

# ESTUDIO MORFO-SEDIMENTARIO DE LAS TERRAZAS DE LA RAMBLA DE TOBARRILLAS (YECLA, MURCIA). IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES EN RELACIÓN CON UN ASENTAMIENTO DEL PALEOLÍTICO MEDIO

*Manuel López Campuzano*

*Camelo Conesa García\**

Universidad de Murcia

## RESUMEN

En relación con determinados niveles pleistocenos de glaciares y terrazas aluviales mediterráneas se ha constatado en diferentes puntos la presencia de paleosuelos rojos característicos. A pesar de la controversia relativa a su origen e interpretación, a menudo su formación se atribuye a condiciones medioambientales bien distintas a las actuales, que reflejan la dinámica **sedimentaria** y el marco geomorfológico en el que fueron desarrollados, y suele considerarse como indicativo en el estudio de las fluctuaciones **paleoclimáticas** acaecidas durante el Pleistoceno. En el presente artículo se analizan las características **sedimentológicas** de varias terrazas fluviales de la Rambla de **Tobarrillas**, situada en la altiplanicie de Yecla (Sureste Peninsular), incluyendo la **formación**, en algún caso, de este tipo de paleosuelo. Los datos **granulométricos** y mineralógicos son considerados dentro de un ámbito paleoclimático regional, con el fin de establecer las condiciones medioambientales que pudieran haber intervenido en su génesis. Finalmente, se describen las características de una industria lítica del Paleolítico Medio, instalada sobre el techo de una de estas terrazas.

**Palabras claves:** Paleosuelos rojos, terrazas aluviales, Cuaternario, Sureste Peninsular, industria lítica, Paleolítico Medio.

## SUMMARY

Red paleosols horizons use to appear related to **several** Pleistocene levels of mediterranean glaciares and fluvial **terraces**. Their **presence**, despite of the controversy concerning their genesis and interpretation, mostly is the end result of relations between

Fecha de Recepción: 15 de abril de 1997.

\* Departamento de **Geografía Física**, Humana y Análisis Regional. Universidad de Murcia. Apto. 4.021. 30080 MURCIA (España).

sedimentary dynamics and geomorphic environment in which they were developed. Therefore represent a indicator of Quaternary climatic fluctuations. On this matter, this paper presents a study of fluvial terraces belonging to the high plain of Yecla (Southeast Iberian Peninsula). Sedimentological and mineralogical data are related to a regional paleoclimatic background in order to establish a frame of environmental conditions which caused their genesis. Finally is presented a Middle Paleolithic lithic industry overlaying some of these terraces.

**Key words:** Red paleosols, alluvial terraces, Quaternary, Southeast Spain, lithic industry, Middle Paleolithic.

---

## INTRODUCCIÓN

Los paleosuelos de las terrazas aluviales de la Rambla de Tobarrillas (Yecla, Murcia) han sido estudiados en el marco de un Proyecto de Prospección y Excavación Arqueológica - de yacimientos del Paleolítico Medio— llevado a cabo en el sector norte de la altiplanicie de Yecla (Proyecto PB 37/94 de la DGCYT) (Fig. 1). Concretamente, la existencia de artefactos líticos sobre una de estas terrazas (T1 = RT-TN-1, Fig. 3) ha motivado la realización del presente estudio. El objetivo de este trabajo es inferir la posible génesis y evolución de los citados depósitos, para así poder establecer diversas consideraciones paleoambientales relacionadas con el asentamiento del Paleolítico Medio del sector (López Campuzano, e.p.). Los datos analíticos del registro estratigráfico contribuyen a este propósito y permiten situar su dinámica geoedafológica dentro del actual conocimiento de la escala de fluctuaciones climáticas ocurridas durante el Pleistoceno Medio/Superior en el Sureste peninsular (fig. 1).

Las series sedimentarias representan, pues, sucesos paleohidrológicos de cronología relativa (*post* quam), a partir de los cuales puede deducirse la secuencia paleoclimática anterior y coetánea al momento de formación de los restos arqueológicos. Estos últimos contribuyen, de acuerdo con el alto grado de resolución de su deposición y variabilidad tecnomorfológica, a un mejor conocimiento sobre la dispersión de la industria lítica y el grado de movilidad de los grupos paleolíticos en el Sureste peninsular.

## MARCO GEOMORFOLÓGICO

En la Figura 2 se observan, a modo de síntesis, las distintas unidades litológicas atravesadas por la Rambla de Tobarrillas. Actualmente, esta rambla se caracteriza por un régimen hidrológico esporádico y de desagüe arreico, cuyo cauce de cabecera discurre encajado, con dirección N-S, entre las calizas dolomíticas de la Sierra Lácerca. Aguas abajo diseca diversos sectores de brechas calizas y depósitos cuaternarios aluviales, configurando un sencillo sistema de terrazas fluviales, para posteriormente difuminarse en un amplio glacis de acumulación desarrollado al pie de los relieves calizos. A partir de su intersección con la superficie de este glacis su trayecto es difuso y su desagüe arreico en medio de un terreno más o menos llano (1 por ciento de pendiente), sometido a un intenso acondicionamiento agrícola. Su alimentación hídrica es directamente pluvial, aunque en su cabecera surgen algunas fuentes procedentes de un pequeño acuífero de aguas carbonatadas (IGME, 1987).

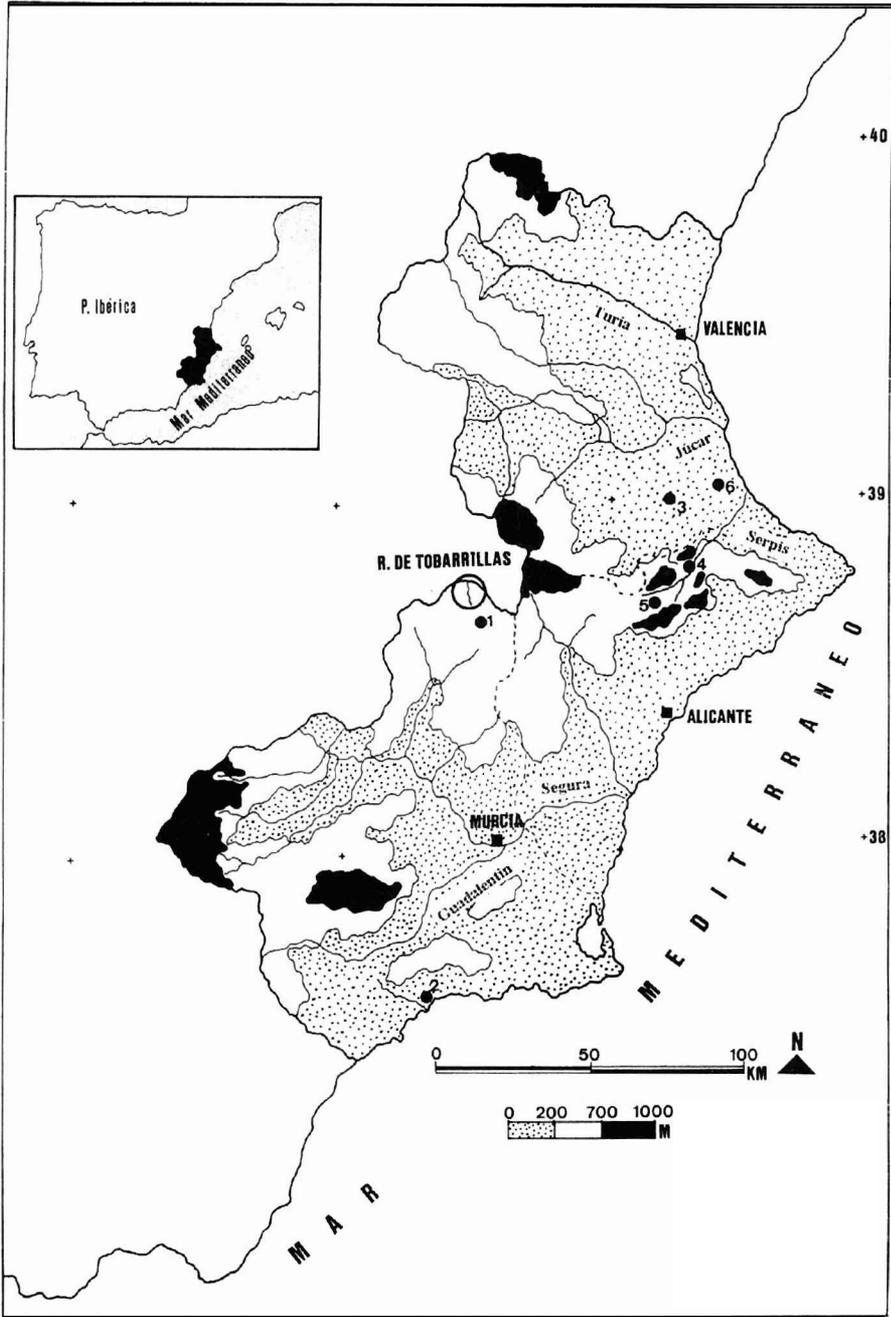


FIGURA 1. Situación del área de estudio y localización de varios yacimientos del Paleolítico Medio en el Levante Español: 1. Cerro de la Fuente (Yecla), 2. Cueva Pemezas (Lorca), 3. Cova Negra (Xativa), 4. Cova Beneito (Muro), 5. El Salt (Alcoy), 6. Cova Bolomor (Tavernes).

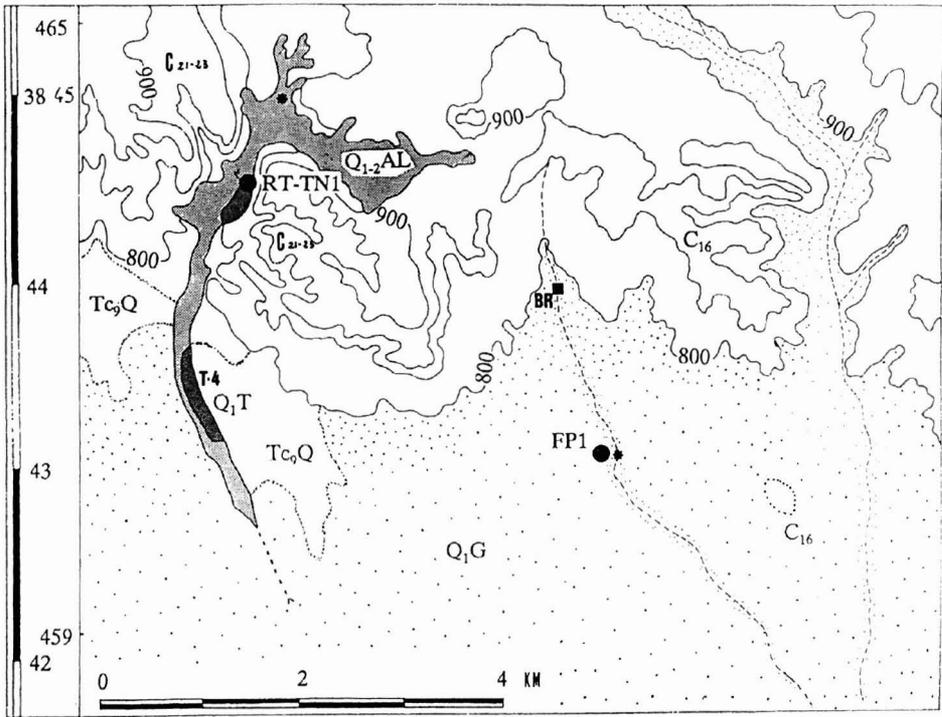


FIGURA 2. Esquema morfológico y litológico del área, con indicación de las unidades  $Q_{1,2}AL$  (Cuaternario aluvial),  $TcgQ$  (brechas calizas),  $Q_1T$  (terrazas fluviales),  $C_{21-23}$  (sustrato calizo-dolomítico),  $C_{16}$  (arenas silíceas),  $Q_1G$  (glacis de acumulación, limos).

Este glacis de acumulación es un exponente de los diferentes episodios sedimentarios desarrollados durante el Cuaternario entre las cubetas y corredores que conforman las alineaciones subbéticas y prebéticas, predominantemente calizo-dolomíticas, del Altiplano. Algunos depósitos de este glacis, pertenecientes al Pleistoceno, guardan cierta relación con las series sedimentarias observadas en las terrazas aluviales de la Rambla de Tobarrillas. Concretamente, en el Barranco del Rincón (BR), cuyo cauce diseña parte de este glacis (Fig. 2), puede observarse una secuencia estratigráfica en la que se distingue un nivel II, de cantos y gravas (centilo: 10-20 cms), con cemento calizo, de 2 metros de espesor, superpuesto a la denominada costra de consolidación diagenética o conglomerado calizo sobre roca madre (Dumas, 1969; 1977). Sobre este Nivel II, aparece un horizonte (Nivel III), de igual espesor que el anterior, de limos rojizos y arenas, con interestratificación de bandas de gravas calizas (centilo: 1 cm), similar al que integra el cuerpo inferior de las terrazas aquí estudiadas (Fig. 3).

Para algunos autores (Dumas, 1969; 1977; Butzer, 1963), este Nivel III podría representar un episodio fluvial activo hasta el glacial inicial (Würm I). Por último, aunque no constatado en el Barranco del Rincón, la secuencia final de estos glacis suele culminar

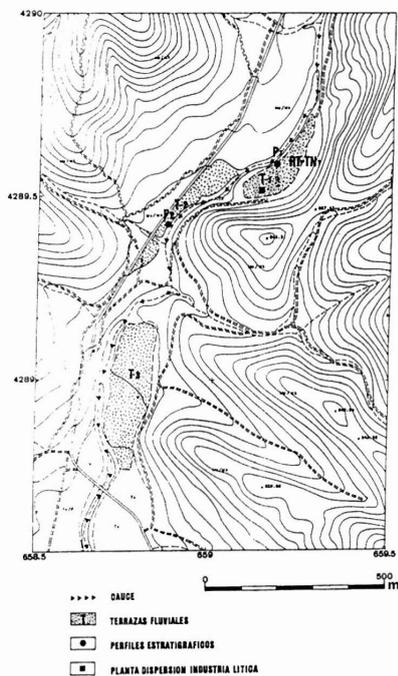
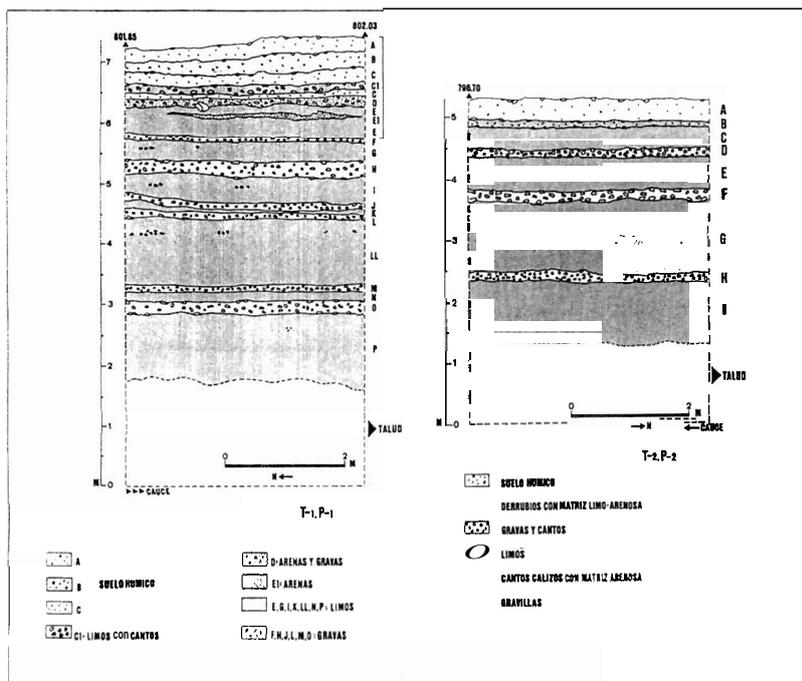


FIGURA 3. Series sedimentarias y localización de los perfiles muestreados en las terrazas (T1 y T2).

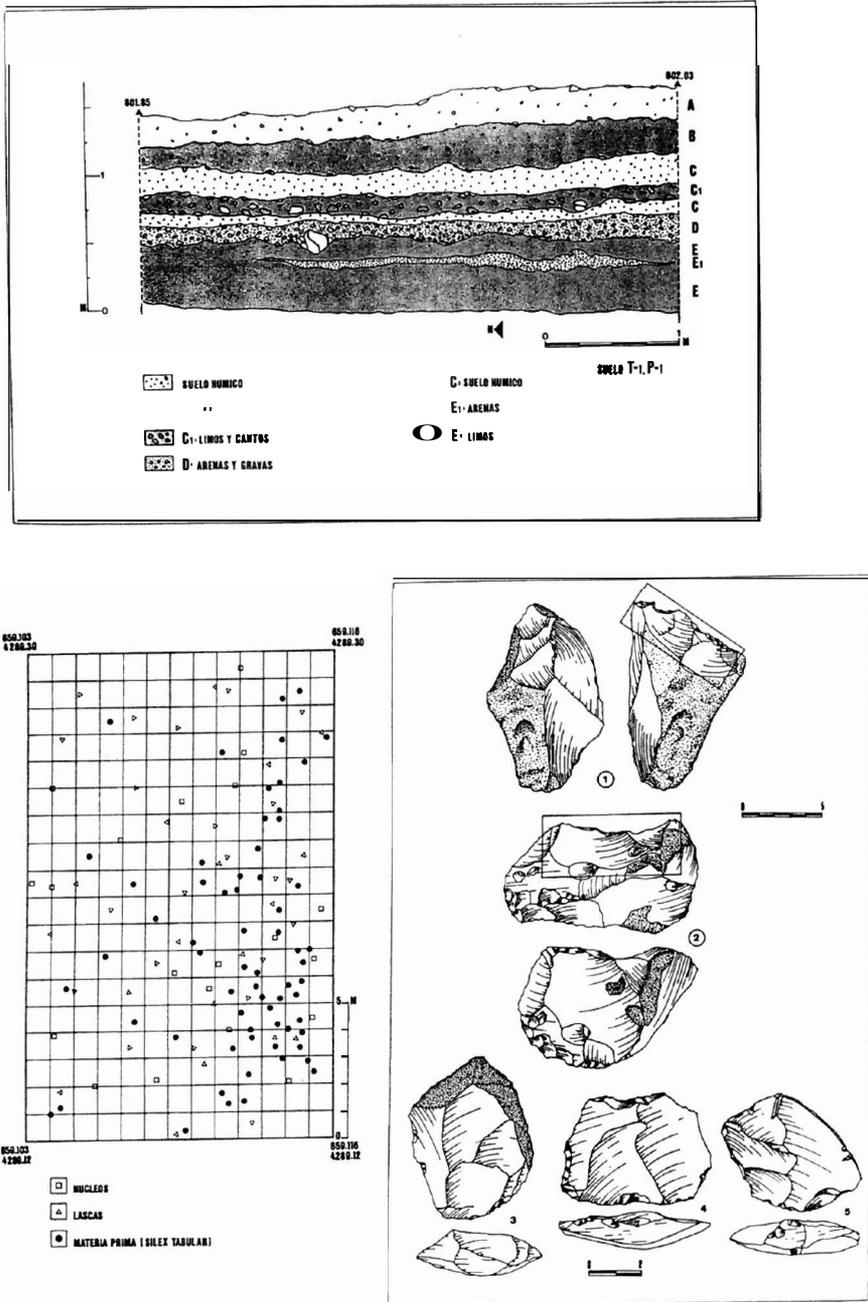


FIGURA 4. Parte superior: perfil correspondiente al paleosuelo de la terraza 1. Parte inferior: planta de dispersión de la industria lítica sobre el citado suelo y tipos de materiales encontrados (1-2: núcleos; 3-5: lascas).

localmente con un nivel IV, de cantos y gravas, con interstratificación de gravas cementadas, correspondiente a una costra caliza (Dumas, 1969). Encajadas en estos niveles se desarrollan terrazas aluviales con suelos muy evolucionados.

La primera mención de este tipo de terrazas se debe al estudio que realizara Jodot (1958) sobre fauna de moluscos continentales. Dicho autor describió someramente parte de su componente macroscópico —**interstratificación** heterogénea de gravas, arenas y limos rojizos—, al que estaba asociada una fauna cálida de moluscos. Según Jodot (1958) estos depósitos estuvieron en formación hasta el comienzo de la última glaciación. Ya más recientemente (1981), estas terrazas son objeto de inclusión en la cartografía geológica del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) (E: 1/50.000, Hoja 819, Caudete (27-32)), en la que se distinguen dos formaciones de terraza (T1 y T4 en la Fig. 2). Por último, y como consecuencia de la aplicación del mencionado Proyecto Arqueológico, una prospección más detallada del sector ha permitido individualizar dos depósitos más de terrazas (fig. 3: T2 y T3). A efectos de estudio geoarqueológico, las terrazas T1 y T2 han sido objeto de un pormenorizado análisis, dado que sus cuerpos superiores no presentan la alteración sufrida por el intenso laboreo agrícola de la zona y, lo que es más relevante, por contener en sus respectivos techos artefactos **líticos** en posición primaria (Fig. 4).

La serie denominativa de las diferentes terrazas obedece a criterios puramente diacríticos, ya que, como se apunta más adelante, todos los depósitos presentan virtualmente una misma génesis y similar evolución sedimentológica. La morfología y dimensiones de estos depósitos aluviales está en función del relieve, sobre el que se encaja el cauce, y el **mayor** o menor grado de erosión registrado. Si bien, en algunos valles interiores (**p.e. Alcoy**) la tectónica cuaternaria ha podido influir en la subsidencia de los mismos, modificando el gradiente medio de la cuenca (Dumas, 1977) e incrementando su actividad erosivo-sedimentaria hasta el punto de rejuvenecer los horizontes de ciertos paleosuelos (Fumanal y Carmona, 1995), esta dinámica no parece tan clara en los depósitos aquí estudiados. En la Figura 3 se puede apreciar la disposición topográfica de algunos depósitos (T1, 2 y 3) y su variabilidad espacial. Así por ejemplo, las terrazas encajadas en los terrenos calizos de la cabecera ocupan una superficie reducida (T1: 1,2 Has; y T3: 3,6 Has), en comparación con la terraza 4, que, al hallarse configurada en un sector de menor control topográfico, alcanza una extensión próxima a 15 Has. (Fig. 2). Por su inmediata proximidad a la afluencia de un pequeño torrente, la terraza 2 ha sufrido desmantelamientos parciales, especialmente importantes en su tramo superior. En cambio, la serie de la terraza 1 (RT-TN1 según denominación arqueológica) aparece más o menos completa (Fig. 3), dada su posición en la parte exterior de una antigua curva de meandro de encajamiento que quedó inactiva al descender el nivel de base local aguas abajo y provocar un trazado menos sinuoso asistido por una corriente más concentrada. Sobre la formación paleoedáfica que corona esta terraza se ha efectuado un registro planimétrico parcial de los restos arqueológicos atribuibles al Paleolítico Medio (Fig. 4).

## CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS

Los paleosuelos aquí estudiados, por las razones anteriormente descritas, corresponden a las terrazas T1 y T2, siendo en este caso P1 y P2 los perfiles que representan sus

respectivas series estratigráficas (Fig. 3). Éstas tienen una altura de 5 a 7 metros sobre el lecho actual, y se hallan integradas por depósitos de estructura predominantemente masiva, con alternancia de niveles de estratificación laminar y planos concordantes bien definidos. En ambas terrazas se comprueba la existencia de un cuerpo inferior de limos y arenas muy finas con estrechas bandas interestratificadas de gravas calizas (T1: horizontes D-P; T2: horizontes C-I). En cambio, únicamente la terraza 1 conserva, en el techo de su serie, un suelo muy evolucionado, probablemente debido a un cambio del trazado local del cauce en etapas de incisión posteriores al relleno que originó dicha terraza. En la Figura 4 se aprecia un detalle de este suelo, constituido por horizontes con gran contenido en compuestos orgánicos y carbonatos (A-C), de tonalidad grisácea, y que, como se desprende del estudio mineralógico, podría representar una fase edofogenética diferente a la que debió generar el cuerpo inferior de limos y arenas (horizontes D-P; Fig. 3). Sobre este suelo, y asociado a un eluvial detrítico de limos y fragmentos de caliza y sílex procedentes de la erosión de un encostramiento superficial, se disponen los artefactos líticos, que, a tenor de su registro planimétrico, indicarían leves desplazamientos laterales del detritus, sin experimentar procesos de enterramiento. Esta dinámica ha sido también observada entre los fragmentos de costra caliza y de sílex contenidos en los techos de depósitos aluviales y sometidos a procesos de erosión hídrica (Poesen *et al.*, 1990; Poesen *et al.*, 1994).

## 1. Granulometría

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 han trazado las curvas de frecuencias de tamaños correspondientes a cada muestra y calculado 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 obtienen unos valores muy similares en relación con su distribución granulométrica. De los datos del cuadro 1 se deduce que la mayor parte de las muestras se caracterizan por un predominio de la fracción de arena muy fina, comprendida entre 0,2 y 0,05 mm (45-60 por ciento) y por un porcentaje apreciable de limos (4,5-10,6 por ciento). 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 de régimen alto. El contenido en arena gruesa (2-1 mm) es muy bajo en la mayoría de las muestras estudiadas, excepción hecha del horizonte D de la terraza T1, en el que dicha fracción alcanza un 14,2 por ciento. La fracción grava, con un tamaño superior a los 2 mm, es prácticamente inexistente en la totalidad de las muestras analizadas, no sobrepasando en ningún caso el 1 por ciento del total, salvo en T1E1. No obstante, existen delgadas capas detríticas formadas por elementos gruesos en la terraza T1 (F, H, J-L y M), que se corresponden con los horizontes B, D, F y H de la terraza T2.

Las curvas acumulativas correspondientes a las muestras analizadas forman un conjunto bastante uniforme en el que se solapan unas con otras (Fig. 5). Sólo las de T1D y T1E1

CUADRO 1  
Distribución granulométrica de las series T1 y T2

Muestra	Fracción >2 mm	A. gruesa 2-1 mm	A. media 1-0,5 mm	A. fina 0,5-0,2 mm	A. muy fina 0,2-0,05 mm	Fracción <0,05 mm
T1A	0,68	4,79	14,58	27,24	50,12	2,59
T1B	0,60	5,68	12,38	26,08	49,95	5,31
T1C	0,36	3,76	10,23	26,05	55,10	4,49
T1D	1,02	14,25	22,44	34,67	23,22	4,40
T1E	0,00	0,78	4,32	29,47	60,75	4,68
T1E1	4,33	4,26	18,97	54,99	16,45	1,00
T2A	0,12	4,35	14,00	18,46	58,00	5,07
T2C	0,00	3,71	18,02	28,91	45,33	4,03
T2G	0,00	2,58	10,73	30,5	45,52	10,67
T2I	0,00	4,68	9,06	28,10	54,10	4,06

se separan del resto, debido a que contienen un mayor número de elementos gruesos. En casi la totalidad de estas curvas se aprecian dos claras inflexiones; la primera de ellas, algo más suave, se sitúa a la altura de 0,2 mm, en el dominio de la arena fina, mientras que la segunda, mejor definida, representa la fase arenosa más fina. Entre ambas inflexiones las curvas adoptan un trazo de fuerte pendiente, que pone de manifiesto la importancia relativa de dicha fracción. Al llegar al tamaño de 0,275 se observa una inflexión secundaria que puede interpretarse como resultado de un aporte de material nuevo formado a consecuencia de fenómenos de rotura ocurridos durante el transporte, lo que significa una adición de partículas nuevas en los tamaños más finos. En el extremo final de las curvas, sobre todo en las muestras **P1B** y **P2A**, 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 aparecen algo separadas entre sí, para ir agrupándose paulatinamente a medida que ascienden y llegar a juntarse al alcanzar la altura de **Q**. A partir de aquí quedan englobadas en una estrecha franja que denota gran similitud en el contenido de finos de ambas series.

En líneas generales, las curvas acumulativas presentan una facies 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. En ambas unidades de terraza las curvas de las arenas limosas dibujan una inflexión **basal** mucho más suave y tendida, con menor selección de la fracción gruesa y concentración de los finos, indicando una acumulación intermedia entre libre y forzada, con energía más bien baja (**T1A**, **T1B**, **T1C**, **T1E**) (**T2A**, **T2C**, **T2G**, **T2I**). Los niveles de arenas intercaladas en la terraza **T1** (**A** y **E1**) presentan curvas acumulativas de facies similar pero con desplazamientos alternativos que sugieren, a su vez, cambios de energía alternantes en el proceso de deposición.

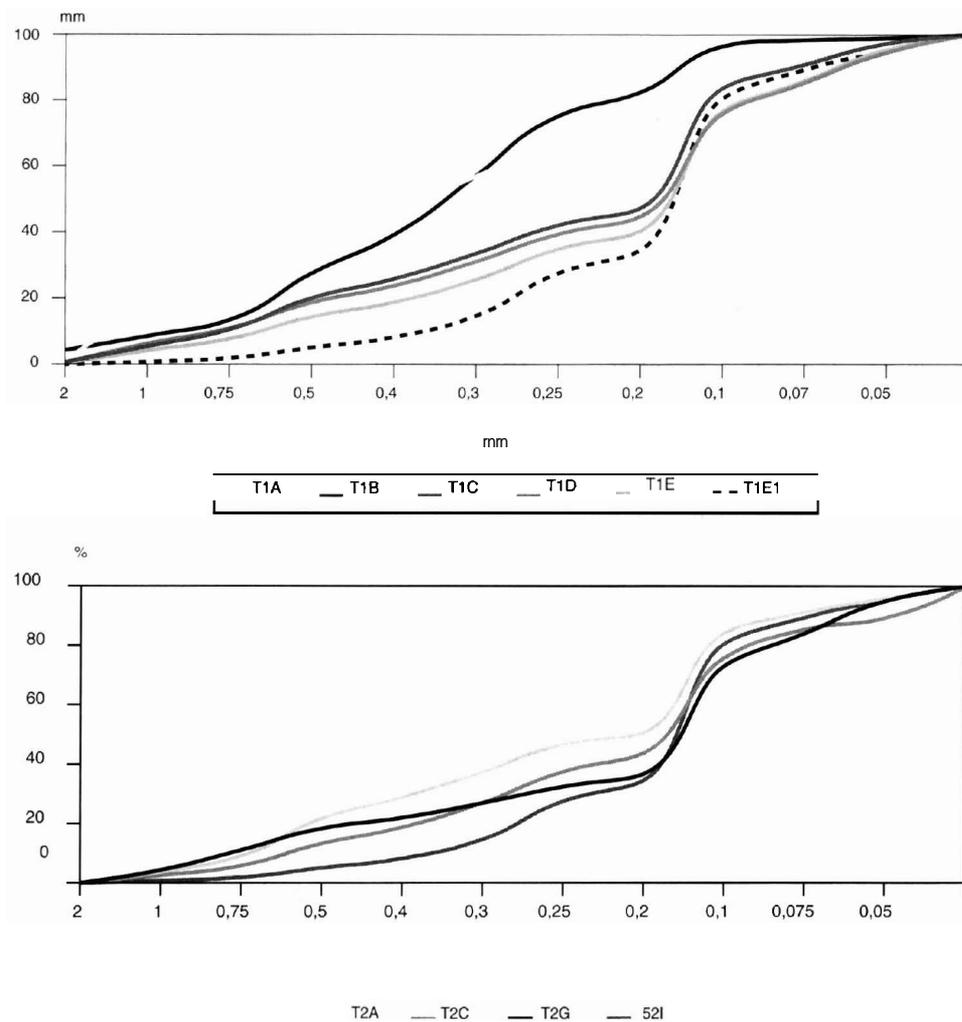


FIGURA 5. Curvas acumulativas de las muestras pertenecientes a las series T1 y T2.

Los parámetros e índices granulométricos representados en el cuadro 2 ponen 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 intercuartilar  $S_c$  alcanza unos valores moderados, entre 0,19 y 0,26 mm, salvo en los niveles de arenas limosas E de la terraza T1 y G-I de la terraza T2 ( $S_c$ : 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 T2G ( $S_o = 1,22$ ).

CUADRO 2  
Parámetros e índices granulométricos de las series T1 y T2

Muestra	Q <sub>1</sub>	Q <sub>2</sub>	Q <sub>3</sub>	Q <sub>10</sub>	Q <sub>90</sub>	So	Sc	D	Sk
T1A	0,402	0,202	0,133	0,810	0,073	<b>1,74</b>	0,269	0,737	0,131
T1B	0,375	0,184	0,122	0,821	0,059	<b>1,75</b>	0,253	0,762	0,129
T1C	0,312	0,175	0,120	0,685	0,061	1,61	0,192	0,624	0,082
T1D	0,716	0,382	0,184	1,612	0,090	<b>1,97</b>	0,532	1,522	0,136
T1E	0,265	0,166	0,125	0,375	0,066	<b>1,46</b>	0,140	0,309	0,058
T1E1	0,574	0,346	0,257	0,944	0,142	<b>1,49</b>	0,317	0,802	0,139
T2A	0,335	0,163	0,088	0,833	0,062	<b>1,95</b>	0,247	0,771	0,097
T2C	0,462	0,169	0,093	0,750	0,082	<b>2,23</b>	0,369	0,668	0,217
T2G	0,201	0,185	0,135	0,651	0,050	<b>1,22</b>	0,066	0,601	-0,034
T2I	0,263	0,233	0,113	0,375	0,074	<b>1,44</b>	0,150	0,301	-0,090

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

**Interpretación morfogenética.** Por su correlación estratigráfica y la similitud que presentan sus facies granulométricas puede afirmarse que los niveles intercalados de gravas y cantos pertenecen a paleocorrientes de idénticas características (energía hidráulica moderada-alta, comentes esporádicas y de corta duración, régimen no uniforme, turbulencias locales,...). Algunos de estos cuerpos sedimentarios presentan una progradación del tipo 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 entre 0,8 y 1,1 cm), salvo en los casos T1J (T1) y T2F (T2), correspondientes a un mismo depósito detrítico, de 1,5 m de espesor, con predominio de arenas medias y gruesas, e inclusión de cantos subangulosos de costra caliza de tamaño mayor (mediana: 2,8 cms; centilo: 16 cms). Éstos proceden muy probablemente del desmantelamiento parcial de la superficie encostrada que corona el glacis de acumulación superior, de edad Pleistoceno Inferior, extendido al pie de los relieves calcáreos circundantes. Se trata de acarreo aluviales provocados por comentes de tipo torrencial, relacionadas con pequeñas crisis semiáridas dentro de un período más o menos cálido, de abundante precipitación, al que corresponde gran parte del conjunto estratificado de ambas terrazas. La presencia de limos rojos en la mayoría de las muestras de estas series puede asociarse, de acuerdo con las evidencias sedimentológicas presentadas por Butzer (1963) en el ámbito Euroafricano subtropical, a etapas de intensa y prolongada precipitación en el marco de un modelo estacional similar al actual. Bajo tales condiciones, lluvia abundante, clima cálido y amplia cubierta vegetal, debieron predominar los procesos de erosión laminar en los interfluvios y los de relleno de materiales finos en el interior de buena parte de los cauces y lechos de inundación.

## 2. Mineralogía

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. La abundancia relativa de los minerales ayuda, en función de sus propiedades y grado de alterabilidad, a conocer la génesis de los materiales y los factores que han controlado su evolución, bien en el área de depósito durante el proceso de sedimentación o bien en las áreas fuentes de las que proceden los aportes aluviales. En cambio, el estudio de sus parámetros cristalinos, asociados a la composición mineralógica de las arcillas, ofrece interesantes datos sobre las condiciones paleoambientales dominantes en la zona inmediatamente antes y durante las fases de relleno de estas terrazas. Los resultados reflejan la formación de los sedimentos a partir de relieves calizos y **dolomíticos** del Prebético adyacente, cuyas facies carbonatadas contienen niveles detríticos ricos en cuarzo, y ponen de manifiesto la proximidad del área fuente, como lo demuestra la presencia de un 8 por ciento de feldespatos en el horizonte **T2H**, relacionada con la erosión de terrenos margo-yesíferos del Keuper más o menos próximos (Cuadro 3).

CUADRO 3  
Composición mineralógica de la muestra total (expresada en %)

Muestra	Cuarzo	Calcita	Dolomita	Filosilicatos	Yeso	Feldespatos
T1A	10	13	18	55	1	3
T1B	11	16	16	55	1	1
T1C	8	26	28	35	1	2
T1C1	9	27	24	37	1	2
T1D	8	25	48	15		4
T1E	8	26	34	29	1	2
T1E1	6	30	38	24	1	1
Media T1	8,6	23,3	29,4	35,7	0,9	2,1
T2A	12	23	13	47	1	4
T2B	11	28	25	32	1	3
T2C	9	20	18	52	1	
T2E	10	30	13	43	1	3
T2F	8	31	17	40	2	2
T2G	11	28	17	41		3
T2H	5	28	47	11	1	8
T2I	11	31	16	37	1	4
Media T2	9,6	27,4	20,8	37,9	1,1	3,6

En general, ambas terrazas presentan un contenido mineralógico muy similar (Cuadro 3 y Fig. 5), acusando, no obstante, en profundidad, cierta variabilidad: mientras que en los niveles inferiores de la terraza 1 disminuye el contenido de filosilicatos y cuarzo, y aumentan los carbonatos (calcita y dolomita), en los de la terraza 2 esta distribución es más errática. En ambas series, pero sobre todo en la correspondiente a la terraza 1, se observa un incremento de los carbonatos con la profundidad, debido a procesos edafológicos de descarbonatación en los horizontes superiores y a la consiguiente disolución y precipitación en los inferiores. A pesar de ello, difieren en el tipo de carbonato mayoritario: dolomita en T1 (30-48 por ciento) y calcita en T2 (28-31 por ciento).

En las dos terrazas es característica, dentro de la fracción arcilla, la asociación de mica, caolinita y clorita (con escasa esmectita), lo que sugiere un aporte claramente detrítico (Cuadro 4). La composición mineralógica de las arcillas es también similar para ambas terrazas, indicando así una misma génesis y evolución. Sin embargo, de nuevo se aprecia cierta discontinuidad a partir del horizonte T1E, donde el contenido de caolinitas es mucho menor.

A partir de estos datos, pueden deducirse las siguientes consideraciones paleoclimáticas:

- a) La discontinuidad mineralógica observada a partir del horizonte D en la terraza 1 podría sugerir para este depósito dos probables fases de edafogénesis: una primera y

CUADRO 4

Composición mineralógica de la fracción arcilla: mica, caolinita y clorita (expresada en %). y otros (Tr.: trazas, Sm: esmectitas, C-Sm: interestratificados clorita-esmectita), y parámetros cristalinicos de las micas ( $IC(^{\circ}2\theta)$ : índice de cristalinidad,  $D_{002}(\text{\AA})$ : tamaño de cristalino,  $I_{5\text{\AA}}/I_{10\text{\AA}}$ : relación de intensidades).

Muestra	Mica	Caolinita	Clorita	Otros	$IC(^{\circ}2\theta)$	$D_{002}(\text{\AA})$	$I_{5\text{\AA}}/I_{10\text{\AA}}$
T1A	81	11	8	Tr. Cl-Sm	1,10	78	0,30
T1B	74	13	13	Tr. Cl-Sm	0,95	90	0,34
T1C	75	17	8	Tr. Cl-Sm	0,75	114	0,35
T1C1	68	21	11	—	0,90	95	0,43
T1D	78	10	12	Tr. Cl-Sm	0,70	122	0,45
T1E	84	8	8	—	0,90	95	0,37
T1E1	69	17	14	Tr. Cl-Sm	0,70	122	0,43
T2A	71	19	10	Tr. Cl-Sm	1,30	66	0,41
T2B	78	12	10	Tr. Cl-Sm	0,85	101	0,42
T2C	79	10	11	Tr. Cl-Sm	0,90	95	0,40
T2E	81	11	8	Tr. Sm	1,00	86	0,34
T2F	80	10	10	Tr. Sm	1,10	78	0,37
T2G	72	17	11	Tr. Sm	0,95	90	0,43
T2H	76	13	11	Tr. Cl-Sm	0,80	107	0,33
T2I	69	18	13	Tr. Cl-Sm	0,90	95	0,51

- más antigua, que generó menor contenido en filosilicatos, pero mayor producción de carbonatos, y otra, más moderna, dominada por procesos de descarbonatación superficial y precipitación en profundidad, ilimerización de las arcillas y una posterior degradación de éstas, con neoformación de caolinita, lo que podría indicar el carácter de suelo relicto de los horizontes A-C de la terraza 1.
- b) Los minerales arcillosos pueden ser indicadores de las condiciones subaéreas existentes en la zona durante su formación, aunque también es muy probable que hayan sufrido un proceso selectivo antes de la deposición, dificultando en tal caso su posible interpretación. Bajo el supuesto de estabilidad del depósito, preservado por su propia configuración topográfica, de las aguas de escorrentía superficial, pueden haberse desarrollado suelos maduros en equilibrio con las condiciones medioambientales. La textura y composición orgánica del suelo de T1 (horizontes A-C) podría indicar que durante el Pleistoceno albergó una vegetación ripícola más boscosa que la actual (arbustiva), y coincidir así con la idea ya formulada por Catt (1986) y Bull (1990) de que, para nuestras latitudes, la mayor estabilidad ecológica de este tipo de suelos relictos debió alcanzarse durante las etapas interglaciales.
  - c) El grado de cristalinidad de las micas es también un buen indicador paleoclimático (Galán, 1986): las micas con baja cristalinidad, prácticamente presentes en todas las muestras analizadas, pueden sugerir condiciones favorables a los procesos de hidrólisis en las áreas fuente, o sea temperaturas moderadas y alta humedad (Cuadro 4).
  - d) La presencia de caolinita en todas las muestras limo-arenosas, con porcentajes en varios casos superiores al 15 por ciento, pone asimismo de manifiesto que el clima desarrollado en esta zona, durante las fases de relleno que originaron estos depósitos, debió ser cálido y húmedo.
  - e) La interacción de algunos procesos edafogénicos (Pawluk, 1978), podrían indicar, especialmente para la secuencia más completa de la terraza 1, la presencia de un suelo compuesto —con más de un episodio de pedogénesis (Morrison, 1978; Jenkins, 1985)— cuya alteración geoquímica, mediante hidrólisis de materiales primarios, generó la neoformación de arcillas en condiciones de drenaje semiconfinado. La fase más o menos lenta de la alteración geoquímica daría lugar a un proceso de edafogénesis que suele generar paleosuelos bajo climas más cálidos y húmedos que el actual (Duchaufour y Souchier, 1979). De hecho, se ha señalado recientemente (Fedoroff, 1997) que los procesos de iluviación de las arcillas son característicos de los suelos rojos mediterráneos, requiriendo unas condiciones óptimas de drenaje y muy alto grado de humedad, más afines a las pulsaciones climáticas cálidas y húmedas del último glacial, pero particularmente relacionadas con etapas interglaciales (Riss-Würm alpino/estadio isotópico 5e), más que interestadiales (Catt, 1986), y del glacial inicial (Würm I alpino/estadio isotópico 5d-a).

El análisis conjunto de los diferentes parámetros sedimentológicos permite inferir para los depósitos aquí estudiados una génesis y evolución sedimentaria común. Su génesis podría haber tenido lugar, muy probablemente, coincidiendo con etapas cálidas y húmedas, afines al interglacial Riss-Würm/estadio isotópico 5e, manteniendo un aporte aluvial hasta finales del glacial inicial y comienzo del pleniglacial (Würm II alpino/estadio

isotópico 4). momento, a partir del cual no parece probable que el sector haya experimentado de nuevo similares condiciones climáticas. El suelo relicto indicado para la terraza I (A-C). y que alberga en su techo artefactos líticos, no presenta apenas indicios de erosión, pudiendo haber sido producto de una lenta edafogénesis.

## MARCO PALEOCLIMÁTICO REGIONAL

La ubicación de estas terrazas aluviales dentro de un marco de fluctuaciones paleoclimáticas a nivel regional, atendiendo a las características sedimentológicas descritas, permite discernir, a dicha escala, las fases del Pleistoceno Medio/Superior en que tuvo lugar su formación. Aunque este marco es de alcance regional y puede presentar una tendencia ambiental generalizada, sin embargo, aspectos como relieve (altitud), continentalidad y distribución de recursos hidrológicos, tendieron a configurar diferentes ecotopos aun durante las etapas más estables interstadiales (Carrión y Dupré, 1995).

A grandes rasgos, y en términos generales, esta amplia secuencia ha sido establecida correlacionando sucesos marinos y terrestres. A partir de los isótopos (O118 y O116) y contenidos en los caparazones de los foraminíferos de los sedimentos marinos, especialmente del núcleo V28-238 (Shakelton y Opdyk, 1973), se ha realizado una correlación (Denell, 1983) con los episodios alpinos convencionales, estableciéndose la siguiente serie cronológica: Interglacial Riss-Würm/estadio isotópico (e.i.) 5e (128-118 kyr=BP); Glacial Inicial Würm I/e.i. 5d-a (118-75 kyr); y Glacial Pleno Würm II/e.i. 4-3 (75-32 kyr).

En trabajos muy recientes se ha intentado equiparar parte del registro paleoclimático regional levantino con las citadas dataciones isotópicas. Así, por ejemplo, las series de paleosuelos rojos, estudiados en algunos sistemas fluviales del sureste mediterráneo español (Carmona *et al.*, 1993; Fumanal y Carmona, 1995), suelen estar relacionados con fases climáticas templadas que a su vez coinciden con etapas de subida del nivel marino; y en su mayoría, a excepción de los horizontes de Port d'Albaida (213 ka/Bp) y Riba-roja (193 ka), posible e.i. 7, pertenecen al estadio isotópico 5 (valores mínimos en la relación O18/O16). Otra correlación cronoestratigráfica ha sido establecida para los litorales de Almería-Alicante-Murcia; aquí, las unidades morfoestratigráficas (M), pertenecientes a los niveles marinos tirrinienses (T), previamente documentadas en Almería (Goy *et al.*, 1987), han sido equiparadas con las unidades más recientes distinguidas en Alicante (S-1: Alicante-La Marina; S-2: Laguna de la Mata-Torrevieja) y Murcia (S-3: Águilas), obteniéndose la siguiente secuencia radiocronológica (Th-U): 180 ka/BP, e.i. 7 (M1=T1); 128 ka, e.i. 5e (M2=T2); 95 ka, e.i. 5c (M3=T3); y 70-80 ka, e.i. 5a (?) (Goy *et al.*, 1993; Causse *et al.*, 1993).

Otros registros sedimentológicos mucho más restringidos, pero no menos significativos, son los que ofrecen Cova Bolomor (Tavernes, Valencia) (Fumanal, 1993) y Cova Negra (Xàtiva, Valencia) (Fumanal, 1986). En Bolomor IV se aprecia el paso de un régimen climático cíclico de lapsus fríos a un período suave húmedo afín al estadio isotópico 5e; su Nivel II ofrece una cronología de 121 ± 18 ka. Por su parte, los niveles XXXVI-XXXI de Cova Negra presentan una subfacies de llanura de inundación (sedimentos limosos), configurando el Nivel XXXI una formación tobácea con precipitación de carbonatos; estos niveles subyacen bajo el Nivel XXX, fechado en 117 ± 17 ka.

Así pues, desde el punto de vista sedimentológico este estadio isotópico 5e (Interglacial convencional **Riss-Würm**) revistió regionalmente unas características climáticas cálidas y húmedas. Otras subfases (d-c) de este mismo estadio, de lapsus más fríos y quizá menos húmedos, están peor reconocidas a nivel regional, aunque ciertamente patentes (ver Nivel XXX de Cova Negra). A comienzos del glacial pleno (estadios isotópicos 4-3) el clima pasaría a ser más frío y seco. No obstante, fases interestadiales, más suaves y húmedas, se encuentran igualmente bien documentadas a escala regional (Interestadial Würm II-III/ e.i.3-2: **Fumanal**, 1986; 1994; Iturbe et al., 1993; Casquel *et al.*, 1989), tanto para sectores montañosos del interior (600-800 m; Cova Beneito, Muro-Alicante: Carrión, 1992; El Salt, Alcoy-Alicante: **Fumanal**, 1994) como para zonas del litoral (100 m.; Cueva Pemas, **Lorca-Murcia**: Carrión et al., 1995), en los que se asocia a una vegetación termomediterránea similar a la actual.

Como ya se ha apuntado, estas características climáticas más estables (suaves y húmedas), atribuidas al estadio 5e, favorecieron en las latitudes medias la formación de paleosuelos rojos (Catt, 1986; Bull, 1990; Fedoroff, 1997). Consideraciones similares han sido hechas en varias zonas del Levante Español. Concretamente existen formas aluviales en diferentes cursos de agua de la vertiente mediterránea central, que poseen, entre sus niveles morfogenéticos cuaternarios, un nivel del Pleistoceno Medio, de extensión más generalizada en sus cuencas, en el que se intercalan varias series de suelos rojos pleistocenos, con horizontes argílicos, nódulos de carbonatos, materiales detríticos encostrados y, en ocasiones, a techo un diferencial desarrollo edáfico (**Fumanal** y Carmona, 1995). Estos paleosuelos, cuya pedogénesis e información paleoclimática sigue siendo controvertida a nivel general, corresponden mayoritariamente al estadio isotópico 5 y, para este ámbito regional levantino, muestran un ambiente templado y húmedo, ciertamente con balances activos de **erosión/deposición**, pero lo suficientemente estable para favorecer procesos de pedogénesis, como también ocurre en la terraza 1 del presente estudio. Por ejemplo, el perfil **Albaida** (Júcar, Valencia), descrito por **Fumanal** y Carmona (1995), muestra un depósito de estructura y características mineralógicas muy parecidas a las registradas en T1 y T2 de la Rambla de **Tobarrillas**. En dicho paleosuelo valenciano se aprecia una estructura masiva, de horizontes concordantes, en la que, a partir de su Nivel III (2.50 m. de arcillas: 121 ka/BP), se desarrolla un nivel II, de cantos calizos redondeados (fondo de canal), de 2 metros de espesor, intercalados con arcillas rojizas (105 ka.). Su nivel III (e.i.5e) presenta una fracción arcilla rica en ilitas y caolinitas (sin esmectitas) (**Fumanal** y Carmona, 1995) de similar neoformación a la observada en las terrazas T1 y T2 de Yecla. Por otra parte, en la zona de estudio la baja cristalinidad de las micas contenidas en todas las muestras apoya igualmente la idea de un clima bastante húmedo y temperatura moderada.

## REGISTRO ARQUEOLÓGICO

Como ya se ha indicado, la industria lítica recuperada, especialmente en T1, configura un sitio arqueológico muy singular (RT-TN1) de alto grado de resolución. Tras excavar parcialmente el eluvial meterorizado sobre el suelo de la terraza 1, se estableció un registro planimétrico de artefactos líticos asociados a **derrubios** calizos y de sílex. De éste

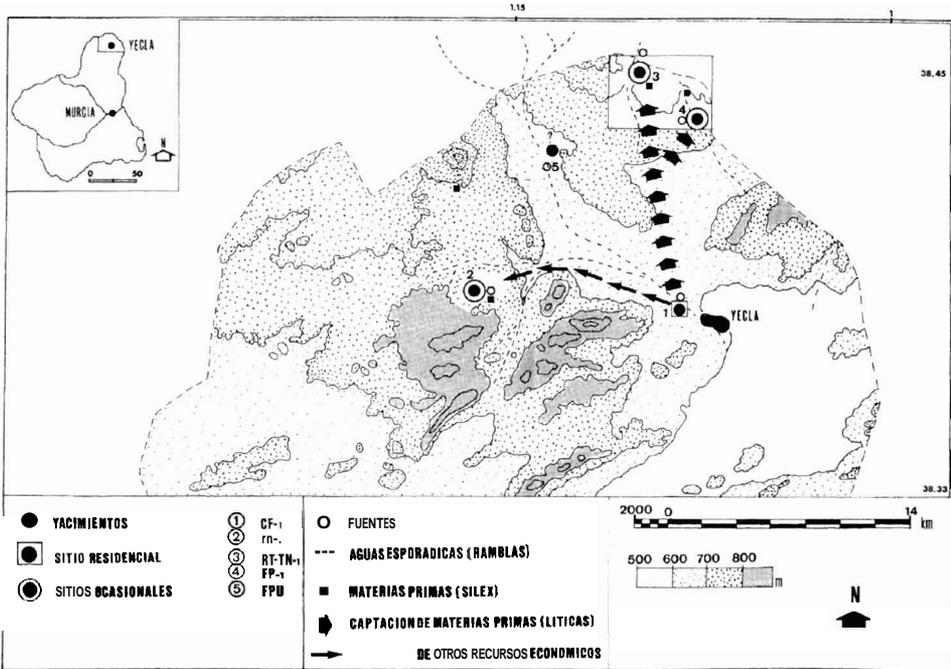


FIGURA 6. Esquema topográfico del asentamiento paleolítico del sector norte de la planicie de Yecla, con indicación de sus yacimientos: CFI (Cerro de la Fuente), RT-TN1 (Rambla de Tobarrillas), FM2 (Fuente del Madroño), FPI (Fuente del Pinar) y FPU (Fuente Pulpillo).

y demás argumentos expuestos se infiere que la deposición arqueológica debió producirse tras la formación del citado suelo relicto, muy probablemente a partir de finales del glacial inicial y comienzos del pleniglacial.

Este yacimiento forma parte de unas pautas de asentamiento ya estipuladas para este sector del Altiplano (López Campuzano, *e.p.*). En la Figura 6 viene esquematizada la distribución de *sitios* arqueológicos y el papel desempeñado por este yacimiento (RT-TN1). Se trata básicamente de un punto de reposición de materia prima, donde el yacimiento principal (CF1), ubicado a 10 kms de distancia, reponía un 97,14 por ciento de un recurso lítico (sílex).

La industria lítica recuperada en RT-TN1 asciende, hasta el momento, a 100 artefactos: núcleos (n=26) y lascas (n=59) principalmente, lo que supone un bajo índice núcleos/lascas (1/2,26). Tan sólo un 11,86 por ciento de lascas presentan retoque, el cual se efectúa mayoritariamente de forma intensiva a partir de denticulaciones parciales y muescas (28,37 por ciento), no apreciándose reducciones extensivas de los bordes, que hubieran producido raederas (Dibble 1984; Barton, 1987). Los núcleos presentan siempre una morfología final tabular-prismática (100 por ciento), no habiéndose observado núcleos levallois ni discoides (Fig. 8). Esto es debido, en gran medida, al aprovechamiento no económico de la materia prima y a la morfología imperante de la materia prima disponible (tábulas de sílex). Esta restricción ocasionada por la materia prima hace que se produzca

un desbastado volumétrico (Boeda, 1994) de las tábulas, consistente en el aprovechamiento de las aristas naturales para crear amplios planos de percusión facetados, de los que son liberados —polar y bi-polarmente— series restringidas (2-4) de lascas, más anchas que largas y de amplios talones facetados (Fig. 9 y 10). Tecnológicamente resultan, por tanto, afines a la estrategia de lascado «Quina», pero, a nuestro juicio, no expresan una intencionalidad (Turq, 1989), sino, más bien, una restricción ocasionada por la morfología tabular de las materias primas y su forma de preparar los planos de lascado. Estas extracciones expeditivas de lascas, ocasionan un gran porcentaje de productos corticales (88,13 por ciento), con escasas lascas ordinarias (10,16 por ciento). La ausencia en este sitio arqueológico (RT-TN1) de lascas levallois, desbordantes, junto al escaso número de lascas ordinarias, deja entrever que estos productos fueron preferentemente importados en el yacimiento principal del Cerro de la Fuente (CF1).

CUADRO 5

Comparación de índices tipológicos entre el yacimiento del Cerro de la Fuente (CF1) y otros yacimientos con niveles charentienses

ÍNDICES X=%	COVA	COVA	COVA	SALT (I-VI)	PERRERAS (VI-IX)	BENEITO (D4-D3)	BENEITO (D2-D1)	CERRO DE LA FUENTE (CF1)
	KEGM (XI-XII)	NEGRA (IX)	NEGRA (VIII-II)					
IR	56,36	54,70	58,78	39,50	28,75	57,85	20,00	32,70
D-M	16,63	19,80	120,70	8,20	14,16	15,11	27,24	13,14
UPS(III)	8,53	9,30	8,85	4,10	22,15	3,00	15,90	3,38
IQ	25,70	22,90	22,80	6,40	18,80	-	0,00	42,85
ICH	25,33	31,60	39,01	50,00	13,42	13,95	11,36	24,53
IACH	1,13	0,00	1,44	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Al comparar la industria lítica de RT-TN1 con la de CF1, se aprecia una neta diferencia entre ambos conjuntos, aunque realmente se traten de restos arqueológicos dejados por los mismos grupos paleolíticos. En la Figura 7 se representa el «debitage» y la frecuencia de útiles de estos yacimientos y de un tercer sitio arqueológico perteneciente a la misma trama de asentamiento (FM2), mientras que en el cuadro 6 se muestran los parámetros tipométricos de núcleos y lascas (índice relativo de superficie de lasca, carenado, etc.), observándose en ambos casos un cierto contraste.

El aprovechamiento económico de la materia prima efectuado en el sitio CF1, originó un conjunto lítico, mucho más reducido y variable, consistente en núcleos agotados (discoides, globulares y tabulares prismáticos de escaso tamaño), relacionado con una mayor variabilidad tecnológica en la extracción de lascas (desbordantes, levallois y lascas «laminares» o microlascas) (Figura 9). A su vez, las secuencias de reducción de lascas experimentadas en el Cerro de la Fuente produjeron un elevado número de raederas (Figura 10), tipológicamente afines a la variante Quina del Charentiense. De hecho, una comparación del conjunto lítico de CF1 con utillajes pertenecientes a niveles catalogados

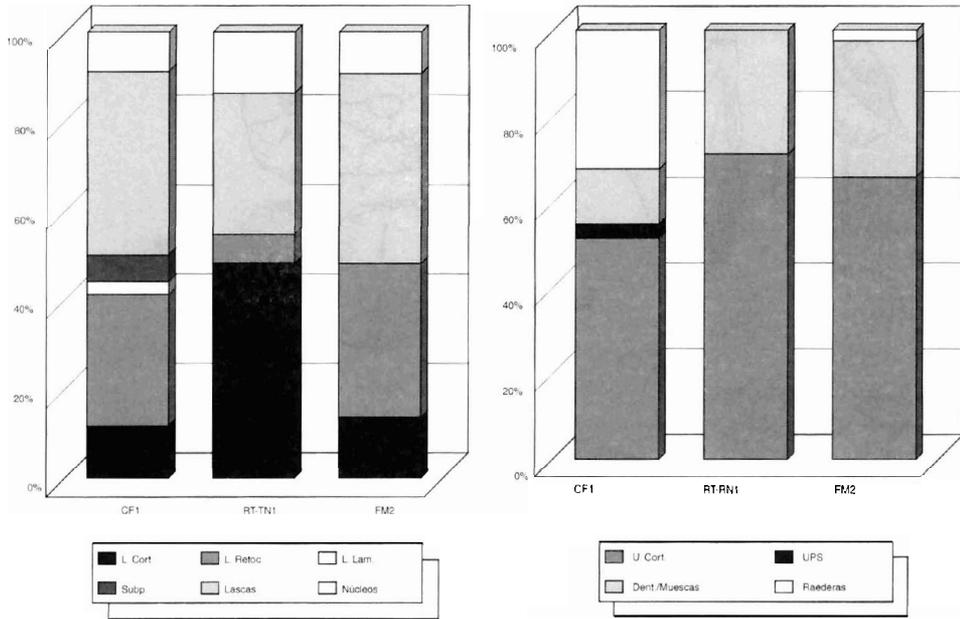


FIGURA 7. Distribución de frecuencias de «debitage» (A) y útiles (B) en distintos yacimientos de la zona: Cerro de la Fuente (CF1), Rambla de Tobarrillas (RT-TN1) y Fuente del Madroño (FM2).

CUADRO 6

Atributos tipométricos de núcleos y lascas en los distintos yacimientos de la zona: Cerro de la Fuente (CF1), Rambla de Tobarrillas (RT-TN1) y Fuente del Madroño (FM2): longitud (Lm), anchura (Am), grosor (Gm), anchura de talón (TA), alargamiento (AL), carenado (G/A), ratio anchura/grosor (A+L/G) y superficie de lasca (TA/L).

(A) NUCLEOS	Lm	Am	Gm	A/L	G/A	A+L/G	Cortex
Yacimientos	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(%)
CF1	3,42	2,81	1,97	1,21	1,42	4,54	7,84
RT-TN1	8,00	4,90	5,30	1,63	0,92	6,40	21,60
FM2	9,29	7,50	6,20	1,23	1,20	8,99	18,30

(B) LASCAS	Lm	Am	Gm	A L	GIA	A+L/G	TA	TAL
Yacimientos	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)	(cm)
CF1	3,22	2,29	0,61	1,40	3,75	7,56	1,74	1,85
RT-TN1	4,28	3,89	0,89	1,09	4,37	8,69	2,20	1,94
FM2	5,71	3,66	0,79	1,56	4,63	10,88	1,98	2,88

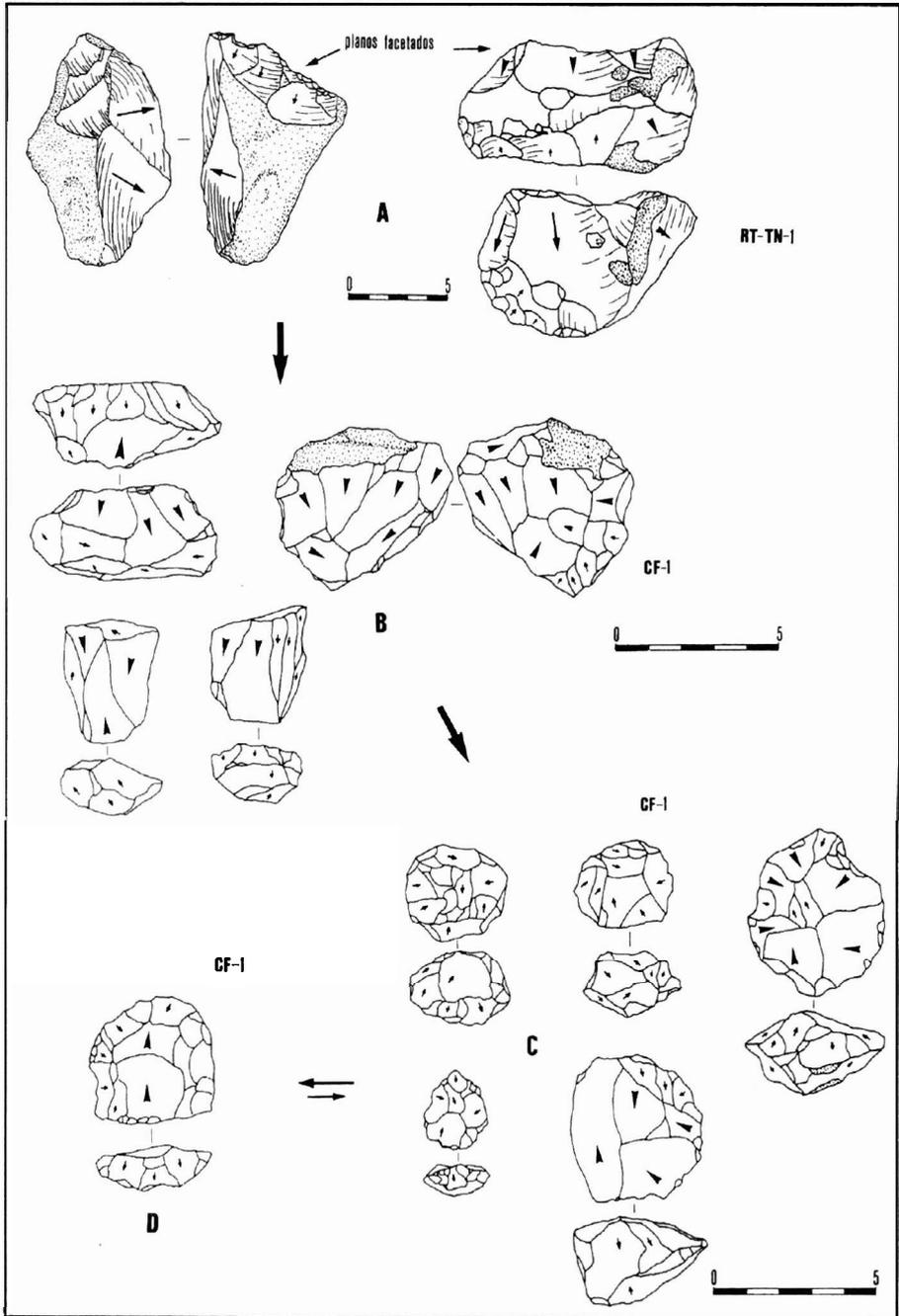


FIGURA 8. Secuencias de reducción de núcleos: A) tabulares-prismáticos (RT-TNI), B) tabulares y globulares (CF1), C) discoides (CF1), D) levallois preferencial (CF1).

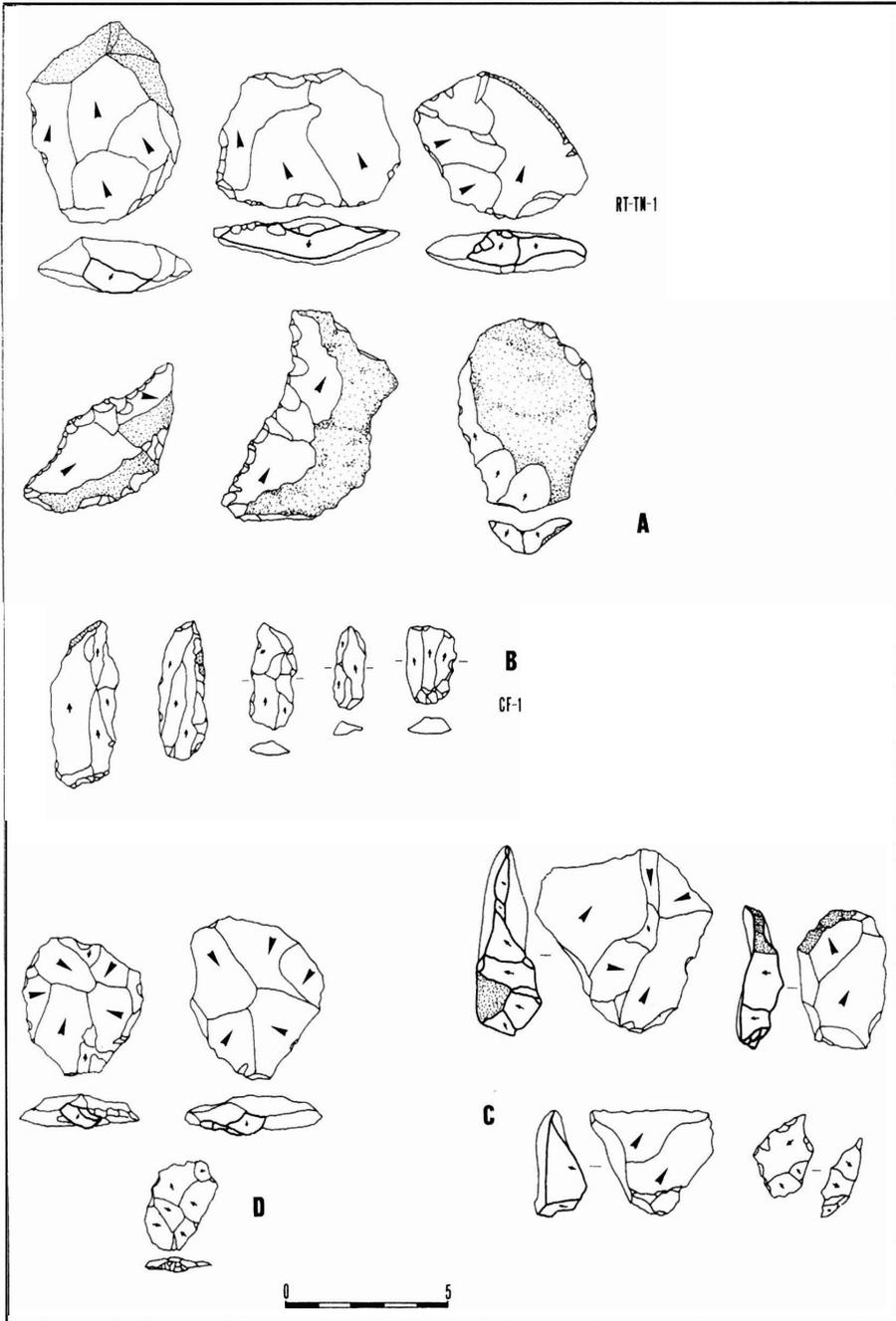


FIGURA 9. Tipos de lascas: A) ordinarias, con dorso natural y cortical (RT-TN1), B) laminares-microlascas (CF1), C) desbordantes, D) levallois.

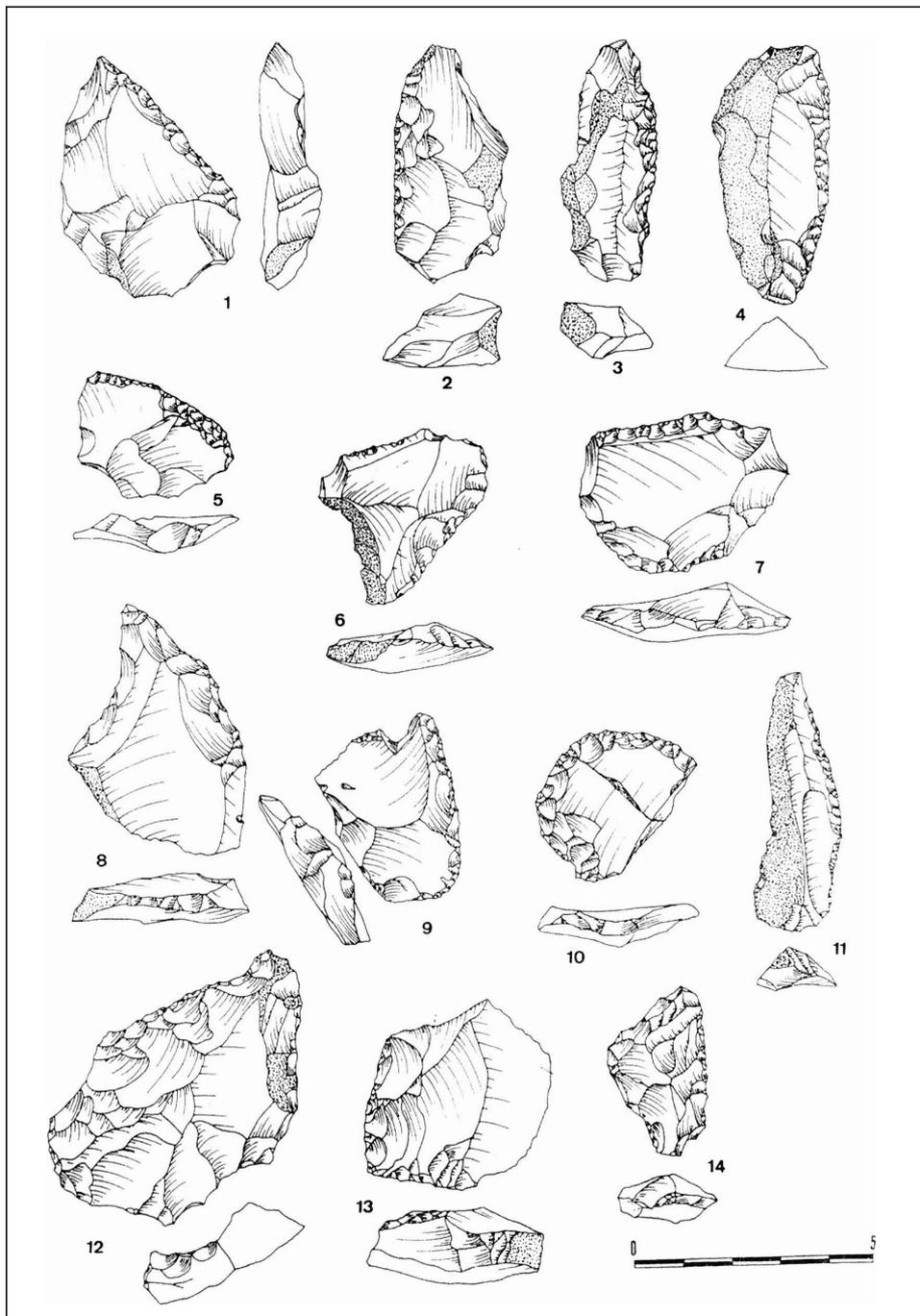


FIGURA 10. Lascas reducidas: Raederas (CFI).

tipológicamente como charentienses registrados en cuevas y abrigos rocosos, como Cova Negra y El Salt (Villaverde, 1984), Cova Beneito (Iturbe *et al.* 1993) y Cueva Pernerás (Montes, 1985-1986), refuerza esta afinidad *cultural* (Cuadro 5). Sin embargo, la morfología final del conjunto lítico de CF1 responde principalmente a su papel desempeñado en la citada trama de asentamiento, y no a una serie de útiles preconcebidos a partir de una tradición cultural.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido desarrollado en el marco del Proyecto PB 37/94 de la DGICYT «Prospección y Excavación Arqueológica de yacimientos del Paleolítico Medio en Yecla». Igualmente hacemos extensivo nuestro agradecimiento a los Dres. R. Arana y F. Guillén por la valiosa contribución que ha supuesto su estudio mineralógico de las muestras (Informe 1/96) (Departamento de Química Agrícola, Geología y Edafología, Universidad de Murcia).

## REFERENCIAS

- BARTON, C.M. (1987): *An Analysis of Lithic Variability from the Middle Paleolithic of the Iberian Peninsula*. Ph. D. Thesis, University of Arizona. Arizona.
- BOEDA, E. (1994): *Le concept Levallois: viabilité des méthodes*. CRA-9; CNRS. París.
- BULL. W.B. (1990): Stream-terrace genesis: implications for soil development. *Geomorphology*, 3: 351-67.
- BUTZER, K.W. (1963): Climatic geomorphology interpretation of Pleistocene sediments in the Eurafrian subropics. *Viking Fund. Publications in Anthropology*, 36: 1-27.
- CARMONA, P. (1993): Contexto geomorfológico y cronoestratigráfico de algunos paleosuelos valencianos. *El Cuaternario en España y Portugal. I.T.G.E. II*. 533-543. Madrid.
- CARRIÓN, J.S. (1992): A Palaeoecological Study in the Western Mediterranean Area. The Upper Pleistocene Pollen Record from Cova Beneito (Alicante. Spain), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 92. 1-14.
- CARRIÓN, J.S. y DUPRÉ, M. (1994): Pollen Data from Mousterian Sites in Southeastern Spain. *AASP Contributions Series*, 29: 18-26.
- CARRIÓN, J.S., DUPRÉ, M., FUMANAL, M.P. y MONTES, R. (1995): A palaeoenvironmental Study in Semi-arid Southeastern Spain: The Palynological and Sedimentological Sequence at Pernerás Cave (Lorca, Murcia). *Journal of Archaeological Science*, 22: 355-67.
- CASQUEL, T., CERDÁ, A., FERRER, C., FUMANAL, M.P., MANZANARES, V. y VIÑALS, M.J. (1989): Los depósitos cuaternarios del l'Arenal de Petrer (Alicante). *Cuadernos de Geografía*. 45: 21-34.
- CATT, J.E. (1986): *Soils and Quaternary Geology. A Handbook for Field Scientist*. Oxford.
- CAUSS, CH., GOY. J.L., ZAZO, C. e HILLAIRE-MARCEL, C. (1993): Potential Chronologique (Th/U) des faunes Pleistocènes méditerranéennes: exemple des terrasses

- des régions de Murcia et Alicante (Sud-Est de l'Espagne). *Geodinamica Acta*, 6: 121-134.
- DENELL, R. (1983): A New Chronology for the Mousterian. *Nature*, 301: 199-222.
- DUCHAUFOUR, PH. y SOUCHIER, B. (1979): *Pédologie.2. Constituants et propriétés du sol*. París.
- DIBBLE, H.L. (1984): Interpreting Typological Variation of Middle Paleolithic Scrapers: Function, Style, or Sequence of Reduction? *Journal of Field Archaeology*, 11: 431-36.
- DUMAS, B. (1969): Glacis et croutes calcaires dans le Levant espagnol. *Bull. de l'Association de Géographes Françaises*, 375-76: 553-61.
- (1977): Le Levant Espagnol. La *génése du relief*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de París Val de **Marne**. París.
- FEDOROFF, N. (1997): Clay illuviation in Red Mediterranean Soils. In: Mermut, A.R., Yaalon, D.H. y Kapur, S. (eds.) *Red Mediterranean Soils. Selected Papers from the International Red Mediterranean Soils Meeting*, Adana, Turkey, May 9-14, 1993. *Catena*, 28:171-89.
- FUMANAL, M. P. (1986): Clima y sedimentología del País Valenciano. Servicio de Investigaciones Prehistóricas, 83. Valencia.
- (1993): El yacimiento premusteriense de la Cova de **Bolomor** (Tavernes de la Valldigna, País Valenciano). Estudio geomorfológico y sedimentológico. *Cuad. de Geografía*, 54: 223-48.
- (1994): El yacimiento musteriense de El Salt (**Alcoy**, País Valenciano). Rasgos geomorfológicos y climatoestratigrafía de sus registros. *Saguntum*, 27: 39-56.
- FUMANAL, M.P. y CARMONA, P. (1995): Paleosuelos Pleistocenos en algunos enclaves del País Valenciano. *El Cuaternario del País Valenciano*: 125-34. Valencia.
- GALÁN, E. (1986): Las arcillas como indicadores paleoambientales. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 9: 11-22.
- GOY, J.L., SOMOZA, L., BATDAJI, T. y ZAZO, C. (1987): Shoreline mappings models in areas with different morphosedimentary behaviour (Almería-Murcia-Alicante, Spain). Zazo, C. (ed.) *Late Quaternary Sea Levels Changes in Spain*. *Trab. sobre Neógeno y Cuaternario* (Madrid), 10: 35-47.
- GOY, J.L., ZAZO, C., BARDAJI, T., SOMOZA, L., CAUSSE, CH. e HILLAIRE-MARCEL, C. (1993d): *Elements d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcia, Sud-Est de l'Espagne*. *Geodinamica Acta*, 6.2: 103-19.
- IGME, (1981): Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 Caudete (819/a27-32). Madrid.
- (1987): Los sistemas *acuíferos* carbonatados del Norte de Jumilla-Yecla. Ministerio de Industria y Energía, Secretaria de la Energía y Recursos Minerales, ITGM. Murcia.
- ITURBE, G., FUMANAL, M.P., CARRIÓN, J.S., CORTELL, E., MARTÍNEZ, R., GUILLEN, P.M., GARRALDA, M.D. y VANDERMEERSH, B. (1993): Cova Beneito (Muro, Alicante): una perspectiva interdisciplinar. *Recerques del Museu d'Alcoi*, 2: 23-88.
- JENKINS, D.A. (1985): Chemical and mineralogical composition in the identification of paleosols. Boardman, J. (ed.) *Soils and Quaternary Landscape Evolution*: 23-43. Chichester.
- JODOT, P. (1958): Les faunes de mollusques continentaux reportées dans le Sud-est de

- l'Espagne entre le Miocene Supérieur et le Quaternaire. *Men. y Comunic. al I.G.M.*, 17— 1-134.
- LÓPEZ CAMPUZANO, M. (en prensa): Cerro de la Fuente: un yacimiento musteriense «tipo Quina» y su area de captación de recurso lítico en la altiplanicie endorreica de Yecla (Murcia). *Archivo de Prehistoria Levantina*.
- MONTES, R. (1985-86): Excavaciones arqueológicas en el yacimiento paleolítico de Cueva Pernerías. Memoria de las Campañas IV y V. *Memorias de Arqueología (Murcia)*, 2: 11-34.
- MORRISON, R.B. (1978): Quaternary soil stratigraphy. Concepts, methods and problems. Mahaney, W.C. (ed.): *Quaternary Soils*: 77-108. Norwich.
- PAWLUK, S. (1978): The pedogenic profil in the stratigraphic section. Mahaney, W.C. (ed.) *Quaternary Soils*: 349-61— Norwich.
- POESEN, J., INGELMO-SÁNCHEZ, F. y MUCHER, H. (1990): The hidrological response of soil surfaces to rainfall as affected by cover and position of rock fragments in the top layer. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 15: 653-71.
- POESEN, J., TORRI, D. y BUNTE, K (1994): Effects of rock fragments on soil erosion by water at different spatial scales: a review. Poesen, J. y Lavee, H. (eds.) *Rock Fragments in Soil: Surface Dynamics. Catena*, 23: 141-66.
- SHAKENTON, N. y OPDIKE, N. (1973): Oxigen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxigen isotope temperatures and ice volumes on a 105 y 106 year scale. *Quaternary Research*, 3: 29-55.
- TURQ, A. (1989): Approche technologique et économique du facies mousténane dy type Quina: étude préliminaire. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 86: 244-56.
- VILLAVARDE, V. (1984): La *Cova Negra de Xátiva y el musteriense de la región central del mediterráneo español*. Servicio de Investigaciones Prehistóricas, 79. Valencia.