los casos T1 (J) y T2 (F). Estos últimos, corresponden a un mismo depósito detrítico (1.5 de espesor), en el que predominan las arenas gruesas y medias, e incluso cantos subangulosos de costra caliza de tamaño mayor (mediana: 2.8 cm; centímetro: 16 cm). Estos proceden del desmantelamiento parcial de la superficie encostrada que corona a las unidades QF1 y QF2 (Pleistoceno inferior-medio) encajado en los relieves calizos del sector.

Se trata, pues, de acarreo fluvial provocados por corrientes de tipo torrencial, relacionadas con eventos de crisis semiáridas, dentro de un periodo más o menos cálido y húmedo, al que corresponden gran parte del conjunto estratificado de ambas terrazas (p. ej. BULL, 1979).

### Datos mineralógicos (difracción de arcillas)

Para todas las muestras se ha realizado un análisis mineralógico, por difracción de rayos X de la muestra total y la fracción arcilla, dedicando especial atención al estudio de la composición mineralógica de las arcillas y sus características cristalinas (LÓPEZ y CONESA, 1997). Los resultados reflejan una formación de sedimentos a partir de los relieves calizos y dolomíticos del Prebético adyacente. Estas facies carbonatadas contienen niveles detríti-

cos, ricos en cuarzo, que ponen de manifiesto la proximidad del área fuente, cómo así lo demuestra la presencia de feldespatos (8%) en el horizonte T2 (H), relacionada con la erosión de terrenos margo-yesíferos (Keuper) anexos. Ambas terrazas muestran contenidos mineralógicos similares. No obstante, se aprecia cierta variabilidad. En el depósito T1, hacia los niveles inferiores, el contenido de filosilicatos y cuarzo disminuye, por el contrario aumentan los carbonatos (calcita y dolomita); mientras que en T2, en sus niveles inferiores, esta fluctuación es más errática. Asimismo, el carbonato mayoritario en T1 es dolomita (c. 30%); mientras que en T2 es calcita (c. 30%). Esto es debido a que en T1 se ha producido cierto mecanismo de disolución y precipitación de carbonatos hacia los horizontes inferiores por procesos edafológicos (descarbonatación del suelo: H. A-C). En QF2 aumenta el porcentaje de cuarzo y de calcita; manteniéndose el resto de minerales similar a los de las terrazas comentadas.

La fracción arcilla presenta, en ambos depósitos, un mayoritario componente detrítico de mica, caolinita y clorita (con escasa esmectita). La composición mineralógica de las arcillas es también similar para ambas terrazas, señalando una concomitante génesis y evolución. Sin embargo, de nuevo, se aprecia cierta discontinuidad a partir del horizonte T1 E, donde el contenido de caolinitas es mucho menor.

A partir de estos datos, podemos inferir las siguientes implicaciones pedogenéticas:

La discontinuidad mineralógica que se produce a partir del horizonte D (T1), sugiere la existencia de dos fases de edafogénesis: una más antigua, que generó menos contenido en filosilicatos, pero con más carbonatos; y una más moderna, con descarbonatación superficial y precipitación e ilimerización de las arcillas. A esta última sigue una posterior degradación (neoformación de caolinita).

Los minerales arcillosos indicarían las condiciones subaéreas presentes en la zona durante su formación; aunque, evidentemente, los mecanismos de erosión/sedimentación contribuirían a su selección y transformación. No obstante, su erosión poco intensa podría haber originado suelos maduros en equilibrio medioambiental. Las proporciones de arcillas y limos registradas en ambas terrazas, indican un proceso de edafización prolongada y pronunciada de los materiales argílicos, en el que las partículas iniciales limosas, susceptibles de meteorización, son edafizadas a otras de fracción arcilla (p. ej. ROQUERO *et al.*, 1997).

## ESTRATIGRAFÍA DE LOS ABANICOS ALUVIALES (QF2 Y QF3) (RAMBLA DEL RINCÓN Y DEL CAÑIZAR)

Antes de analizar las secuencias estratigráficas, es conveniente definir algunos conceptos básicos sobre la dinámica de estos sistemas 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).

Los *procesos primarios* producen acarreo sedimentario desde la cuenca de drenaje al abanico. Consisten en agradaciones y aportes distales. Se producen por *flash-floods* ocasionales y de corta duración; pueden ser ocasionados por tormentas y tectónica, y tienen un 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. Entre estos procesos priman los eventos de flujos superficiales (*overland flow*), lóbulos de tamiz (*sieve lobe*) y canales distributivos tipo *braided*. Dominan la superficie del abanico. Erosión y degradación son los procesos principales. Excepto por terremotos y *overland flow*, no se asocian a condiciones catastróficas. 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. *Overland flow* es el proceso más ocurrente 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).

En función de las características y procesos descritos, los abanicos aluviales pertenecerían al Tipo IB y IIB de BLAIR y Mcpherson (1994).

### Secuencia estratigráfica genérica de los abanicos aluviales

La estratigrafía del sistema aluvial QF2 se ha registrado en las ramblas del Rincón-Fuente del Pinar y del Cañizar (Fig. 2) (Láminas 1-4).

Los perfiles tipo analizados, se componen de los siguientes horizontes de techo a muro:

- Horizonte (Ckm1) de calcreta madura (WRIGTH y TUCKER, 1990), de unos 45 cm de espesor, formado a partir de gravas litificadas (conglomerado) tipo *matrix-supported* (lám. 1). Las gravas aparecen redondeadas y son del tipo *medium pebble* (16-32 cm, -4 -5 ); siendo la moda de 20 mm (d(I)) (BLAIR y MCPHERSON, 1999). La litología es calizo-dolomítica. Presenta una fábrica km tipo *platty*, muy endurecida y carbonatada (>70%), que equivale a los estadios IV de carbonatación pedognética de Gile *et al.* (1965) y V de MACHETTE (1985). Aparecen en ocasiones brechas recementadas y pisolitos, así como peloides en las fracturas. Su crecimiento se debe a las acreciones en las fracturas; está desprovista de horizonte órico y sólo se encuentra material terrígeno en sus intersticios. Esta ausencia de horizonte superficial (A) parecer ser debida a pasados procesos de erosión<sup>3</sup>.
- Láminas carbonatadas de espesor centimétrico (1-2 cm). Aparecen en algunos tramos muy fracturadas y afectadas por fenómenos expansivos. La presencia de estas láminas ha sido en otros contextos sedimentarios (p. ej. ALONSO-ZARZA, 1999, ALONSO-ZARZA *et al.*, 1998) 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.
- Horizonte de arcillas, limos y de arenas finas de unos 15-20 cm de espesor. Se aprecia el proceso de reemplazamiento de la fábrica de arcillas por el cemento de carbonato pedogenético (Btk). 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 glæbulas 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).
- Horizonte (Ckm2) de calcreta, de unos 10-15 cm de espesor, formado a partir de gravas litificadas

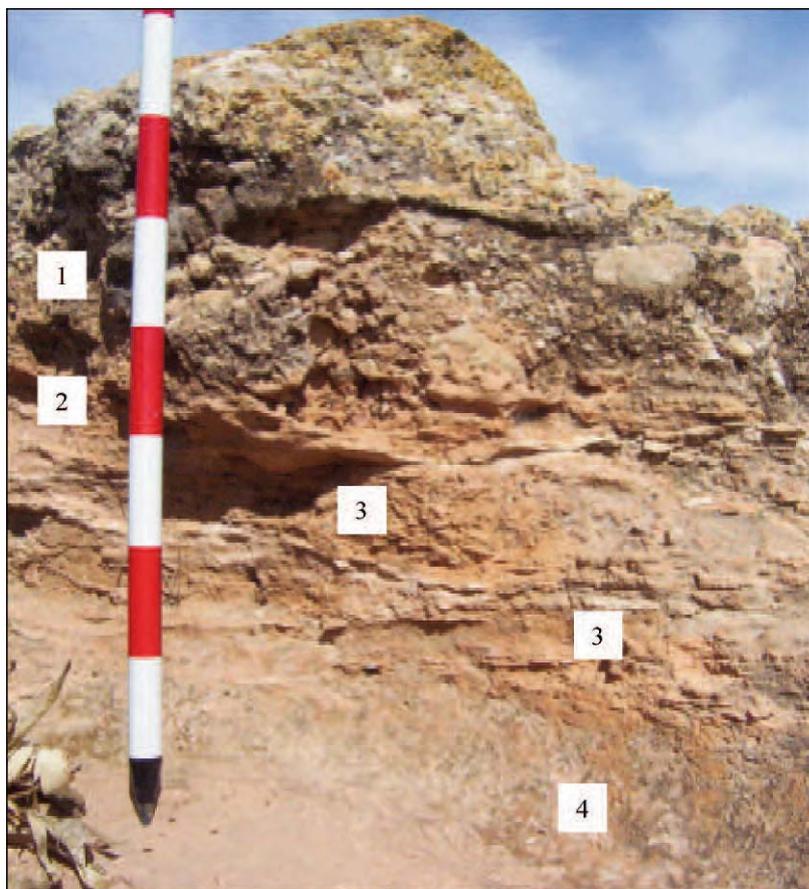


Lámina 1. Detalle procesos pedogénéticos (abanico aluvial Pleistoceno medio; Rambla del Cañizar). 1: Conglomerado carbonatado; 2: arcillas reemplazadas por carbonato; 3: láminas de carbonato; 4: arcillas carbonatadas.

(conglomerado). Muestra casi todas las características del horizonte Ckm1 descrito; pero es de menor espesor y su estructura es tabular.

Este perfil muestra un proceso pedogénico de acumulaciones superficiales de carbonatos (>70%) o *calcreta* (WRIGHT y TUCKER, 1991: 1). Son del tipo *complex* o *composite profil* (CANDY *et al.*, 2003). 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, con placas centimétricas espelotémicas, 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 recementación. La transición entre las características asociadas al estadio III y los estadios IV-V (>70% CO<sub>3</sub>Ca) ha sido indicada como límite en el que se infiere un cambio climático hacia condiciones más áridas (McFADDEN, 1988)<sup>4</sup>.

Presenta esta cementación esqueletos de granos dentro de una masa de calcita micrítica y algo de microesparita (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. WRIGHT, 1990). NASH y SMITH (1998) han documentado estas cementaciones en calcretas pleistocénicas de Tabernas (Almería). Los niveles de N2/S2 y N4/S4 distinguidos por estos autores, son carbonataciones pedogénicas desarrolladas sobre cuerpos de gravas (abanicos aluviales) y sobre las que se desarrolla un suelo de escasa potencia.

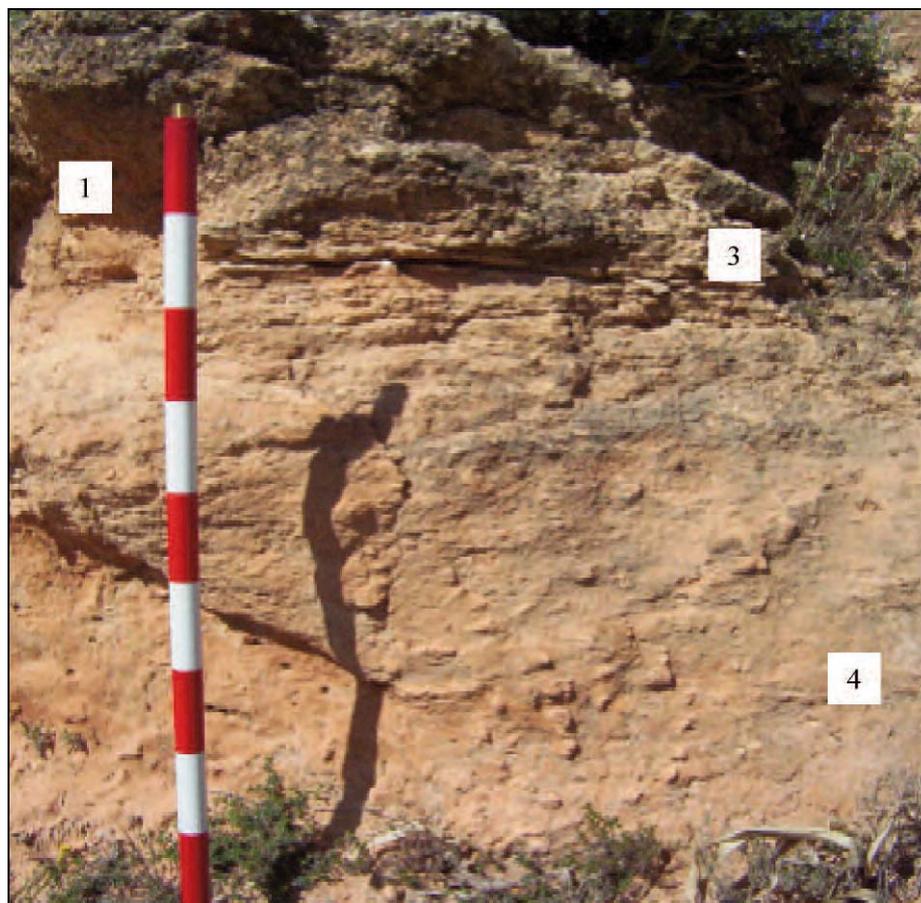


Lámina 2. Detalle procesos pedogenéticos (abanico aluvial Pleistoceno medio; Rambla de la Fuente del Pinar). 1: Conglomerado carbonatado; 3: láminas de carbonato; 3: láminas de carbonato; 4: arcillas carbonatadas (Btk).

La cementación observada en nuestras carbonataciones alcanza incluso los 10 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  $\text{Ca}^{++}$  que precipita disuelto en el agua acumulada (NETTLETON *et al.*, 1987; GILE y GROSSMAN, 1979; GILE *et al.*, 1965; BACHMAN y MACHETTE, 1979).

Otro perfil tipo presenta los siguientes horizontes de techo a muro:

- Horizonte (Ckm1) de calcreta madura (WRIGHT y TUCKER, 1990), de unos 50 cm de espesor, formado a partir de gravas litificadas (conglomerado) *tipo matrix-supported*. Las gravas aparecen redondeadas y son del tipo *medium-coarse pebble* (32-64 mm, -5 -6 ); siendo la moda de 45 mm (d(I)) (BLAIR y MCPHERSON,

1999). Presenta una fábrica km tipo *platty*, muy endurecida y carbonatada (>70%), que equivale a los estadios IV de carbonatación pedognética de GILE *et al.* (1965) y V de MACHETTE (1985). Aparecen en ocasiones brechas recementadas y pisolitos, así como peloides en las fracturas. Su crecimiento se debe a las acreciones en las fracturas; está desprovista de horizonte ócrico y sólo se encuentra material terrígeno en sus intersticios.

- Horizonte de 20 cm de gravas cementadas del tipo *medium-coarse pebble* (32-64 cm, -5 -6 ); siendo la moda de 4.5 cm (d(I)) (BLAIR y MCPHERSON, 1999). La litología es calizo-dolomítica.
- Horizonte intersticial de sedimentos finos (limos, arenas y arcillas), de unos 20 cm de espesor. Se encuentra muy carbonatado.
- Horizonte de gravas carbonatadas de unos 40 cm de espesor. Se diferencian dos tramos. En la base



Lámina 3: Horizontes pedogenéticos (abanico aluvial Pleistoceno medio; Rambla de la Fuente del Pinar). a: conglomerados carbonatados (stadios III-IV); b: horizonte de finos y gravas; c: horizonte de conglomerados; d: horizonte carbonatado de finos y gravas (calcreta tabular).

predominan clastos (calizo-dolomíticos) de morfología tipo *platty* y poco rodados; presentan tamaños de *fine cobbles* (64-128 mm, -6 -7 ), siendo la moda de 100 mm. Aparecen facetas de imbricación NNE-SSE. En canales con alto índice de transporte de carga (asociados con *traction-carpet* o *debris flow*) se producen procesos de imbricación que se producen a lo largo del eje-a de partícula (o eje longitudinal mayor), siendo este eje paralelo al fluido. Esto indica que los clastos se mueven por deslizamiento y en contacto. Estos clastos están separados en el eje-a por una matriz de sedimento fino. Tienen un carácter erosivo (TODD, 1996). En la parte superior se produce un *fining upward*. La moda del tamaño de las gravas es de 65 mm, y no se aprecian imbricaciones; siendo la matriz terrígena de mayor densidad.

- Horizonte de 25 cm de sedimentos finos (limos y arenas, y algo de grava) carbonatados (Ck)
- Horizonte (Ckm2) de calcreta, de 10 cm de espesor, formado a partir de gravas litificadas (conglomerado). Muestra casi todas las características del horizonte Ckm1 descrito; pero es de menor espesor y su estructura es tabular.
- Horizonte (Ckm3) de 30 cm de gravas cementadas tipo *matrix-supported*. La fábrica equivale a los estadios III-IV de carbonatación pedognética de GILE *et al.* (1965). Las gravas son calizas-dolomíticas y sus tamaños son del tipo *medium pebbles* (16-32 mm, -4 -5 ), siendo la moda de 20 mm.

Por último incluimos otro tipo de perfil o sección registrada, que muestra una serie de cuerpos tabulares de gravas, de estructura masiva (algo estratificada: *planar stratified gravels*) y que se encuentran separados por niveles centimétricos de finos. Consiste de los siguientes horizontes de techo a muro:

- Horizonte de 30 cm de espesor de gravas litificadas (conglomerados) tipo *matrix-supported* con ocasional *clast-supported*. Aparecen con matriz de carbonato pedogenético, que alcanza el estadio IV de carbonatación pedognética de GILE *et al.* (1965) (Ckm1). Las gravas se encuentran redondeadas, son de litología calizo-dolomítica y su tamaño es entre *fine pebbles* (8 mm, -3 ), que sirve de matriz, y *medium pebbles* (32 mm, -5 ), siendo la moda de 20 mm.
- Pequeño nivel centimétrico (1-2 cm) de sedimentos finos que actúa como intersticio, indicando una discontinuidad sedimentaria, entre los estratos de gravas.
- Horizonte de 50 cm de espesor de gravas litificadas (conglomerados) tipo *matrix-supported* con ocasional *clast-supported*. Presenta similares características que las indicadas para el techo de la secuencia (Ckm2).
- Pequeño nivel centimétrico (1-2 cm) de sedimentos finos que actúa como intersticio, indicando una discontinuidad sedimentaria, entre los estratos de gravas.
- Horizonte de 25 cm de espesor de gravas litificadas (conglomerados) tipo *matrix-supported* con ocasional *clast-supported*. Presenta similares características que las indicadas para el techo de la secuencia (Ckm3).

Estos perfiles asociados al sistema QF2, indican la existencia de corrientes tractivas que han originado depósitos de gravas y alguna intercalación de sedimentos finos. El tamaño medio de la partícula oscila de forma mayoritaria entre 32-64 mm; grava fina y abundante grava media, así como mucha arena y pocos clastos tipo *coarse gravels* y *cobbles*. Se presentan poco estratificadas o masivas, y con algunas secuencias de *planar stratified gravel*. Se producen de forma localizada *clast-cluster*. La distribución del tamaño de partícula en cada horizonte se debe a la interacción entre la hidráulica del fluido y sedimento. La casi ausencia de finos en el último perfil puede ser debida a procesos erosivos ocasionados por las cargas tractivas. Los intersticios de finos

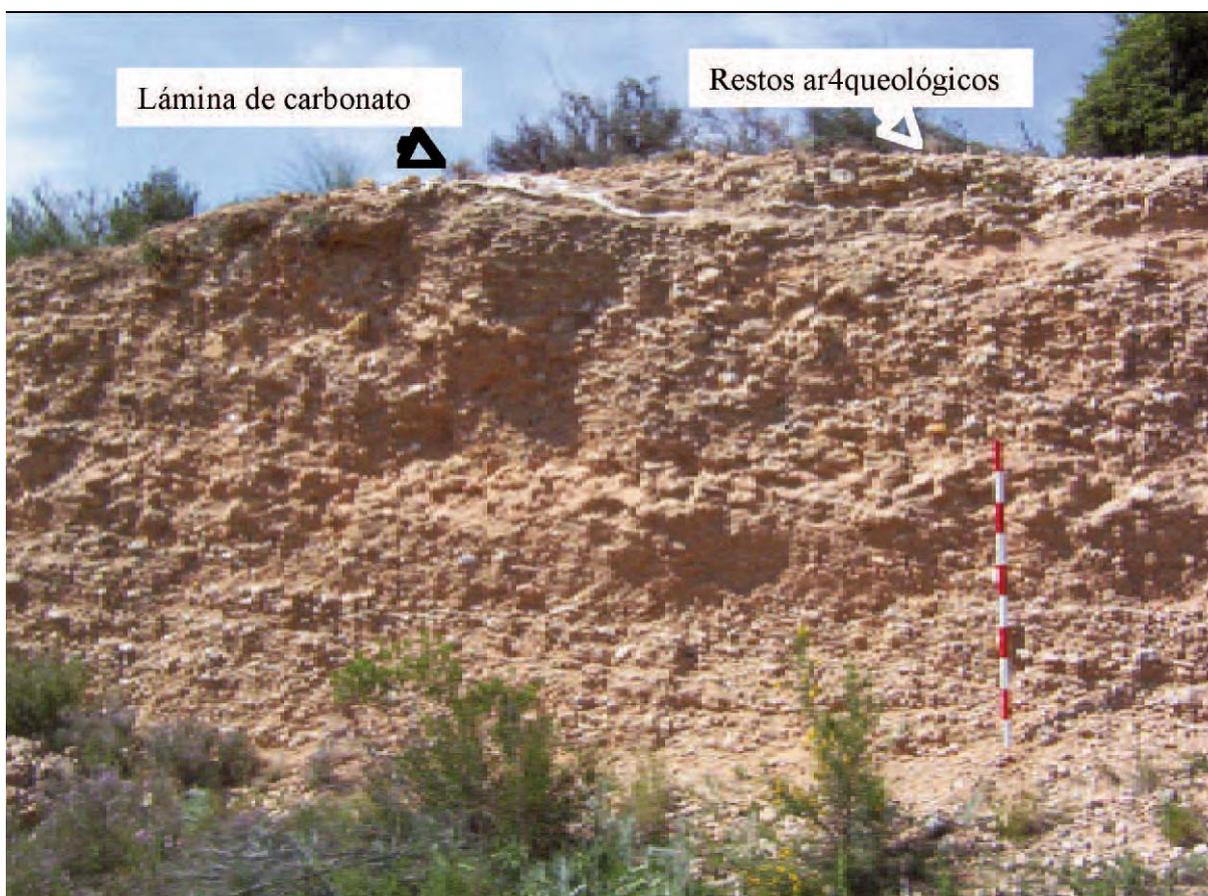


Lámina 4. Perfil y estratigrafía depósito aluvial (abanico aluvial Pleistoceno superior; Rambla de la Fuente del Pinar).

entre los cuerpos tabulares, no pueden ser interpretados como una secuencia de *fine sediment infiltration*, debida a la intrusión de partículas suspendidas en los intersticios (LARCK *et al.*, 1993). Más bien aboga esta estratigrafía por la presencia de un proceso erosivo de *surface coarsening vs subsurface fining*.

Las facies de gravas heterogéneas se han depositado a partir de horizontes basales hiperconcentrados o *traction-carpets* (tractivas) (SOHN, 1997) que se mantuvieron bajo corrientes muy turbulentas. Su inicio se debe a una rápida expansión del fluido en la boca del conducto, que causa una rápida pérdida de capacidad de transporte, y en cambio un significativo incremento en el flujo de sedimento suspendido. Su morfología y características deposicionales dependen de la reología del flujo y del aporte sedimentario y de su calibre.

En el caso de depósitos *coarse-grained*, de horizontes espesos, se produce una colisión que ocasiona una alta

presión dispersiva; mientras que los depósitos *fine-graded* (ricos en arenas), de horizontes poco estratificados o masivos, se depositaron por la acción de *traction-carpets* dentro de horizontes en los que la fricción fue muy elevada, cuando las concentraciones de sedimento fueron altas y con una rápida construcción de estrata.

La estratigrafía del sistema aluvial QF3 se ha registrado en la rambla del Rincón-Fuente del Pinar (Fig. 3). Los perfiles tipo analizados, se componen de cuerpos de gravas tipo *matrix-supported*. La litología es también calizo-dolomítica y su tamaño oscila entre *medium-coarse pebble* (32-64 mm, -5 -6 ) y *fine cobbles* (64-128 mm, -6 -7 ) siendo la moda de 100 mm. Se distinguen los siguientes horizontes de techo a muro:

- Tramo superior de unos 50 cm de gravas tipo *matrix-supported* y de tamaño entre *medium-coarse pebble* (32-64 mm, -5 -6 ), siendo la moda de 45 mm. Las gravas aparecen algo estratificadas. A

techo presenta una lámina (1-2 cm) de carbonato pedogenético, sobre la que se dispone un suelo arado que contiene restos arqueológicos.

- Tramo medio de gravas tipo *matrix-supported* y de tamaño *fine cobbles* (64-128 mm, -6 -7 ), siendo la moda 95 mm. Corresponde este tramo a una barra longitudinal o lóbulo de más de 7 m de longitud y unos 30-40 cm de espesor (CHURCH y JONES, 1982). Presenta una menor densidad de matriz de arenas y limos, tal vez debido a los procesos erosivos comentados.
- Tramo inferior de unos 100 cm y de similares características que las del tramo superior; con la excepción de que no presenta niveles de carbonatación aparentes.

Este depósito refleja una génesis ocasionada por *debris flow* y *sheet flow*. Observando su estructura con detalle se aprecian niveles que delatan una deposición similar a las denominadas *gravel sheets* (WHITING *et al.*, 1988).

## DISCUSIÓN

La comparación de estas unidades sedimentarias refleja una evolución de la deposición aluvial muy significativa (Fig. 3):

Entre los sistemas formados por los abanicos aluviales QF2 y QF3, las diferencias estriban más en los procesos erosivos experimentados durante y de forma muy posterior a los episodios deposicionales, que en las estructuras y calibre de los materiales (>2 mm) arrastrados y sus espesores (Fig. 4). En la Fig. 3 se establece una correlación de estos sistemas, incluyendo los depósitos T1 y T2, pudiéndose apreciar de forma esquemática los grados de erosión de los niveles superiores. Los suelos asociados al abanico del Pleistoceno medio (QF2), presenta los mayores grados de erosión de sus sedimentos; así como aparecen más discontinuidades en la estratigrafía.

Entre estos mismos sistemas otra diferencia sustancial estriba en el grado de carbonatación pedogenética (Fig. 5) como *complex* o *composite profil* (p. ej. Candy *et al.*, 2003). En QF2 se documentan hasta 3 horizontes de carbonatación (Ckm), mientras que en QF3 tan sólo aparece una lámina centimétrica a techo del depósito. El sistema QF2 alcanza contenidos de carbonatación (general) entre 60-80%, mientras que QF2 sólo alcanza entre 40-50%. La carbonatación de T1-T2 es también incipiente (30%).

Los sedimentos finos (<2 mm) (Fig. 4) aparecen bien seleccionados tanto en las unidades T1 y T2 (predominio de arenas muy finas y finas) como en QF2 (limos y arenas muy finas). QF3 muestra una menor clasificación de finos. La clasificación de la fracción >2 mm es sólo significativa en las terrazas fluviales.

La presencia de restos arqueológicos a techo de estos sistemas y depósitos (Fig. 3 y Lám. 4), indica por un lado, una clara disminución del aporte sedimentario desde el Pleistoceno superior. Por otra parte, manifiestan la existencia de algunos procesos erosivos secundarios acaecidos sobre algunas de las superficies de los abanicos aluviales; de forma especial en los del Pleistoceno medio (QF2). Es complejo, no obstante, precisar estos procesos erosivos y sus incidencias dentro de una escala temporal. El conjunto estratigráfico muestra un balance de estabilización superficial a partir de bien entrado el Pleistoceno superior. Tal vez en estos momentos se produjera el momento de formación de los restos arqueológicos. En los sistemas aluviales QF2 y QF3 este momento es muy difícil de establecer. En T1 y T2 el registro ha sido más resolutivo y permite establecer la base este momento a partir de finales del Pleistoceno medio.

## REFERENCIAS

- 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 calcreta development interactions during ultimate phases of fan evolution in the semiarid SE Spain (Murcia)". *Geomorphology*, 24, 1998, p. 147-167.
- AZEMA, J. (1975): "Le Crétacé dans la partie centrale des zones externes des Cordillères Bétiques. II. Le Prébétique et le Subbétique de Cieza á Alicante". En *Trabajos y Reunión del I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España*, Bellaterra-Tremp, 5-9 Septiembre, 1973. ENADIMSA Serie 7, nº 1, p. 219-231
- AZEMA, J., FOUCAULT, A., FOURCADE, E., GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., GONZÁLEZ-DONOSO, J.M., LINARES, A., LINARES, D., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., RIVAS, P. & VERA, J.A. (1979): *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las*

*Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Publicaciones de la Universidad de Granada. Granada.

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.

BARDAJI, T., GOY, J.L., MÖRNER, N.A., ZAZO, C., SILVA, P.G., SOMOZA, L., DABRIO, C.J. & BAENA, J. (1995). "Towards a Plio-Pleistocene chronostratigraphy in Eastern Betic Basins (SE Spain)". *Geodinamica Acta*, 8, 1995, 112-126.

BASSINOT, F.C., LABEYRIE, L.D., VINCENT, E., QUIDELLEUR, X., SHACKELTON, N.J. & LANCELOT, Y. (1994). "The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal". *Earth and Planetary Sciences Letters*, 126, 1994, p. 91-108.

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.

BOURGUINON, L. (1997). *Le Moustérien type Quina: nouvelle définition d'une entité technique*. Thèse de l'Université de Paris X. Paris.

BULL, W.B. (1990). Stream-terrace genesis: Implications for soil development. En *Soils and Landscape Evolution* (Eds. Knuepfer, P.L.K. y McFadden, L.D.), *Geomorphology*, 3, 1990, p. 351-367.

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

CALVO, J.P. (1978). "Estudio petrológico y sedimentológico del Terciario marino en el sector central de la Provincia de Albacete". *Estudios Geológicos*, 34, 1978, p. 407-429.

CANDY, I., BLACK, S., SELLWOOD, 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.

CAUDE, S.C. & KENT, D.V. (1995). "Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic". *Journal of Geophysical Research*, 100, 1995, p. 6093-6095.

CERLING, T.E. y QUADRE, 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.

CHURCH, M. & JONES, D., (1987): Channel bars in gravel-bed rivers. En *Fluvial Processes, Engineering and Management* (Eds. Thorne, C.R.,

Bathurst, J.C. & Hey, R.D.), John Wiley & Sons. Chichester, 1982, p. 291-338.

CHURCH, M., MCLEAN, D.G. & WALCOTT, J.F., (1987): "River Bed Gravel: Sampling and analysis". En *Fluvial Processes, Engineering and Management* (Eds. Thorne, C.R., Bathurst, J.C. & Hey, R.D.), John Wiley & Sons. Chichester, 1982, p. 43-88

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

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

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

FUMANAL, M.P. & CARMONA, P., (1995): Paleosuelos pleistocénicos en algunos enclaves del País Valenciano. En *El Cuaternario del País Valenciano* (Ed. Universidad de Valencia), Valencia, 1995, p. 125-134.

GALLEGO, I.C., GARCÍA, A. & LÓPEZ, F., (1984a): *Memoria y Hoja Geológica nº 845 (Yecla)*. Mapa Geológico de España E. 1: 50.000, INYPSA-IGME (Instituto Geológico y Minero de España). Madrid.

GARCÍA, A., LÓPEZ, F., BAENA, J. & GALLEGU, I., (1984): *Memoria y Hoja Geológica nº 844 (Ontur)*. Mapa Geológico de España E. 1: 50.000, INYPSA-IGME (Instituto Geológico y Minero de España). Madrid.

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.

HARVEY, A.M., MILLER, S.Y. & WELLS, S.G., (1995): "Quaternary soils and river terraces sequences in the Aguas/Feos river systems: Sorbas Basin, Southeast Spain". En *Mediterranean Quaternary River Environment*: (Eds. Lewin, J., Mackling, M.G. & Woodward, J.), Balkema, Rotterdam, 1995, p. 263-278.

HEIN, F.J. & 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.

ITGE (1987): *Los sistemas de acuíferos carbonatados del Norte de Jumilla-Yecla*. Ministerio de Industria y Energía, Secretaría de la Energía y Recursos Minerales. Instituto Técnico y Geominero de España (ITGE). Murcia.

JEREZ, L., (1971a): "Bosquejo estratigráfico y paleogeográfico de la Zona Prebética en la región de Isso-Elche de la Sierra-Moratalla (Provincias de Alicante y Murcia)". *Boletín Geológico y Minero*, 81-82, 1971, p. 117-131.

JEREZ, L., (1971b): "Hipótesis sobre las relaciones entre el zócalo y la cobertera en un sector de la Zona Prebética (provincias de Albacete y Murcia)". En *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Sección de Geología, T. I, Madrid, 1971, p. 249-264

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

JEREZ, L. (1982). "Unidades geológicas representadas en Albacete en relación con el relieve parcial". En *Actas del II Seminario de Geografía de Albacete*, Albacete, 1982, p. 23-60.

JODOT, P. (1958). "Les faunes de mollusques continentaux reportées dans le Sud-est de l'Espagne entre le Miocène Supérieur et le Quaternaire". *Memorias y Comunicaciones al Instituto Geológico Minero* 17, 1958, p. 1-134.

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.

LARCK, T., LAMLERSON, R. & LISLE, T.E.

(1993): "A simulation model for the infiltration of heterogeneous sediment into a stream bed". En *Advances in Hydro-Science and Engineering*, Vol. 1: (Eds. Wang, S.S.Y.), 1993, p. 229-296.

LÓPEZ, M., (2000): *Sedimentos, materias primas y útiles líticos. Estrategias tecnológicas y movilidad de los grupos humanos del Paleolítico Medio en el Sureste peninsular*. Tesis Doctoral de la Universidad de Murcia (inédita).

LÓPEZ, M. & CONESA, C., (1997): "Estudio morfosedimentario de las terrazas de la Rambla de Tobarillas (Yecla, Murcia). Implicaciones paleoambientales en relación con un asentamiento del Paleolítico Medio". *Papeles de Geografía*, 25, 1997, p. 133-157.

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.

MARTÍN-CHIVELET, J., (1994): "Litoestratigrafía del cretácico superior del Altiplano de Jumilla-Yecla (Zona Prebática)". *Cuadernos de Geología Ibérica*, 18, 1994, p. 117-173.

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.

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

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

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.

PAVÓN, J., BASCONES, L., LENDINEZ, A., MARTÍN, D., TENA-DÁVILA, M. & LAMONEDA, S., (1981): *Memoria y Hoja nº 819 (Caudete)*. Mapa Geológico de España E. 1: 50.000. INTECSA-IGME (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos SA-Instituto Geológico y Minero de España). Madrid.

REID, I., FROSTICK, L.E. & BRAYSHAW, A.C., (1992): "Microform roughness elements and the selective entrainment and entrapment of particles in gravel-bed rivers". En *Dynamics of Gravel Bed Rivers* (Eds. Billi, P., Hey, R.D., Thorne, C.R. & Tacconi, P.), John Wiley & Sons. Chichester. 1992, p. 253-275.

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.

RONDEEL, H.E. & GAAG, P.V.D., (1986): "A two stage diapiric event in the Eastern Prebetic". *Estudios Geológicos*, 42, 1986, p. 117-125.

ROQUERO, E., GOY, J.L. & ZAZO, C., (1997): "Nuevos índices cronológicos de evolución de los suelos en terrazas fluviales". *Estudios Geológicos*, 53, 1997, p. 3-15.

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.

SILVA, P.G., HARVEY, A.M., ZAZO, C. & GOY, J.L., (1992): "Geomorphological depositional style and orphogenesis relation of Quaternary alluvial fans in the Guadalentin depression (Murcia, SE Spain)". *Zeitschrift für Geomorphologie*, 36, 1992, p. 325-41.

SOHN, Y.K., (1997): "On traction-carpet sedimentation". *Journal of Sedimentary Research*, 59, 1997, p. 204-223.

SUMNER, G., HOMAR, V. y RAMIS, C., (2001): "Precipitation seasonality in eastern and southern coastal Spain". *International Journal of Climatology*, 2, p. 219-247.

TODD, S.P., (1996): "Processes deduction from fluvial sedimentary structures". En *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy* (Eds. Carling, P.A. & Dawson, M.R.), John Wiley & Sons. Chichester, 1996, 203-228.

TURQ, A., (1989): "Approche technologique et économique du faciès moustérien du type Quina: étude préliminaire". *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 86, 1989, p. 244-256.

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.

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.

WHITING, P.J., DIETRICH, W.E., LEOPOLD, L.B., DRAKE, T.J. & SHRESE, R.C. (1988): "Bedload sheets in heterogeneous sediment". *Geology*, 16, 1988, p. 105-108.

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

<sup>1</sup> Las coordenadas del área arqueológica analizada en este estudio son (UTM) X: 662-664; Y: 4287-4291 (Ref. Hoja 819 (27-32) de Caudete, CME Mapa General, Serie L, E. 1: 50.000; SGE, 1997). Esta área supone una extensión de 8 km<sup>2</sup>. Los restos arqueológicos se distribuyen dentro de esta extensión; son muy escasos y en este estudio nos referimos de forma principal a su contexto estratigráfico, guardando estos artefactos similitudes con los documentados con anterioridad (López y Conesa, 1997) (Fig. 4), en especial asociados a las técnicas de lascado "Quina" (Bourguignon, 1997; Turq, 1989).

<sup>2</sup> Esta altiplanicie presenta un relieve derivado de la formación de las alineaciones Subbéticas y Prebéticas, predominantemente calizodolomíticas (Fourcade, 1970; Martín-Chilavet, 1994), y de la posterior complejidad tectonosedimentaria acaecida durante el Mioceno-Tortonense inferior. Momento al que corresponde una etapa regresiva y configuración de las estructuras generales del relieve (Calvo, 1978).

<sup>3</sup> 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, pudiendo llegar a su desmantelación. 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 el sistema de breccias y demás alteraciones biogénicas.

<sup>4</sup> El incremento de CO<sub>2</sub> en el aire del suelo produce una reacción en la que el carbonato se disuelve y circula como catión Ca<sub>2+</sub> y HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> en el agua acumulada en el suelo. La disolución se ve favorecida por el incremento de agua que se filtra en el suelo, en tanto ésta no se ve saturada por CO<sub>2</sub>Ca. La precipitación se produce –en términos generales– a profundidades >25 cm, debido al descenso de la presión de CO<sub>2</sub>, 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). El proceso de formación del horizonte K es 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 que intercaló etapas húmedas 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 ya rilla se debieron producir bajo medios húmedos y subhúmedos que progresivamente pasaron a más áridos (p. ej. Khersat, 2001).

<sup>5</sup> 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).