

YACIMIENTOS DEL PLEISTOCENO SUPERIOR DE LA CUENCA
NEÓGENO-CUATERNARIA DE CALASPARRA-CIEZA (ZONAS EXTER-
NAS DE LAS BÉTICAS, MURCIA). ESTUDIO ARQUEOLÓGICO Y
GEOMORFOLÓGICO

MANUEL LÓPEZ CAMPUZANO*

ÁNGEL FAZ CANO**

MIRIAM LLONA CARRASCO**

*Intecsa-Inarsa, S.A.

** Departamento de Producción Agraria, Área de Edafología y Química Agrícola, Universidad Politécnica de Cartagena

Palabras clave: Estabilización geomorfológica; abanicos aluviales; suelos de margas; Paleolítico Medio; tecnología lítica; SE de España.

Resumen: Los datos obtenidos a partir de las prospecciones arqueológicas, características geomorfológicas y registro sedimento-estratigráfico efectuadas en el área del Barranco del Gatán (Cieza, Murcia), nos permite presentar -según el punto de vista de la documentación arqueológica- algunos rasgos evolutivos de las pendientes erosionadas y desarrolladas sobre un pequeño sinclinal neógeno-cuaternario perteneciente a las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (Subbético/Prebético). El sistema de abanicos aluviales y sus tipos de suelos (y paleoprocesos) desarrollados desde el frente de montaña o escarpe mesozoico, nos permite establecer un marco temporal de las secuencias de agradación y erosión, así como algunas de las anomalías ligadas a estas formaciones superficiales cuaternarias. La presencia de 5 sitios arqueológicos distribuidos en las superficies del glacis erosionado (*pediment*) de baja vertiente, muestra, junto a los datos geomorfológicos y analíticos, una muy probable fase de estabilización natural de estas superficies relictas desarrolladas sobre suelos arídicos de margas durante el Pleistoceno superior.

Keywords: Geomorphic stabilization; alluvial fans; marls soils; Middle Paleolithic; Lithic technology; Southeastern Spain.

Summary: The Barranco del Gatan Archaeological Survey allows us to confront archaeological data within the geomorphological features and sedimentological record concerned with erosion surface or pediment evolution belonging to a neogene-quadernary basin located on the Cordilleras Béticas External Zones (Cieza, Murcia, SE Spain). Alluvial fans-systeme and some soils paleoprocesos developed from the mesozoic scarp front allow us to establish a chronological agraddational-erosive pattern. The presence of five archaeological scattered sites ubicated on the erosioned slope distal pediments (glacis) shows, next to some sedimentary analytical record, a probably natural surface autostabilization developed over aridic marls soils during Late Pleistocene.

INTRODUCCIÓN

Los sitios arqueológicos documentados se ubican en las pendientes erosionadas del *glacis* que modela gran parte de la pequeña cubeta sinclinal neógena (anticlinales Puerto-Asno y Molino-Palera) desarrollada entre Cieza-Calasparra (ca. 135 km²) (Fig. 2). Su posición dentro de las Zonas Internas/Externas y depresiones neógenas de las Cordilleras Béticas, puede ser observada en la Fig. 1 (SÁNZ, 1990; BAENA *et alii.*, 1993a y b).

Los datos aquí presentados corresponden a 100 km² prospectados a efectos arqueológicos/geomorfológicos. Las prospecciones dirigidas comprendieron una latitud (E) 630 (Barranco del Gatán) y 622 (W) y unas altitudes de 4241 (N)-4233 (S) (64 km²). Las áreas de prospección fueron diseñadas (acopladas) según las unidades geomorfológicas distinguidas en el medio: área Norte (*glacis* encajado, piedemonte Puerto-Asno (4241-4238, cota 300 s.n.m.); y área Sur (*glacis* inferior, cota 300 (4238) hasta nivel de base del río Segura (4234-4233) (Fig. 3). Topográficamente comprende unas cotas de 200-400 m entre las que se desarrolla una pendiente de 3.5-1.5°. El área de prospección sistemática correspondió al sector del Gatán, incluyendo los sectores de depósitos aluviales del río Segura, y abarcando unos 17,5 km² comprendidos entre las cotas 200-300 m y UTM 626-629.5 y 4233-4240.

Los sitios arqueológicos registrados pertenecen a 5 concentraciones líticas nuclearizadas (= 25 artefactos) y algunos

puntos (6) de menor registro cuantitativo (1-10 artefactos). Los sitios principales son: Gatán-1 (UTM: 626.100/4234.100); Gatán-2 (627.300/4235.100), Gatán-3 (627.450/4234.900) y Gatán-4 (626.300/4234.200), pertenecientes al TM de Cieza (base de datos topográficos: 1: 50.000 H-890, 25-35; Instituto Geográfico Nacional (IGN, *Centro Nacional de Información Geográfica* (CNIG)) H-890 (I-IV) E. 1: 25.000, Madrid, 1998; Mapa Geológico de España, Instituto Geológico y Minero de España (IGME), E. 1: 50.000, H-891 (26-35), Madrid, 1974; Fotografía aérea: IGN/CNIG, E. 1: 18.000, Oct.-85, 890-D-17 y Sep-95, E. 1: 40.000, 890/P-1; SGE, Jul.-1956: E. 1:25.000). Ubicado más distante del resto de sitios, se constató el yacimiento de Almadenes (622.100/4233.100); TM de Calasparra (IGME, E. 1: 50.000, H-891 (25-35), Madrid, 1974; H-890, 7-5, E. 1: 5.000, Mapa Topográfico Regional, Consejería de Política Territorial y Obras Públicas (CPTYOP) (*Comunidad Autónoma de la Región de Murcia*), 1988; Fotografía aérea: CPTYOP, E.: 1: 25.000).

Las distinciones efectuadas entre los diferentes sitios registrados obedecen a criterios interpretativos (a efectos de evaluar una posible intervariabilidad lítica y las distintas funcionalidades de los respectivos puntos), ya que forman en conjunto un único y mismo yacimiento arqueológico. Según el estudio sedimento-estratigráfico de los diferentes depósitos y de las características espaciales de los sitios y de sus contenidos tecnomorfológicos, estos yacimientos parecen haber sido el resultado de una captación esporádica y ocasional -por reducidos grupos



Figura 1. Situación del área de estudio en el contexto de las Cordilleras Béticas.

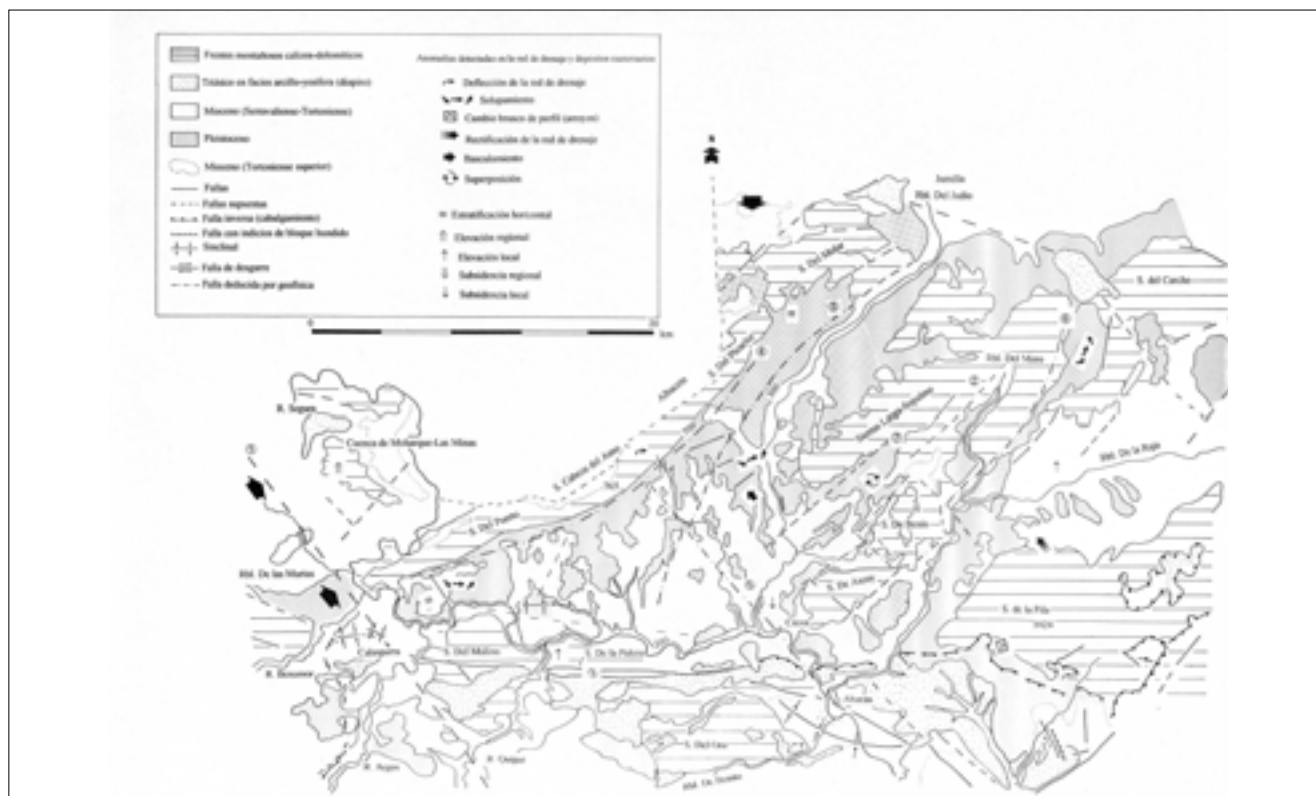


Figura 2. Tectónica y geomorfología del área de estudio.

humanos- de estos medios semiáridos durante el Pleistoceno superior (Paleolítico Medio). Pertenecen, pues, a un mismo contexto geoarqueológico.

La documentación arqueológica se inscribió dentro de las Intervenciones de Urgencia (Servicio de Patrimonio Histórico, CEDYT de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia; N° Expte.: 148/97). Estos trabajos se han prolongado en virtud de un Proyecto de investigación y seguimiento del estatus de los yacimientos, hasta el año 1999. Las áreas de los yacimientos se encuentran en la actualidad amenazadas por la puesta en cultivo de regadío que abarcan sectores de extensión considerables. En esta memoria se desarrolla, pues, un informe estructurado de todos aquellos datos que son relativos al marco geoarqueológico de la zona estudiada.

PLANTEAMIENTO GENERAL

La Cuenca o sinclinal de Calasparra-Cieza configura una amplia región geográfica del NW de la Región de Murcia. Se inscribe entre una altitud de $1^{\circ} 31' 10''$ y latitud $38^{\circ} 10' 04''$ $38^{\circ} 20' 04''$. Es una de las cuencas internas neógeno-cuaternarias del dominio estructural de las Zonas Externas de las Béticas (Fig. 1) (SÁNZ, 1990; BAENA *et alii.*, 1993b; JEREZ *et alii.*, 1974a y b) En la Fig. 2 viene representado un esquema tectónico y litológico del sector objeto de estudio, con especial referencia a las principales facies neógeno-cuaternarias.

El actual modelado de esta cuenca neógeno-cuaternaria presenta un modelo de formación de pedimentos y de detritus superficial similar al apreciado en otros medios semiáridos y áridos de otros contextos geográficos (p. ej. WATSON & NASH, 1997; OBERLANDER, 1974; BULL, 1992; NETTLETON *et alii.*, 1989; ABRAHAMS *et alii.*, 1984; PARSON *et alii.*, 1992; SIMANTON *et alii.*, 1994; KUTIEL *et alii.*, 1998; AL-FARRAJ & HARVEY, 2000), así como al de vecinas cuencas sedimentarias (p. ej. Sorbas-Tabernas) (CALVO-CASES *et alii.*, 1991; ALEXANDER *et alii.*, 1994; SOLÉ *et alii.*, 1997; FAULKNER *et alii.*, 2000; SPIVEY, 1997; CALVO-CASES & HARVEY, 1996); si bien no presenta el mismo sistema de pronunciada disecación y desarrollo de *badlands*.

El modelado consiste en pendientes moderadas, generalmente de perfil rectilíneo y con ruptura en el contacto montaña-piedemonte, que gradan desde los frentes de montaña hasta los ejes centrales del nivel de

base (abanicos aluviales, coalescencias de abanicos diseccionados) (Lám. 2) . Al estar próximas a un sistema de drenaje importante, alcanzan una gran extensión. Son geoformas que ilustran las secuencias temporales de los procesos de agradación y erosión (p. ej. soterramiento durante el Mioceno y Pleistoceno inferior-medio y exhumaciones posteriores durante el Pleistoceno medio-superior) Se encuentran gobernadas por los controles tectónicos referidos y por las concentraciones de las escorrentías, especialmente en los amplios frentes que generan en cuencas de sustancial red de drenaje. Aquí juegan un papel importante los procesos erosivos y de meteorización ocurridos en las partes superiores de los interfluvios. De forma que estas formas denominadas de erosión incluyen *pedimentos* (rodeados, a veces, por delantales aluviales o superficie de erosión sobre un antiguo sector aluvial) y pendientes aluviales de disección (MOSS, 1977). En este sistema predomina la superficie plana de transporte de masa y/o de erosión uniforme lateral. Ésta funciona como una zona de transición entre los degradados piedemontes y un nivel de base estable o parte superior de una degradación lenta. Es también una superficie de erosión de pendiente moderada desarrollada sobre la roca estructural o sobre antiguos depósitos inconsolidados. Esta superficie puede permanecer en exposición subaérea o estar tapada por un manto aluvial. Se encuentra en parte activo, inactiva o disectada y enterrada. Sus límites son graduales, irregulares y mal definidos. Los mantos aluviales los cubren de forma parcial y las rocas meteorizadas (regolito) suelen encubrir sus límites (p. ej. DOHRENWEND, 1995).

Un *pediment* sería, pues, una superficie de aplanamiento generada desde el escarpe, y similar a una morfología de *glacis* (de pendiente moderada y plana o convexa), y modelado debido a la erosión de las corrientes de aguas episódicas (portadoras de detritus) formando una superficie de erosión (*washslope*) alimentada por el material detrítico de la pendiente de derivación o escarpe (DOHRENWEND, 1995). Se desarrolla pues en fases de erosión, pero puede alcanzar momentos de estabilización de sus superficies. El pedimento es, pues, un componente funcional de la cuenca de drenaje y, por lo tanto, está subordinado a sus cambios. Actúa como un nexo entre un piedemonte y la pendiente del medio, formando un sistema geomorfológico común, cuyo desarrollo depende de los cambios del nivel de base local. En definitiva, representa una geofor-

ma clave, que refleja tanto un estadio de erosión como de estabilización. Cuando alcanza un grado de estabilidad su cobertera sedimentaria superficial experimenta procesos físico-químicos que reflejan tanto la madurez del pedimento como un estatus de cambio climático (ALEXANDER *et alii.*, 1994; COOKE *et alii.*, 1993; PLAKHT *et alii.*, 2000). En medios geomórficos estables los procesos erosivos y deposicionales se han equilibrado durante largo tiempo. Se da una correspondencia entre estabilidad tectónica y desarrollo de *pediment* (p. ej. DOHRENWEND, 1994: 334). Aquí los *pedimentos* fueron controlados por las variaciones espaciales y temporales de la actividad tectónica del Cenozoico final. Así, en las zonas en que las fallas miocenas han sufrido poco desplazamiento vertical durante el Cuaternario, se ha de esperar menos tasa de erosión.. De forma que es necesario una estabilidad geomórfica a largo plazo para el desarrollo de *pediments*.

En términos generales, en medios semiáridos estas pendientes se dividen en tres zonas: a) sector donde el material es erosionado; b) zonas donde se deposita; y c) zonas donde no se producen pérdidas de sedimento (por erosión), pero tampoco se ocasiona procesos de agradación o suplemento considerable de material. Es de esperar, por lo tanto, que según el condicionamiento topográfico existan una variabilidad de suelos en una misma pendiente o ladera (MUSH, 1982).

Estos procesos originan los tipos de pendientes suaves y onduladas característicos de las superficies estructurales de margas miocénicas. Un criterio asumido de su estabilidad o grado de pedogénesis de estas paleosuperficies es su desarrollo en un marco de amortiguamiento tectónico y muy escaso aporte de detritus (aridificación climática), en el modelo de una red de drenaje que ha pasado de una fase de desarrollo extensivo a lo largo de los pedimentos (fases erosivas) a un sistema de incisión lineal encajado en las principales disecciones acaravadas, generalmente acaecidos durante las fases de disección sucedidas tras el levantamiento tectónico de los márgenes estructurales de la cuenca.

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 subyace a este marco geomórfico es el relativo a la datación de las diferentes secuencias de agradación y erosión y, especialmente, al de cuándo se intercalan fases de autoestabilización en estas superficies de erosión. En estos suelos áridos o de bajo régimen de humedad (ALÍAS *et alii.*, 1986a y b) se da una asociación de horizontes argílicos (Bt) y de estadios avanzados de carbonatación (IV-V) (GILE *et alii.*, 1965; MACHETTE, 1985; REHEIS *et alii.*, 1992). La precolación de sales (Na⁺) y de carbonatos es una característica de estos suelos, denominados en algunos sistemas de clasificación como *aridisoles* (MACK *et alii.*, 1993). Sin embargo, los procesos erosivos han desmantelado los horizontes superiores (A) e incluso los sectores de iluviación de arcillas. Por otra parte, los horizontes K (>70%) pueden reducir el proceso de infiltración. Por ejemplo, se han estimado valores de 15 a 0.13 cm/hora (GILE & 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. Es de esperar, por lo tanto, cierta variabilidad en las secuencias de estos suelos.

Los restos arqueológicos, de edad Pleistoceno superior, se encuentran ligados a las superficies de algunos de estos sistemas. Esto es un campo de registro que actualmente se está afrontando a partir de modelos y técnicas geoarqueológicas (p. ej. SULLIVAN (ed.), 1998) El objetivo de este estudio es analizar los procesos y condicionantes evolutivos asociados a estas superficies. De especial interés en este estudio es asimismo el análisis sedimentológico y estratigráfico de algunos de los suelos desarrollados sobre estos sistemas. En este sentido, a nuestro juicio, podemos establecer algunos criterios temporales en el modelo de formación y balances de erosión y estabilización de estos sedimentos, así como de los procesos de formación de la cultura material registrada.

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) y se ha estimado un déficit hídrico anual de 478-634 mm (ALÍAS *et alii.*, 1986a y b). En consecuencia, el régimen de humedad de los suelos es árido y el desarrollo de materia orgánica bajo (ALÍAS *et alii.*, 1986a y b). Los meses de

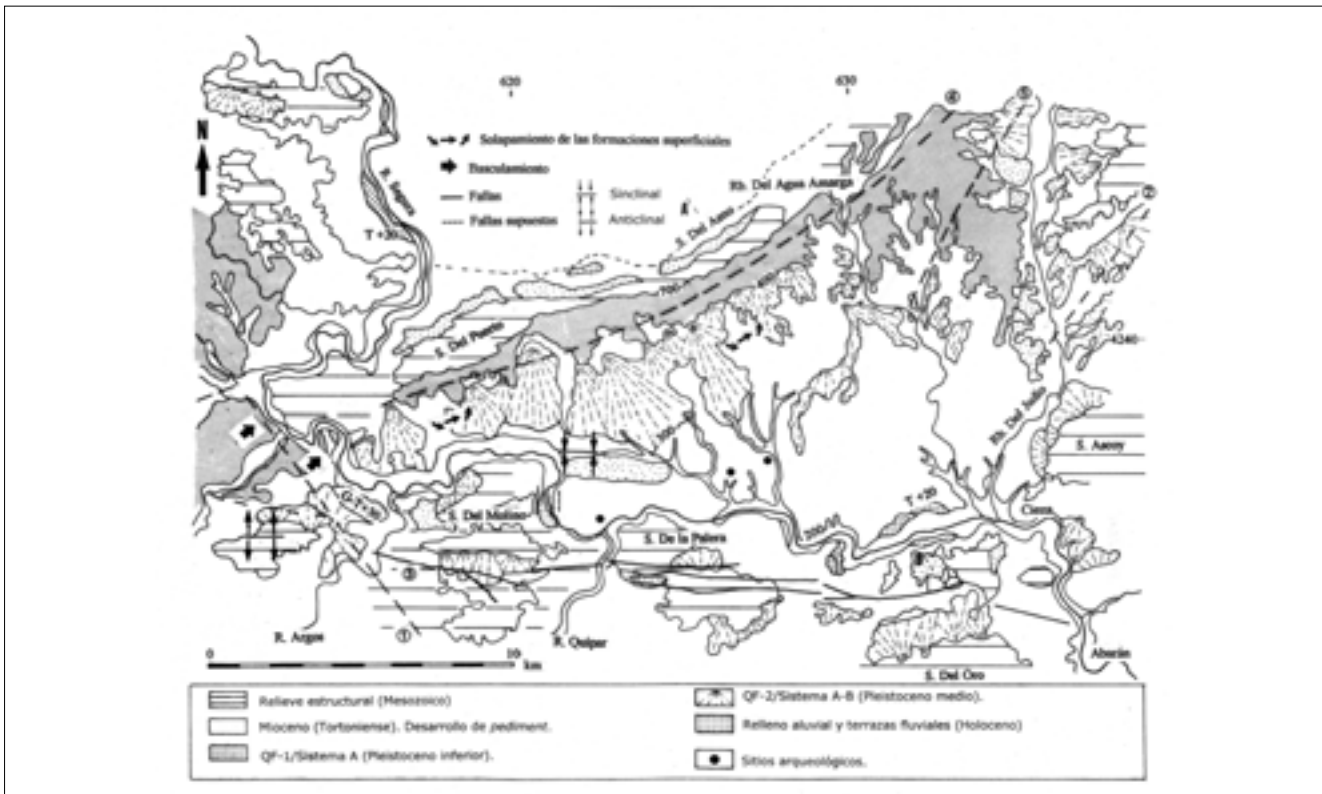


Figura 3. Formaciones superficiales cuaternarias. Ubicación de los yacimientos documentados.

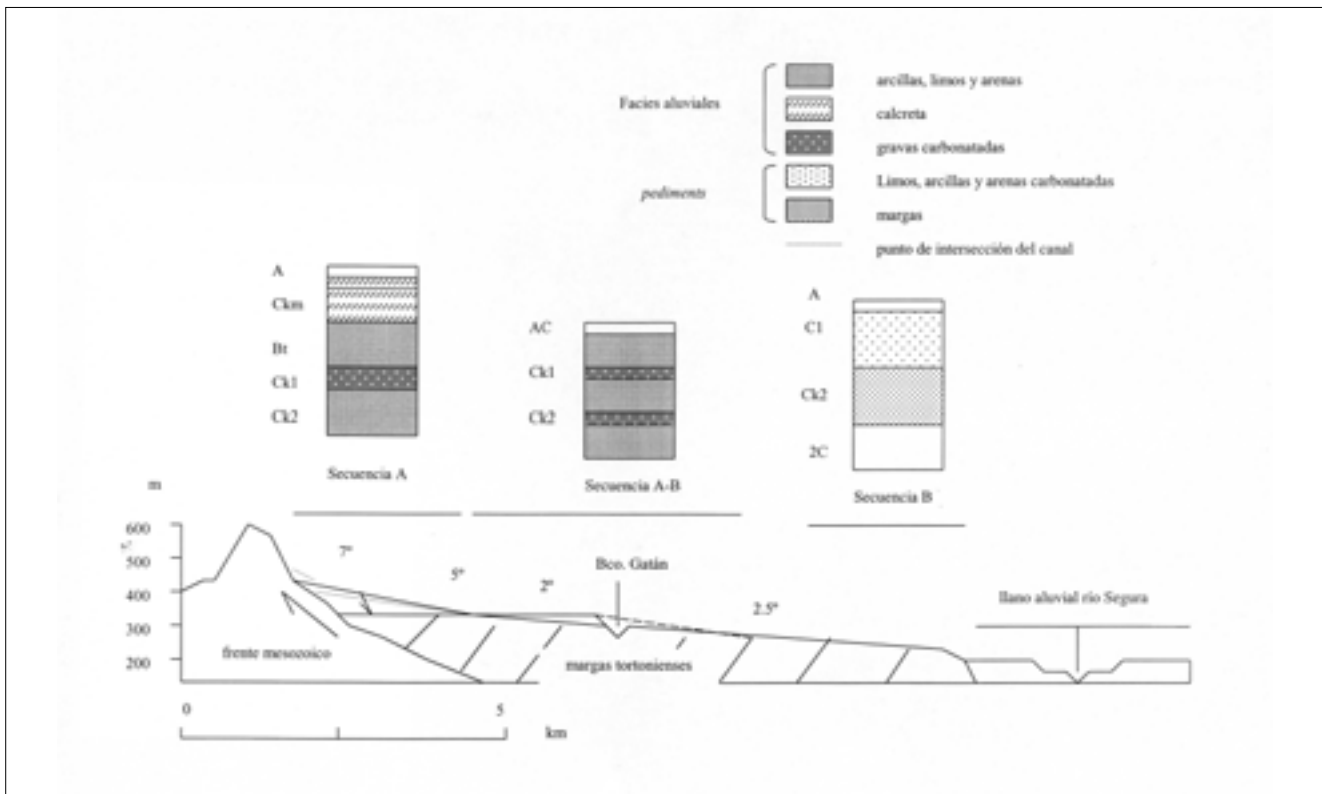


Figura 4. Perfil N-S del frente de montaña, facies aluviales y tipos de suelos asociados (Sección A'-B' de la figura 3).

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 alii.*, 2001). Los canales activos presentan netas secuencias de reajuste morfológico debido a los balances de erosión y deposición motivados por las intensidades pluviales (CONESA & ÁLVAREZ, 1996). Estos últimos presentan unas características edafológicas (ALÍAS *et alii.*, 1986b; MARÍN, 1992) emparentadas a los denominados *fluvisoles calcáricos*. Debido a la acumulación de sales (N: 190.2-847), degeneran en *solonchaks órticos* muy carbonatados (41.6-57.7%) y de textura limo-arcillosa con incremento de fracción grava menuda y redondeada (barras coluviales).

La vegetación es variada. Predomina, no obstante, las especies arbustivas. Entre la serie mesomediterránea semiárida (*Quercus coccifera*) se intercalan sectores en los que predominan las especies halófilas (bosquetes de Tarays), ubicadas en zonas de encharcamiento temporal producidas en los sistemas de *gullies* –tipo lineal o arroyo- de los canales activos comentados (MARÍN, 1992). Existe un buen desarrollo de especies asociadas a las riberas y zonas húmedas del río Segura (ALCA-RAZ & RÍOS, 1996). Una vegetación “tipo” desarrollada sobre las pendientes de los sistemas aluviales, sería la formada por los arbustos y hierbas *Stipa tenacissima*, *Rosmarinus officinalis*, *Thymus*, *Helianthemus* y *Asparagus*; mientras que en las superficies de erosión (margas) proliferan también *Salsola genistoides* y *Moricandia arvensis*.

MARCO GEOESTRUCTURAL Y PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS GEOMÓRFICAS

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

drenaje en las postrimerías (accidente N-W de Yecla-Jumilla) del Altiplano de Yecla-Jumilla. Las calizas y dolomias cretácicas (Prebético Externo) del anticlinal Sierras del Puerto (609 m), Cabeza del Asno y Picacho, actúan como límite septentrional, mientras que el anticlinal meridional viene formado por las calizas, areniscas y margas (Prebético Interno) de las Sierras del Molino (826 m) y Palera (655 m), que delínean el límite del cabalgamiento Subbético y que está controlado por el accidente Socovos-Calasparra (Figuras 2 y 3). El área de estudio se circunscribe entre las cotas del nivel de base actual (200 m) y los escarpes (400 m) de la alineación norte (Lámina 2).

Dentro de esta depresión aparecen, pues, en relación tectonosedimentaria (zonas más septentrionales del área) y con límites meridionales que delínean una discontinuidad (CROESE, 1983), otras pequeñas depresiones relacionadas a las dos últimas subcuencas de la red de drenaje citadas. La Rbl. del Judío disecciona los materiales neógenos comprendidos entre las alineaciones Picacho-El Molar, SW-NE, y S. Larga. La Rbl. del Moro, discurre entre los frentes Ascoy-Beníslarga, al W, y S. De la Pila al E. Estas se presentan asociadas a los cabalgamientos de la Sierras Larga, Benís y La Pila y límites del Ecabezado, Serral y Buey.

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

La deposición de unidades alóctonas empezó a producirse después del depósito de las calizas helvéticas. Las reestructuraciones durante el Tortoniense parece que consistieron en pequeños reajustes finales de los mantos de corrimiento (cabalgamientos). Estos reajustes, al parecer, fueron poco importantes, por lo que se considera al Tortoniense una formación *postmanto* (JEREZ *et al.* 1974b).

En esta facies se distinguen: 1- un Tortoniense marino constituido por conglomerados poligénicos

que intercalan niveles margosos en su pared superior, representados al este de Calasparra, extremo occidental de la S. del Molino, y con calizas bioclásticas y areniscas al NE de la S. de la Palera; y 2- potentes depósitos (continentales) de margas serravalienses y tortonienses (BAENA *et alii.*, 1993b), que aparecen discordantes sobre materiales más antiguos y ampliamente esparcidas al S. de la Sierra del Molino y en la depresión sinclinal existente entre las Sierras del Puerto-Cabeza del Asno (DUPUY & MARÍN, 1962) y Molino-Palera.

En este dominio Prebético estas sedimentaciones son de carácter continental (depósitos lacustres y fluviales). En la vecina y mencionada cuenca de Calasparra-Salmerón (Las Minas), NW de la S. Del Puerto, se ha ilustrado (ELIZAGA, 1990; BELLANCA *et alii.*, 1995) una secuencia sedimentaria que corresponde a 40-60 de depósitos continentales relacionables con los rellenos apreciados en el sinclinal principal.

Los depósitos messinienses de esta Cuenca de Las Minas (ELIZAGA, 1990) son ya continentales (Facies C y D), y presentan un Tramo medio de carbonatos y margas a techo de la discontinuidad citada. La facies D estaría formada por materiales anteriores resedimentados, de fragmentos clásticos, procedentes de los bordes de los márgenes de la cuenca. Las facies de calizas lacustres horizontales documentadas en las subcuencas de las Rbl. del Judío y Sierra del Picacho, depositadas encima de las margas marinas, podrían ser de esta edad (BAENA *et alii.*, 1993b). La Facies E pertenecería ya al Plioceno, y está formada por depósitos expansivos de margas diatomíticas, carbonatos y niveles silicificados (de laminación varvada fina). El Plio-cuaternario se caracteriza por un periodo erosivo. Sobre la superficie disectada se superpone una formación conglomerática fluvial (20-80 m) con areniscas y niveles de arcillas rojas, que rellena los paleorelieves.

Con este momento (Facies E) podrían estar relacionados unas facies conglomeráticas comprendidas entre Calasparra y la Sierra del Algaidón (JEREZ *et alii.*, 1974a). Aparecen con frecuentes paleocanales y encostramientos calizos en su parte superior, La cartografía (E. 1: 50.000) de estos depósitos al pie de la vertiente sur de la alineación Puerto-Cabeza del Asno (JEREZ *et alii.*, 1974a y 1974b) indica unas formaciones de gravedad mixta compuestas por coalescencias de conos detríticos con abundante material clástico calizo subangular. Su vertiente superior estaría formada por un

glacis encostrado de edad plio-cuaternaria (BAENA *et alii.*, 1993a y 1993b; FAUST, 1997). Las características pedogenéticas de estos depósitos corresponderían a horizontes de paleosuelos *petrocálcicos* intercalados con limos/arcillas (ALÍAS *et alii.*, 1986a).

El modelado o formaciones superficiales cuaternarias incluye un sistema de abanicos y *glacis* desarrollados principalmente desde la vertiente sur de la alineación Puerto-Cabeza del Asno (Figuras 2, 3 y 4). Son sistemas relictos de acumulación que ilustran las secuencias temporales de los procesos de agradación/disección y algunas anomalías desencadenadas por la actividad neotectónica comentada. Parte de este proceso puede ser apreciado en la Figura 10. La dirección del sistema es NNW-SSE y los buzamientos son moderados (2-5°). El *glacis*/abanico aluvial Sistema-A (QF-1) es un depósito de morfología encajada (*staged pediment*, MABBUT, 1977) y encostrado formado por conglomerados/limos, arcillas, arenas y costras calcáreas y se ha datado en el Pleistoceno inferior (BAENA *et alii.*, 1993a y 1993b) (Lámina 2.1 y Láminas 5 y 6); mientras que el *glacis*/abanico correspondiente al Pleistoceno medio (Sistema A-B, QF-2) estaría constituido por un depósito erosionado y fuertemente disectado, compuesto por limos y arcillas y abundantes gravas envueltas en láminas carbonatadas; y de estructura fluvial planar-cruzada (*sheet flood*) (Lámina 4). Finalmente, se aprecia un *glacis* (Sistema B) de baja vertiente que correspondería a una superficie estructural relictada erosionada, que actualmente forma una unidad de la pendiente estabilizada con las propiedades físico-químicas y macromorfológicas ligadas a los suelos de margas estructurales (ALÍAS *et alii.*, 1982).

En estas últimas abundan las litologías blanquecinas y grisáceas, muy calizas (54-62 %) y de textura limo-arcillosas y estructura poliédrica subangular y laminar. Los índices de yeso son moderados (0.02-0.05) (ALÍAS *et alii.*, 1982) Suelen presentar agregados ovoides (20 Δ) (Perfiles M5, 6 y 7: ALÍAS *et alii.*, 1982), aunque su geometría más característica es la de bloques angulares masivos (ALÍAS *et alii.*, 1986a y b). En términos generales (ALÍAS *et alii.*, 1982), en su composición mineralógica abundan los minerales residuo de la alteración de minerales metamórficos resistentes a la alteración (turmalina, circón, rutilo, granate, etc.). La composición de las arcillas es principalmente de esmectita e illita. Estos

pedimentos erosionados proceden de un modelo en el que la actividad tectónica y los procesos erosivos y de disección determinaron a largo plazo un sistema de pedimentos desconectados de la pendiente principal.

TIPOS DE SUELOS DOCUMENTADOS Y DISTRIBUCIÓN DE RESTOS ARQUEOLÓGICOS

Sobre esta superficies relictas y asociados a los abundantes mantos de *desert pavement* erosionado (molasa de calizas y cuarcitas), aparecen los artefactos líticos distribuidos aleatoriamente en las pendientes (Láminas 7 y 8). En la Figura 3 se puede apreciar un esquema geomorfológico del sector y la localización de los sitios arqueológicos. En las Tablas 1-6 aparece una relación entre niveles arqueológicos y horizontes pedogénicos y sus propiedades físico-químicas y sedimentológicas.

Desde el punto de vista cartográfico (Figura 4) y analítico (Tablas 1-6) deducimos que existe una relación entre los tipos de suelos individualizados y los sistemas de *glacis*/abanicos aluviales distribuidos en la pendiente. Sin embargo, se producen algunos matices. El manto aluvial identificado como perteneciente al Pleistoceno medio (BAENA *et alii.*, 1993a y b), parecer ser, más bien, un exponente de un proceso de erosión total sufrido por el manto originario de este momento (Sistema A-B), originando actualmente un tipo de suelo y superficie asimilable a un *Torriorthents*; es decir una superficie de erosión del tipo Sistema B (Tablas 1 y 4 y Lámina 1). Sus trazas de manchas amarillo-herrumbrosas (3-5% en volumen) distribuidas en los horizontes Ck y C (+ 35 cm), podría representar elementos relictos de paleohidromorfia ligados a su proceso de formación original. Esta superficie y suelo serían encuadrables, más bien, dentro de procesos de incisión y erosión (más atenuados) posteriores a los acaecidos durante el Pleistoceno medio. Nuestros datos físico-químicos sobre los suelos pertenecientes al sistema A-B y B se pueden apreciar en la Figura 9. Aquí se representa la fracción sedimentológica < 2 mm y el contenido de carbonatos total (A), el contenido de materia orgánica, *ratio* carbono/nitrógeno (C/N) y Ph (B), así como la capacidad de intercambio catiónico y la conductividad eléctrica (C).

Las características climáticas (déficit hídrico) y la acumulación en sus horizontes de elementos

como Na⁺ y CO₃Ca y cementación, emparenta a estos suelos al gran orden de *Aridisoles*. Por otra parte, según la clasificación de suelos con características macromorfológicas atribuibles a pasados pedogénicos (NETTLETON *et alii.*, 2000: Tab 1), estos suelos se encuadraría dentro de los *Paleoridisols*.

En la clasificación de *Soil Taxonomy* de 1975 (United States Department of Agriculture. Washington, DC) los *Aridisoles* se dividían en dos grandes grupos: *Argids* y *Orthids*. En posteriores revisiones se han modificado algunos elementos descriptivos y la nomenclatura de los horizontes diagnóstico; de forma especial en lo relativo al grupo de *Orthids*.

Según el sistema de clasificación americano (*Soil Taxonomy. A Basic System of Soil classification for making and interpreting Soils Surveys*. United States Department of Agriculture. Washington, DC, 1999), estos suelos se encuadrarían en el orden de los *Aridisoles*. Este orden alberga subgrupos diferenciados por las características de sus horizontes diagnóstico. Así, se establece los grupos *Argílicos* (acumulación e iluviación de silicatos de arcilla), *Nátricos* (argílicos con abundante Na⁺ intercambiable), *Cálcicos* (acumulación de CO₃Ca, Ca⁺⁺ y Mg⁺), *Gypsicicos* (acumulación de sales [SO₄Ca₂] menos solubles que ClNa), *Sálicos* (acumulación de sales (p. ej. ClNa) por capilaridad y evaporación), *Cámbicos* (alteración y relocalización de minerales), *Petrocálcicos* (cementación de CO₃Ca), *Petrogypsicicos* (cementación de SO₄Ca₂) y *Duripanes* (cementación mineralógica). Todos tiene en común la presencia de un epipedón ócrico (pálido).

En el suborden de *Argidos* o *Argílicos* (*argilla*=arcilla) se incluye un gran grupo formado por *Durargidos*, *Nadurargidos*, *Natrargidos*, *Paleárgidos* y *Haplárgidos*. Entre estas variantes destacan en nuestro contexto los tipos *Paleárgidos*, *Petroárgidos* y *Haplárgidos*. Los *Paleárgidos* son árgidos antiguos; presentan un horizonte argílico espeso y rojizo (Bt), en ocasiones de contenido de arcilla >35% y presencia de cutanes, así como un límite o cambio textural abrupto en la parte superior del perfil (ócrico). Los *Petroárgidos* albergan, además de las características anteriores, un horizonte de CO₃Ca cementado (Ckm) dentro de 100 cm desde la superficie del suelo. Pueden presentar también cementaciones de yeso (*Petrogypsicicos*). Por su parte, los

<i>Nivel</i>	<i>horizonte</i>	<i>Profundidad</i> (<i>cm</i>)	<i>Munsell</i> <i>color</i>	<i>C/N</i>	<i>pH</i>	<i>EC</i> (<i>dS/cm²</i>)	<i>CaCO₃</i> (%)
1	Ap	0-36	5Y7.5/2	9,5	8	0,65	60,5
2	Ck	36-55	5Y8/2	10,1	8,2	0,49	60,1
margas	C	>55	5Y8/2	13,5	8,2	0,67	56,1
1	Ac	0-25	5Y7.5/2	12,5	7,9	0,46	51
2	C1	25-48	5Y8/2	11,2	8,1	2,1	68
3	Ck1	48-80	5Y8/2	27,5	8	0,56	40,6
margas	C2	>80	5Y8/2	10,1	8,9	0,35	45,6

Tabla 1: Propiedades físico-químicas de los suelos correspondientes al Sistema B o superficie de erosión sobre margas.

<i>Nivel</i>	<i>horizonte</i>	<i>Profundidad</i> (<i>cm</i>)	<i>Munsell</i> <i>color</i>	<i>C/N</i>	<i>pH</i>	<i>EC</i> (<i>dS/cm²</i>)	<i>CaCO₃</i> (%)
1 (QF-2)	Ah	0-16	10YR3.5/3	7,1	8	1,37	47,1
2 (QF-2)	Ck1	16-48	7.5YR6.5/2	6,8	8,2	0,76	65,8
3 (QF-2)	Ck2	48-79	7.5YR6.6/3	6,7	8,5	0,87	62
4 (QF-2)	C	>79	7.5YR6.6/5	2,9	8,9	1,1	54,5
1 (QF-2)	AC	0-15	10YR3.5/3	9,1	8	1,31	30,5
2 (QF-2)	Ck1	15-28	7.5YR6.5/2	25,6	8,5	0,70	45,7
3 (QF-2)	Ck2	>28	7.5YR6.6/3	20,1	8,8	0,56	40,5

Tabla 2: Propiedades físico-químicas de los suelos correspondientes al Sistema A-B o abanico aluvial de edad Pleistoceno medio (QF-2).

<i>Nivel</i>	<i>horizonte</i>	<i>Profundidad</i> (<i>cm</i>)	<i>Munsell</i> <i>color</i>	<i>C/N</i>	<i>pH</i>	<i>EC</i> (<i>dS/cm²</i>)	<i>CaCO₃</i> (%)
1 (QF-1)	Ah	0-14	10YR3.5/3	10,3	8	0,54	43
2 (QF-1)	Ck	14-39	7.5YR6.6/3	9,5	7,8	1,10	72,1
3 (QF-1)	Ckm	>39	7.5YR6.6/3			0,87	90,1
1 (QF-1)	Ah	0-16	10YR4/3	9,8	8,2	0,80	38
2 (QF-1)	Ckm	>16	7.5YR6.6/3				78,7
1 (QF-1)	Ckm	0-103	10YR3.5/3				79,9
2 (QF-1)	Bt	103-136	10YR4/3	2,5	7,8	1,1	45,9
3 (QF-1)	Ck	>136	7.5YR6.6/3	6,8	8,5	0,76	56,8
1 (QF-1)	Ah	0-12	10YR3.5/3	9,7	7,9	0,65	39,9
2 (QF-1)	Ckm	12-68	7.5YR6.6/3				80,6
3 (QF-1)	Ck	>68	7.5YR6.6/3	7	8,6	0,98	48,9

Tabla 3: Propiedades físico-químicas de los suelos correspondientes al Sistema A o abanico aluvial de edad Pleistoceno inferior (QF-1).

<i>Nivel</i>	<i>horizonte</i>	<i>cota (cm)</i>	<i>arcilla (<0.004)</i>	<i>limo (0.004-0.063)</i>	<i>Arena fina y muy fina (0.063-0.25)</i>	<i>Arena media (0.25-0.50)</i>	<i>Arena gruesa y muy gruesa (0.50-2)</i>
1	Ap	0-36	28,5	54,7	14,4	1,4	0,6
2	Ck	36-55	33,6	58,9	6	0,3	0,2
marls	C	>55	32	59,2	7,9	0,5	0,2
1	Ac	0-25	24,16	57,31	16,4	2,1	0,3
2	C1	25-48	25,9	56,21	17,8	1,5	0,3
3	Ck1	48-80	24,7	60,7	13,9	0,6	0,1
marls	C2	>80	26,6	59,5	11,8	1,2	0,9

Tabla 4: Granulometría de los suelos correspondientes al Sistema B o superficie de erosión sobre margas.

<i>Nivel</i>	<i>horizonte</i>	<i>cota (cm)</i>	<i>arcilla (<0.004)</i>	<i>limo (0.004-0.063)</i>	<i>Arena fina y muy fina (0.063-0.25)</i>	<i>Arena media (0.25-0.50)</i>	<i>Arena gruesa y muy gruesa (0.50-2)</i>
1 (QF-2)	Ah	0-16	12,7	43,4	33,2	6,2	3,8
2 (QF-2)	Ck1	16-48	8	39,8	20,4	13,6	17,6
3 (QF-2)	Ck2	48-79	6,4	32	17,8	15,2	28,4
4 (QF-2)	C	>79	9,7	20,3	20,3	14,7	34,9
1 (QF-2)	AC	0-15	16,62	38,53	35,5	14,5	4,85
2 (QF-2)	Ck1	15-28	10,73	13,83	24,8	20,5	30,1
3 (QF-2)	Ck2	>28	8,81	20,82	20,6	21,3	29,8

Tabla 5: Granulometría de los suelos correspondientes al Sistema A-B o abanico aluvial de edad Pleistoceno medio (QF-2).

<i>Nivel</i>	<i>horizonte</i>	<i>cota (cm)</i>	<i>arcilla (<0.004)</i>	<i>limo (0.004-0.063)</i>	<i>Arena fina y muy fina (0.063-0.25)</i>	<i>Arena media (0.25-0.50)</i>	<i>Arena gruesa y muy gruesa (0.50-2)</i>
1 (QF-1)	Ah	0-14	15,5	52,1	25,4	2,8	4
2 (QF-1)	Ck	14-39	13,6	68,5	10,5	2,9	4,6
3 (QF-1)	Ckm	>39					
1 (QF-1)	Ah	0-16	16,8	32	31,4	18,8	1
2 (QF-1)	Ckm	>16					
1 (QF-1)	Ckm	0-103					
2 (QF-1)	Bt	103-136	32,5	35,7	18,5	8,9	4,4
3 (QF-1)	Ck	>136	13,4	36,5	25,7	15,7	8,7
1 (QF-1)	Ah	0-12	15,5	34,9	20,8	19,8	9
2 (QF-1)	Ckm	12-68					
3 (QF-1)	Ck	>68	12,4	37,5	23,5	15,9	10,7

Tabla 6: Granulometría de los suelos correspondientes al Sistema A o abanico aluvial de edad Pleistoceno inferior (QF-1).

Haplárgidos son árgidos que tienen un débil/moderado desarrollo de horizonte argílico y desarrollan una carbonatación moderada en la parte inferior del perfil.

El suborden de *Orthids* alberga un gran grupo que en la *Soil Taxonomy* (7th USDA, 1975) se disponían en 7 variantes: *Salortidos* (Horizonte sálico y presencia de tabla de agua dentro 100 cm del perfil= actuales *Aquisalids*), *Paleorthidos* (desarrollo de horizonte de CO₃Ca cementado [Ckm] dentro de 100 cm desde la superficie del suelo), *Durortidos* (desarrollo de duripan dentro de 100 cm del suelo= actuales *Haplodurids*), *Gypsiorthidos* (desarrollo de horizonte petrogypico dentro 100 cm del suelo= variantes actuales –según componente mineralógico- de *Petrogypsids*, *Natrigypsids*, *Argygypsids*, *Calcigypsids* y *Haplogypsids*), *Calciorthidos* (presencia de horizonte cálcico distribuido en todo el perfil) y *Camborthidos* (cambio y redistribución mineralógica= actuales *Aquicambids*, *Petrocambids* y *Haplocambids*). Entre estas variantes destacan en nuestro contexto los tipos *Paleorthidos* (actuales *Petrocalcids*) y *Calciorthidos* (actuales *Haplocalcids*). Son suelos con contenidos de carbonatos muy elevado que tiende a causar un déficit en hierro y fósforo.

A su vez, existen modificaciones de estos grandes grupos, cuyos adjetivos tratan de establecer una distinción específica. Así, por ejemplo, los árgidos definidos por la presencia de un débil/moderado horizonte argílico y una acumulación de carbonatos en la parte inferior del perfil (*Haplárgidos*) serían *Typic Haplárgids*. Mientras que *Lithic Haplárgids* presentan, además de las características anteriores, un contacto lítico (roca estructural) dentro de 50 cm del perfil.

Por último, se reconoce en nuestro contexto, y asociado a las superficies de erosión de los pedimentos de margas, el grupo de *Typic/Xeric Torriorthents* (entisoles).

CRITERIOS DE DISTINCIÓN PEDOGENÉTICA ENTRE LOS ARIDISOLES

Los *suelos relictos* deben ser suelos “pedogénicos” y no “geológicos” (NETTLETON *et alii.*, 1989: 59-60). Un suelo geológico es un depósito expuesto en una superficie que alberga vegetación, pero que no manifiesta horizontes pedogenéticos a pesar de ser muy antiguos. Un *suelo pedogénico* presenta, por el contrario, horizontes pedogenéticos o restos de ellos. Estos horizontes se formaron mientras que la superficie que

sirve de material geológico base se mantuvo estable durante largo tiempo. El horizonte pedogenético es un nivel de alteración que se dispone discordante con respecto a la estructura macroscópica y fábrica microscópica del depósito geológico.

Algunas de las más recientes clasificaciones taxonómicas de paleosuelos (NETTLETON *et alii.*, 1998; NETTLETON *et alii.*, 2000) distinguen –de forma básica- tres modelos de manifestación: a) enterrados (*kryptic*); b) exhumados (incluyendo *pediments* o *lithic*); y c) relictos (*enduric*). Estas clasificaciones se basan en los tipos definidos en el Soil Survey Staff (*Soil Taxonomy. A Basic System of Soil classification for making and interpreting Soils Surveys*. United States Department of Agriculture. Washington, DC, 1999). Si bien algunas de las variantes de paleosuelos enterrados y exhumados son –de forma relativa- distinguibles en las prospecciones de campo, sin embargo, la variante *relict* o superficial presenta mayores dificultades a la hora de ser reconocida como tal. El estatus de estos últimos suelos (relictos) debería responder a un modelo sostenido de estabilidad y de incipiente erosión. Ruhe (1975) ya definió este modelo superficial como producto de la existencia de paleosuperficies que no han sido enterradas por ciclos o fases de sedimentación. NETTLETON *et alii.*, (1998 y 2000) participan de esta misma definición y opinan que este estatus es –desde el punto de vista temporal- retrotraible a las fases de formación pleistocénicas. Estos últimos autores también enumeran algunas de las características de los horizontes diagnóstico ligados a estos paleosuelos. No obstante, estos autores también señalan que la cuestión no es sencilla y presenta alguna complejidad. La base de partida estriba en la identificación de suelos definidos como *aridisoles* (NETTLETON & PETERSON, 1983; MCFADDEN *et alii.*, 1987), y entonces intentar inferir si en estos suelos han sucedido posibles paleoprocesos que instaran a ser clasificados como *paleoaridisoles*.

Teniendo en cuenta que algunas de las propiedades físico-químicas del perfil (contenido e interacción de sales, yesos y carbonatos) pueden variar dentro de una escala espacio-temporal (OLSON & NETTLETON, 1998), se ha propuesto el diagnóstico de otros elementos (NETTLETON *et alii.*, 2000). De forma sinóptica, las propiedades que parecen definir –dentro de 1 metro de suelo- a estos *paleoaridisols* son las siguientes:

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

Manifestación en superficie de una estructura vesicular o costras.

Floculación de argilanes en el horizonte B superior.

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

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

Uno de los problemas al que se enfrentan los geomorfólogos y edafólogos es precisamente el de intentar identificar y relacionar cronológicamente estas posibles paleosuperficies en relación con la evolución de otras formaciones superficiales cuaternarias del sistema y sus características ecológicas (MACK *et alii.*, 1993). Actualmente, además de las características geométricas (espaciales) o modelado de un depósito determinado distinguible (p. ej. abanicos aluviales, glaciares, etc.), para establecer la estratigrafía o una subdivisión estratigráfica de un depósito sedimentario (como amplio manto), se tiene en cuenta el grado de relación o conexión de los horizontes distintivos como paleosuelos que corresponderían a las antiguas superficies del paisaje (*geosols*) (RETTALLACK, 1998). Esta, sin embargo, debe partir del análisis (pedogénico) de los procesos de interacción que suceden dentro y entre los elementos que componen el suelo y que contribuyen a su dinámica (PAWLUK, 1978). Como hemos comentado, sobre estas formaciones superficiales o depósitos geológicos pueden existir paleosuelos enterrados, exhumados y relictos (NETTLETON *et alii.*, 1998; NETTLETON *et alii.*, 2000); estos dos últimos en exposición subaérea y los primeros generalmente enterrados (p. ej. horizontes petrocálcicos). Estos paleosuelos enterrados dependen de las variaciones entre los horizontes del suelo, contenidos de arcillas, hierro y carbonatos (BIRKELAND, 1990), incluyendo procesos de neoformación de arcillas (2:1) en los horizontes de acumulación (p. ej. luvisoles), horizontes argílicos (Bt) meteorizados, rubefacción de arcillas (hematites), probablemente ligadas a las deshidrataciones de los hierros libres durante las estaciones calurosas (SCHWERTMANN & CORNELL, 1991), y reprecipitaciones de carbonatos que originan los citados horizontes petrocálcicos (*Petrocalcids*) y cálcicos (*Calciorthids*), cuya profundidad y nodulación en los respectivos horizontes

dependerá de la intensidad y frecuencia de las precipitaciones (RETTALLACK, 1994) dentro de un modelo climático semiárido de contrastes ambientales a largo plazo (p. ej. formación cíclica de láminas carbonatadas durante las alternancias de fases húmedas y secas pleistocénicas: NETTLETON, 1991; ALONSO-ZARZA *et alii.*, 1998).

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

Los restos arqueológicos se distribuyen en las superficies de ambos mantos y suelos pertenecientes al Pleistoceno medio y superior. De forma que para poder acceder al modelo y secuencia temporal de su formación, es necesario establecer antes un modelo evolutivo de erosión/estabilización de estas superficies.

GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA DE LOS ABANICOS ALUVIALES

Gran parte de las unidades geomorfológicas cuaternarias individualizadas (abanicos aluviales y glaciares), como veremos más detenidamente, revelan una actividad neotectónica (desde el Tortoniense superior) causada por accidentes en dirección NE-SW, N140E y EW. Pero las variaciones climáticas pleistocénicas fueron las responsables de los procesos (climáticos) que a corto plazo originaron los tipos de suelos apreciados actualmente. Los horizontes K y otros estadios de car-

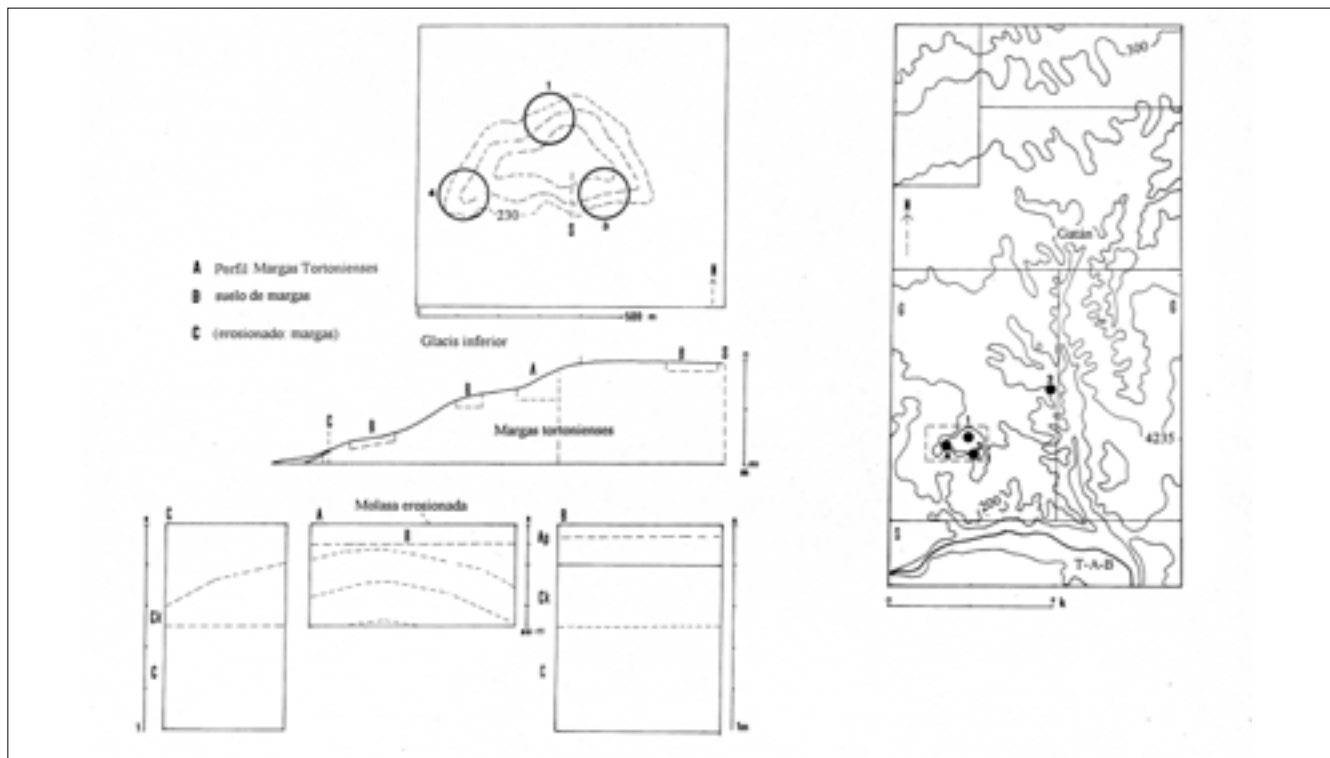


Figura 5. Topografía y estratigrafía de los yacimientos Gatán 1, 3 y 4.

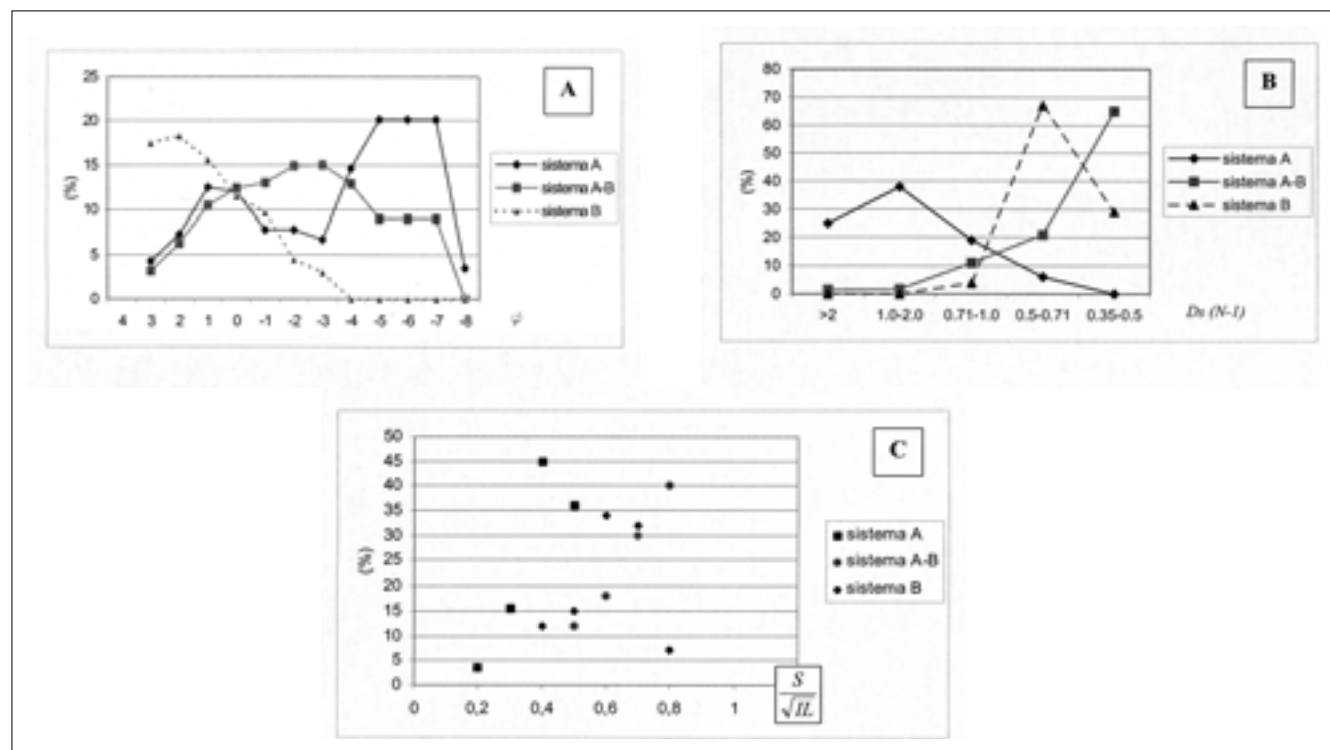


Figura 6. A: Granulometría de las fracciones de arena y de grava de los sistemas aluviales; B: Modelo de clasificación de los clastos; C: Morfología (índice de esfericidad) de los clastos: L= longitud mayor; I= longitud intermedia; S= longitud menor.

bonatación, así como los depósitos argílicos (Bt) son indicadores de la actual persistencia de condiciones pedogénicas pasadas (p. ej. MENGES, 1990).

De forma especial, son los accidentes N140E los que producen un mayor número de incidencias o anomalías en los depósitos cuaternarios del sector. El rasgo geomorfológico más significativo de este control serían los basculamientos de los sistemas de abanicos aluviales y los encajamientos del nivel de base regional durante el Pleistoceno inferior-medio. Aunque de igual forma, las estructuras EW parecen haber causado una elevación de bloques a la que se le puede asociar también tramos de encajamiento anómalo del río Segura, alineaciones de cuesta (Rbl. Del Moro) y ejes de pliegues que afectan a los sistemas de glaciares y abanicos.

La dinámica compresiva comentada debió influir en la depresión de Calasparra-Cieza a lo largo de su desarrollo de su sistema fluvial, mediante un levantamiento de los bloques marginales anexos a los ejes principales (anticlinales mesozoicos, SW-NE, Puerto-Asno-Picacho y, W-E, Molino-Palera), controlados por el accidente Socovos-Calasparra (WN), juego de fallas subparalelas de Calasparra-Cieza (W-E) y fallas de control del bloque septentrional (Rbl. Del Moro y alineación Puerto-Asno). El levantamiento neotectónico de las estructuras que, según comentamos, heredan y reproducen un *trend* anterior, originaría las deformaciones ligadas a las formaciones superficiales cuaternarias (*glaciares* y abanicos), creando un umbral erosivo, basculado y localmente fallado, que agrandaría los sectores medios y bajos de la cuenca (formando glaciares erosionados con materiales derivados del piedemonte o *glaciares* superior pliocuaternario o depósitos pertenecientes a la fase inicial de agradación y primer nivel de base: T + 40 m). Proceso ligado a una fase extensiva de disección (Pleistoceno inferior-medio) de la red de drenaje debido a las capturas fluviales y subsecuentes erosiones remontantes que incluyen procesos de deflexión de los canales de los glaciares-abanicos desde sus partes altas a las zonas distales.

La principal característica geomorfológica derivada, por ejemplo, de la incidencia de los accidentes NE-SW es la ausencia de sistemas de golfos en las zonas distales de los abanicos aluviales. De forma que actualmente se aprecia un contacto de perfil rectilíneo y pendientes moderadas (5-1.5°) constante entre los sistemas fluviales de glaciares-abanicos y formas mixtas de gravedad

(piedemontes) hasta el Pleistoceno superior, constituido, según nuestros datos, no por abanicos, sino por glaciares (de baja vertiente) de erosión o modelados sobre las superficies estructurales erosionadas (suelos de margas: *Sistema B*).

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

Algunas anomalías apreciadas en algunas de las formaciones superficiales cuaternarias del sector (piedemontes de edad Pleistoceno medio de la S. Larga), tales como fenómenos de superposición, pueden ser debidos a una tasa de elevación del frente montañoso superior al poder de encajamiento de los arroyos que lo drenan, seguida de una subsidencia de la Cuenca. El glaciar formado en la vertiente sur de la S. de la Cabeza del Asno pertenece también a estos momentos (JEREZ *et alii.*, 1974a; BAENA *et alii.*, 1993b y 1993a), y se le aprecia asociado un solapamiento de sus superficies, fuertemente diseccionadas por los encajamientos fluviales, debido al mismo fenómeno de elevación y posterior basculamiento y formación de fallas cortas subparalelas. Estas disecciones –en algunos sectores– se mantienen sin alcanzar un punto de intersección (tipo F de HARVEY, 1996) y no modifican la superficie de los abanicos conservativos o proximales.

Esta dinámica parece haber ocasionado un sistema de *pediment* que se han desarrollado en torno a los relieves estructurales. Son depósitos de geometría o planta triangular o trapezoidal con ápices generalmente desconectados y enfrentados al escarpe y, en su caso, al nivel anterior de glaciares; permaneciendo sus vertientes más bajas conectadas a sectores aluviales y de erosión configurados por glaciares-terrazas (HARVEY, 1987). Su génesis se produce cuando los depósitos de agradación (moladas y calizas pliocuaternarias) estratificados horizontalmente sobre las superficies estructurales de margas, sufren una actividad epigeométrica (levantamiento-subsidencia de las formaciones o depósitos, basculamiento y, en casos fallas, creándose un umbral erosivo que colmata hacia las pendientes de

recepción) seguida de una fase de incisión y fuertes encajamientos de la red de drenaje (zona de confluencia de regueros tributarios), la cual produce importantes procesos erosivos de las superficies de acumulación (HOLLBROK & SCHUMM, 1999).

Esta dinámica morfogénica tiende dentro de un proceso que supone secuencias temporales de agradación/incisión, a crear superficies relictas y aisladas que evolucionan tanto en las pendientes medias como en las bajas vertientes, de forma desconectadas de los sectores más elevados. Los procesos erosivos tienden a formar una cobertera de material detrítico (calizas y cuarcitas) y una diferenciación de suelos que, según nuestros datos, ilustra esta secuencia temporal de agradación-erosión para el periodo pleistocénico.

En este sentido, los controles que afectan al desarrollo del sistema fluvial de la cuenca y formaciones superficiales o depósitos sedimentarios, son factores relacionados (intrínsecamente) a la cuenca (topografía y dinámica sedimentaria: tipos de sedimentos originados y comportamiento dentro de la dinámica de agradación/disección del sistema) y factores más externos, relacionados con el citado control tectónico, fluctuaciones climáticas y, en un menor grado, eustáticas.

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

En este sentido es más apropiado o razonable ligar ambos controles (tectónico y climático) a la hora de analizar los procesos de formación de los depósitos cuaternarios (HARVEY, 1987, 1988, 1990, 1996). Se trataría de un proceso en el que las condiciones climáticas (balances pluviométricos) producen rápidas respuestas en el sistema de desarrollo de los abanicos. Un descenso en el índice de activación de la tasa de elevación tectónica, demoraría este desarrollo. ALLEN & DENSMORE (2000) han indicado que una alta frecuencia de cambios climáticos tenderá a imponerse o desdibujar ("overprint") la identificación de las bajas frecuencias de las variaciones tectónicas en el registro estratigráfico de abanicos aluviales. HARVEY (1987,

1988, 1990, 1996) opina que los procesos de *gullying* en la superficies y de *downcutting* de los canales incisos se producen sobre depósitos primarios de *debris flow* y *sheetflood*. El cambio de agradación activa a los procesos de incisión se debe a una disminución de sedimento originario de la cuenca de drenaje. Este cambio lo establece este autor en relación a los procesos de aridificación desde el Pleistoceno medio. BLAIR & McPHERSON (1994) argumentan que esto se puede deber a un proceso sedimentario intrínseco. La remoción superficial de los procesos primarios mediante intervalos e intensidad de eventos bajos pueden causar este proceso. El contexto de bajo relieve y de tectónica amortiguada de estos abanicos del SE hispano sugiere que los procesos primarios catastróficos son episodios muy incipientes, mientras que los procesos secundarios son los que dominan.

En función de estos pedimentos diferenciados en la evolución de la pendiente, de sus tipos de suelos (sedimentología y propiedades físico-químicas) y de la propia posición de los artefactos líticos documentados (en sectores no roturados o alterados antrópicamente), se propone la siguiente secuencia temporal:

Fase deposicional *sintectónica* (SILVA *et alii.*, 1992) desarrollada en las pendientes más pronunciadas anexas a los frentes, y de estilo de agradación proximal (*offlap*) progradante (*debris flow*). Se trata de un abanico de base de arcillas y gravas y de desarrollo a techo de una potente costra caliza. Corresponde a un suelo petrocálcico. Su edad es Pleistoceno inferior-medio.

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*). Se produce reactivación (*backfilling*) de los sectores del frente y apicales. Se trata de suelos de limos, arenas y gravas redondeadas (*Calciorthids*), que se disponen de forma planar y cruzada. Su edad es Pleistoceno medio.

Fase *post*-tectónica en la que se producen disecciones (*Fanhead trench*) (HARVEY, 1987, 1988, 1990, 1996) de las zonas apicales y distales, en donde 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). Su edad es Pleistoceno medio final-superior.

Ligados a las secuencias B y C descritas (tipo C de HARVEY, 1990, 1996), se producen en los puntos de

intersección o desconfinamiento del canal una erosión (*scour*) que tiende a depositar mantos de gravas dentro de una matriz de limos y arenas (tipo *lobe sieve*). Un evento pluvial activa (*sheet flood*) este como deposicional y arrastra en suspensión las partículas de finos que se depositarán en los sectores distales del abanico (lóbulo deposicional activo). La medición del modelo de clasificación (calibre) de la fracción de arena y grava es orientativo a la hora de determinar en toda la secuencia los tipos de flujos que activaron la sedimentación (IBBEKEN *et alii.*, 1998; BLAIR & McPHERSON, 1999). En la Figura 6 se comparan estos calibres y las desviaciones estándar (N-1) de su modelo de clasificación, estipulados a partir de 45 puntos de medición en campo. Las secuencias ilustran un modelo granodecreciente y de mayor granoclasificación conforme los sistemas progresan en la pendiente. Aspecto que indican el posible cambio de estilo de sedimentación aluvial comentado.

Los clastos que permanecen se ven desprovistos de matriz y forman mantos tenues (1-3 filas) y dispersos (BLAIR & McPHERSON, 1994a y b; HARVEY, 1999, 1996). Estos canchales -tipo *desert pavement* (COOK, 1970; MCFADDEN *et alii.*, 1987; WELL *et alii.*, 1985)- cubren (de forma diferencial) a gran parte de las superficies (*pediments*) de erosión (Figuras 12, 13 y 14) .

ESTRATIGRAFÍA DE LOS ABANICOS ALUVIALES

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

Los *procesos primarios* producen acarreo sedimentario desde la cuenca de drenaje al abanico. Consisten en agradaciones y aportes distales. Se producen por *flashfloods* ocasionales y de corta duración; pueden ser ocasionados por tormentas y tectónica, y tienen un carácter catastrófico. En nuestro contexto geomorfológico han dominado los ocasionados por corrientes fluviales: *debris flow*, *sheet flow*. De forma aparente no se aprecian facies ligadas a fenómenos de gravedad. En la actualidad el flujo discurre a través de los canales incisos.

Los *procesos secundarios* consisten en la remoción y modificación de los sedimentos y depósitos anteriores. Dominan la superficie del abanico. Erosión y degradación son los procesos principales. Excepto por terremotos y *overland flow*, no se 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.

DEBRIS FLOW

Los *debris flow* y depósitos hiperconcentrados se localizan en las partes o segmentos proximales. En la parte media el crecimiento se debe a *grain flow* de los canales (BRIERLEY *et alii.*, 1993; AMAJOR, 1986).

Los procesos de *debris flow* se deben a dos mecanismos básicos: A) Por un lado a una transformación de un deslizamiento coluvial húmedo en *debris flow* por la acción del agua y aire a través del *jostling*. Lo que produce deformación y pérdida de individualidad de las partículas en su desarrollo en la pendiente. Requiere de la presencia de agua en el coluvio y sucede después de fuertes lluvias o deshielos (MATHEWSON *et alii.*, 1990). La fuerza cohesiva se debe al contenido de arcillas y al efecto *buoyant* que se produce por una alta concentración de granos gruesos. La respuesta diferencial de los *boulders* a fuerzas dispersivas y *buoyant* (causadas por diferencias de densidad entre ellos y el resto del material) produce que los clastos se concentren en el techo del frente (FISHER, 1971). El *debris flow* se mueve de forma laminar y su falta de turbulencia lo hace no muy erosivo, aunque acarree bloques de gran tamaño (RODINE & JOHNSON, 1976).

El *debris flow* puede ser rico o pobre en clastos. Estos dependen del volumen de grava. Son procesos, sin embargo, muy parecidos y de fuerza similar, y dependen de las características de las gravas (Johnson, 1984). Así, se denomina como *rubbly debris flow* a los ricos en clastos y *mudflow debris flow* a los pobres en gravas. En nuestro contexto alternan ambas facies. La presencia de un canal inciso grande se debe al crecimiento progresivo del abanico a través de la progradación del lóbulo.

Estos depósitos se manifiestan de forma cohesiva o sin matriz. El *debris* no cohesivo es un tipo rico en clastos que se genera en ausencia de arcilla. Esto supone

una merma en su fuerza cohesiva del fluido. El sedimento se soporta por la acción de fuerzas dispersivas, turbulentas, buoyant y granoestructuradas. Estos son más susceptibles de ocasionar erosión debido a la falta de matriz. Los *debris flow* más cohesivos alcanzan más longitud en la ladera debido a que las arcillas reducen el stress entre los clastos, impidiendo fricciones (RODINE & JOHSON, 1976).

Los *debris flow* ricos en clastos (cohesivos o no) aparecen en los abanicos como lóbulos o *levees*, ya sea dentro del canal inciso o en la superficie. Suelen rellenar canales anteriores. Los *levees* se producen por el desplazamiento lateral del sedimento grueso del frente o cara del flujo (JOHSON, 1984). Estos *levees* representan ridges paralelos de sedimentos dejados después del que el fluido haya remitido y de que el *debris flow* se haya ido al frente del lóbulo.

El estadio de remite del fluido de descarga suele erosionar y llevarse los sedimentos finos del depositado *debris flow* (JOHSON & RAHN, 1970). Este proceso se produce por una descarga desde la cuenca de drenaje de agua almacenada por anomalías de la pendiente que inició la actividad del *debris flow* (MATHEWSON *et alii.*, 1990). Los *debris flow* pobres en clastos no forman *levees* y sus lóbulos son más delgados y originan lóbulos que ajustan la topografía preexistente y tienen superficie plana por falta de clastos.

PROCESOS DE FLUIDO-GRAVEDAD

Son procesos condicionados por fluidos no newtonianos que carecen de *shear streng* y tanto sedimento como agua aparecen separados durante el transporte. El mecanismo de soporte del fluido es la turbulencia. El transporte resulta, pues, de la suspensión, salto y rodamiento del sedimento a lo largo de la base del fluido por la transferencia de energía del movimiento del agua a las partículas. La concentración de sedimento en el fluido de agua es menor o igual 20% por volumen, con fluidos de 20-47% (hiperconcentrados), que alcanzan valores de *shear stress*, si bien su soporte sigue siendo la turbulencia.

Existen dos tipos de fluidos-gravedad: *sheet flood* (no canalizados o confinados; fluido en lóbulos) y fluidos canalizados. Ambos se deben a descargas desde la cuenca de drenaje por fuertes lluvias (catastróficos). Según algunas observaciones sobre abanicos activos

(BLAIR, 1987), se pueden ocasionar depósitos de *sheetfloods* de 5 m de *boulders* y arena estratificada. Forman series alternantes interestratificadas de 5-20 cm de *pebble/cobble gravel* y arena laminada con grava.

La deposición de grava se debe a un *wash-out* en la fase de construcción de la antiduna. Mientras que la deposición de arena granular se debe a la caída de la carga suspendida después de la destrucción de la antiduna. Este proceso repetitivo de formación y destrucción de la antiduna puede formar más de 15 estratos de arena granular y grava. En la zona distal del abanico se deposita una estratificación planar e arena granular procedente de los estratos de grava. Durante la fase de remite del fluido se produce una incisión de la superficie por un canal de 4-5 m de ancho por 0.4 de profundidad. En los canales incisos los clastos confinados pueden ser erosionados, llevándose la corriente los finos y dejando un nivel plano de *cobbles* y *boulders*.

PROCESOS SECUNDARIOS

Entre estos procesos priman los eventos de agias superficiales (*overland flow*), lóbulos de tamiz (*sieve lobe*) y canales distributivos tipo *braided*.

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 & OBERLANDER, 1971). Estos fluidos causan *rills*, *gullies* de *c.* 1m de potencia. En el lecho aparecen lag de gravas ocasionados por los lavados de los finos. Estos *gullies* presentan un modelo radial de distribución desde el ápice o punto de intersección. La acción eólica suele ganar finos que dejan un inamobile *desert pavement* que protege a la superficie de la erosión.

Sieve lobes son lóbulos que se forman a partir de depósitos de *debris flow*. Se manifiestan clastosoportados o sin matriz y representan a la parte superficial de lóbulos de *debris flow* ricos en clastos cuya matriz de finos fue removida por *overland* secundarios (BLAIR, 1987; NEMEC & POSTMA, 1993). En nuestro contexto, las gravas erosionadas se debieron, pues, formar como *debris* dentro de un profundo perfil meteorizado bajo un clima más húmedo y fueron desmantelados sobre la roca estructural al ser removida la matriz de finos durante climas más áridos del Neógeno-Cuaternario (p. ej. OBERLANDER, 1972). En la Figura 11 reproducimos

un esquema que ilustra los procesos de formación, pedogénesis y de erosión de estos suelos.

Los canales distributivos tipo *braided* se forman por procesos superficiales de incisión durante estadios de remite del fluido o por remoción de los depósitos asociados a los procesos primarios (p. ej. *debris flow/sheetflood*). Aquí no se encuentran estructuras de estratificación tipo planar/cruzado o *trough crossbedding*.

TIPOLOGÍA

En función de las características y procesos descritos, los abanicos aluviales se pueden clasificar de la siguiente manera (BLAIR & McPHERSON, 1994):

Tipo I:

Debris flow rico/pobre en clastos y cohesivo y con/sin canal activo inciso en el segmento proximal. En áreas desérticas este tipo se produce en áreas ricas en arcillas y clastos metamórficos pelíticos. Debido al bajo grado de ocurrencia de estos depósitos, los lóbulos deposicionales (activos o no) sufren procesos secundarios erosivos:

Remoción superficial de finos en las partes altas del *debris* por *overland flow*, *gullies* y *rills*; se dan *hummocky mantles* si existen *boulders*

Sistema *braided*.

Según la litología presente, meteorización y tendencia a producir arcillas desde la cuenca de drenaje, varían los depósitos

Tipo IA: son abanicos cuyas superficies han sufrido pocos procesos secundarios erosivos

Tipo IB: han sufrido remociones considerables de los depósitos primarios por series de *overland flow* ubicados principalmente en los puntos de intersección. Se originan estratigrafías alternantes de *debris flow* de gruesos con *lags* de gravas mal clasificadas y con *outsized clast*, así como de arenas granulares y *pebbles* interestratificados.

Tipo II:

Se trata de flujos de fluido de gravedad. Abundan los *sheetfloods* hiperconcentrados (no cohesivos) y los canales incisos. En áreas desérticas se producen en medios poco arcillosos (p. ej. graníticos) Los procesos secundarios erosivos son similares a los del Tipo I.

Tipo IIA: abanicos no muy afectados por los procesos secundarios erosivos

Tipo IIB: muy removidos por los procesos secundarios

ESTRATIGRAFÍA

En la Figura 7 aparece un esquema estratigráfico de los sistemas superficiales analizados. Los abanicos conservativos o proximales (Sistema A (QF-1); Tipo IB) presentan, en los sectores mejor conservados o expuestos, 2-4 m de espesor. La estratigrafía varía según su localización. De forma que en ocasiones el horizonte argílico (Bt) aparece truncado o erosionado por procesos secundarios, al igual que el horizonte A. Su base es erosiva y disconforme sobre las margas y se compone de segmentos de barras longitudinales de 40-50 cm (*debris flow* cohesivo), de textura granostenida (tipo Gms) (MIALL, 1985) y de clastos calizos (subredondados-subangulares) poco clasificados; *coarse* (32-64 mm), *coarse-fine cobbles* (64-128 mm) y escasos *coarse cobbles* (128-256 mm) (BLAIR & McPHERSON, 1998). En ocasiones las gravas se presentan algo estratificadas, pero sin llegar a estar imbricadas y con intersticios de arena (Gm). Alterne de sistemas de descarga alta y baja y de transporte de carga de fondo y en suspensión o tipo *outwash* (SMITH, 1974; FRIEND, 1983). En la Lámina 14 se representa un modelo cíclico de las facies de gravas con estratificación cruzada-planar (p. ej. RUST, 1984). En una primera fase las gravas son transportadas sobre la barra, acumulándose de forma lateral en el *foreset*. Las arenas se transportan en suspensión sobre la barra y se producen vórtices de retroceso en la parte inferior del *foreset*. Estas arenas terminan infiltrándose entre las gravas. El sedimento transportado en la cara de avalancha (de izquierda a derecha de la imagen de la Lámina 14) se forma entonces por arenas y gravas y dispone un modelo granodecreciente sobre la grava. Las formas menores de las gravas alcanzan la cuesta de la barra y caen en avalancha sobre el *foreset* como *grain flow*. Forman entonces un nivel granocreciente de proceso rápido que no posibilita la filtración de arena. Se trata de un paso de régimen alto a bajo en la corriente tractiva (STEEL & THOMPSON, 1983). En los sectores de canales alternan los estilos *debris flow* y canal fluvial (arenas con estratificación cruzada planar y gravas tipo *coarse pebbles*: 16-32 mm). Sobre estas gravas se dispone un

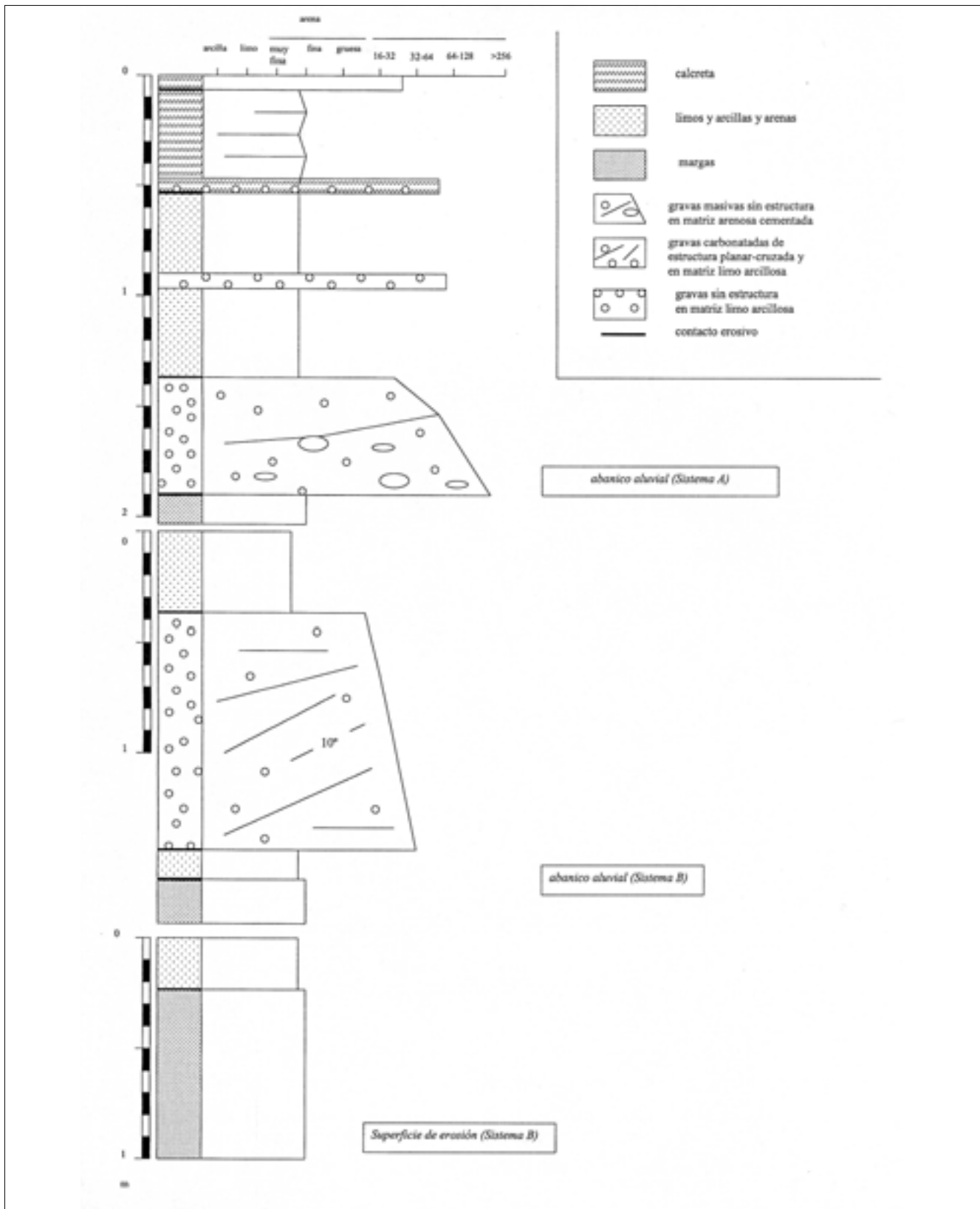


Figura 7. Estratigrafía y litología de los sistemas aluviales y de la superficie de erosión.

<i>Edad relativa</i>	<i>Desarrollo de cobertera</i>	<i>Clastos</i>				<i>Horizonación del suelo</i>	<i>Estadio de carbonatación⁽³⁾</i>
		Fractura	Forma	Tamaño (d(I)) ⁽¹⁾	Densidad d (Rc) ⁽²⁾		
Pleistoceno inferior >100 Ka (<i>Petrocalcids</i>)	elevado	alta	Subangular y redondeada (128-256 mm)	<i>Coarse cobbles</i>	60-75 %	Compleja (A-Ckm-Bt)	Ck y Ckm (III-IV)
Pleistoceno Medio-superior (<i>Haplocalcids</i>)	medio	media	redondeada	<i>Coarse</i> (32-64 mm)	40-60 %	Simple (Ac-Ck1-Ck2)	Ck (II-III)
Pleistoceno superior (<i>Torriorthent</i>)	escasa	media	redondeada	<i>Coarse</i> (32-64 mm)	30-70 %	Simple (Ac-Ck)	Ck (I-II)

(1): Longitud media axial (BLAIR & McPHERSON, 1999).
(2): Índice de cobertera de clastos. Estipulado a partir de mallas de 10x10 m (POESEN *et alii.*, 1998).
(3): Según GILE *et alii.*, (1965) y MACHETE (1985)

Tabla 7: Comparación de parámetros relativos a las coberteras de clastos entre suelos analizados.

depósito de 1-2 m de limos, arenas y arcillas masivas con inerestratificaciones de pasadas de bandas de gravas tipo *coarse pebbles* (horizonte argílico Bt y Btk), de matriz de finos muy cementados. Se trata de un *sheet flow* y de un proceso granodecreciente. Su dirección es N-S y NNE-SSE y los buzamientos son moderados en los sectores proximales (10-15°) y suaves (0-5°) en sus desarrollos medios (morfología tipo *staged pediment* o encajada) (MABUTT, 1977).

A techo se desarrolla una carbonatación que varía entre 0,50-1.50 m (horizonte K-*petrocálcico*) (Láminas 5 y 6). Se trata de un proceso pedogénico de acumulaciones superficiales de carbonatos (> 70%) o *calcretas* (Wright & Tucker, 1991: 1). El carbonato puede proceder del polvo atmosférico y de los materiales geológicos de partida. Es difícil diferenciar si el origen del carbonato es pedogénico o se debe a la presencia de los mantos de clastos de calizas y dolomias del sector (p. ej. Reheis *et alii.*, 1992). Los estadios oscilan entre gravas cementadas y pulvurento (base del horizonte) con partículas de carbonato de grano fino (limos y are-

nas) y de estructura hojosa (estadio III-IV), hasta acinado -con placas centimétricas espelotémicas- y masivo (estadio V de MACHETE, 1985; GILE *et alii.*, 1965; REHEIS *et alii.*, 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% CO₃Ca) ha sido indicada como límite en el que se infiere un cambio climático hacia condiciones más áridas (MCFADDEN, 1988). El incremento de CO₂ en el aire del suelo produce una reacción en la que el carbonato se disuelve y circula como catión Ca²⁺ y HCO₃⁻ en el agua acumulada en el suelo. La disolución se ve favorecida por el incremento de agua que se infiltra en el suelo, en tanto ésta no se ve saturada por CO₃Ca. La precipitación se produce debido al descenso de la presión de CO₂ y un aumento del pH (que pasa a alcalino, >7); así como por un incremento

<i>Geomorfología</i>	<i>Tabernas (ALEXANDER et alii., 1994)</i>	<i>Mula/Molina (WRIGHT, 1996)</i>	<i>Calasparra/Cieza</i>
escarpe	banda caliza(Mioceno) y terraza (Pleistoceno medio)	terrazza (Pleistoceno medio) y conglomerados (Mioceno)	frente de montaña (mesozoico)
superficie de erosión (comienzo suelo de margas)	erosión	erosión	Sistema A y A-B
pedimentos	estadios A,B	formaciones coluviales 4 y 5	Glacis B
fase de estabilización	estadio C y terraza (Pleistoceno superior)	formación coluvial 6 y terraza (Pleistoceno superior)	Glacis B y terrazza Pleistoceno superior

Tabla 8: Esquema geomorfológico comparativo indicando la fase inferida de estabilización de algunas superficies y su relación con el sistema de formaciones superficiales cuaternarias de algunas cuencas neógeno-cuaternarias de las Béticas.

de la concentración iónica en la parte donde se alcanza la saturación y se produce la precipitación; la cual se ve indicada por un proceso de evapotranspiración en el régimen de humedad del suelo. 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.

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), debida a ciclos de precipitación y evaporación (WRIGHT, 1990; NASH & SMITH, 1998). En su parte terminal o más superficial se forma una matriz de calcita cementada (c. 5-15 cm), de base espelotémica y con abundante fijación de polvo argílico y que sustenta un *mosaico* de clastos angulares calizos bien clasificados (@ *coarse pebbles*) muy pulidos. Parece que se trata de una *b-fabric* o biogénica (en el sentido de WRIGHT, 1990). Se han documentado calcretas biogénicas en contextos adyacentes (Cieza), conteniendo *Microcodium* (raíces y *fungi*) y datadas como holocénicas (KLAPPA, 1991). BLÜMEL (1982) presentó unas cronologías (C^{14}) de estas láminas, comprendidas entre 18.000 y 20.000 BP, obtenidas en calcretas adyacentes (Cancarix). Esta lámina conglomerática parece obedecer a ocasionales disoluciones y reprecipitaciones ocurridas en el techo del horizonte (K), el cual actúa como interfaz impermeable. Sobre estas

cementaciones se produce a veces un suelo (10-20 cm) con considerable materia orgánica y muy bioturbado (Horizonte Ah). Este sistema de carbonatación aboga, más bien, por un modelo complejo de episodios de formación de suelo (pedogénesis) al que sigue erosión y neoformación de calcreta biogénica durante ambientes semiáridos (ALONSO-ZARZA *et alii.*, 1998). BLÜMEL (1982) ha indicado que en la formación de algunas calcretas de la región de Murcia ha desempeñado un importante papel el aporte alóctono de polvo rico en carbonato y de arenas eólicas. En el contexto analizado es evidente también el aporte de sedimento por láminas hídras saturadas con carbonatos procedentes de los lavados de los frentes calizos (v. también BLÜMEL, 1982).

El horizonte de finos es un depósito argílico (Bt) muy lavado y con restos de cutanes y revestimientos de carbonatos espesos y continuos de estructura prismática-poliédrica subangular de agregados muy gruesos (3-8 cm). Los cutanes alcanzan incluso los 10 mm de grosor; denotando un índice de adhesión temporal elevado (VINCENT *et alii.*, 1994).

Los abanicos del Sistema A-B (QF-2) se componen de mantos difusos tipo *sheet flood* (Tipo IIB) y disconformes sobre las margas tortonienses. Su espesor es variable (1-4 m). Se componen de una base de segmentos de arenas, limos y arcillas de estructura planar-cruzada (Sp y Sh) de bajo ángulo (5-10°) y de intercalaciones de bandas de gravas bien clasificadas tipo *coarse pebbles* (16-32 mm), muy redondeados y de

matriz de finos (Lámina 4). Entre estos segmentos se intercalan láminas finas (1-2 cm) de carbonataciones hojosas (Horizontes Ck) (estadio II-III de MACHETE, 1985; GILE *et alii.*, 1965). A techo se documenta, en ocasiones, un depósito (c. 0.50-1 m) de gravas del mismo tipo pero muy cementadas y de matriz con fijación de polvo argílico (Ck). Han predominado los procesos de iluviación de carbonatos y arcilla bajo medios húmedos que de forma progresiva han pasado a más áridos (p. ej. Khersat, 2001). Su dirección es NNW-SSE y los buzamientos muy suaves (0-5°).

Las superficies de erosión (Sistema B) se componen de limos, arenas y arcillas meteorizadas que se disponen en contacto erosivo sobre los suelos estructurales de margas o *pediments* (Lámina 1). Estos niveles son centimétricos y proceden de eventos de eluviación de material meteorizado y regulado por láminas hídricas superficiales (Horizonte Ac). A techo presentan el comentado desarrollo de *desert pavement* de clastos redondeados de cuarcita y caliza-dolomia (Láminas 7 y 8), entre los que alternan brechas fragmentadas de areniscas. Estas gravas contienen restos de barnices biogénicos (líquenes, polvo y microorganismos). Se manifiesta un horizonte (20-40 cm) de finos muy carbonatados (concrecciones, láminas milimétricas hojosas y revestimientos, Horizonte Ck). La base corresponde a margas en bloques carbonatadas (Ck y C2) que, en ocasiones, intercalan algún nivel de arenisca (20-30 cm). En el sitio Gatán 1-4 estos sedimentos

presentan una dirección (N-S) y buzamiento (10-20°) hacia el nivel de base local.

El estado de sus superficies varía según su grado de sequedad o de humedad (WATSON & NASH, 1997). Se produce un ciclo que se desarrolla entre 10 cm de espesor de su superficie (Horizonte Ap-A). El proceso comienza con un modelo tipo *accretionary mantle* (MCFADDEN *et alii.*, 1987; WELLS *et alii.*, 1985) en el que se producen infiltraciones episódicas de arenas eólicas, limos y carbonatos pulvulentos entre los mantos de gravas. Aspecto que propicia una pedogénesis y espesor de suelo meteorizado. Tras eventos húmedos, los finos se hinchan y tras secarse se forma una superficie rugosa (tipo *pop-corns*) debido a la expansión de las arcillas tipo montmorillonita e illita. Si el contenido de Na⁺ intercambiable es alto, el proceso de expansión-concentración activa más la defloculación y dispersión de los agregados argílicos. Este fenómeno soterra de forma parcial a parte de los clastos (Láminas 9 y 10) y se ihibe en los sectores en los que se manifiesta un incipiente desarrollo de biocostra (líquenes) (CAMPBELL *et alii.*, 1989). Una prolongada sequía hace que estos finos removidos se meteoricen y vuelvan a ser regulados por el viento y otros agentes atmosféricos (p. ej. escarchas). Su apariencia ahora es de grietas de desecación. Entre estos ciclos se intercalan fases en que la superficie se sella con estos finos en suspensión, formando capitas de 1-3 cm (MUALEN *et alii.*, 1990). Se ha indicado que la presencia de una capita de 1-3 mm

sitios	dispersión (m ²)	artefactos (nº)	núcleos (%)	lascas (%)	núcleos/lascas	subproductos	IL (%)	IF (amplio)
Gatán-1	6.345	62	22.58	77.41	1/3.42	-	16.66	39.13
Gatán-2	5.076	58	10.34	87.93	1/8.5	-	5.88	27.45
Gatán-3	2.896	53	11.32	84.90	1/7.5	3.77	2.22	28.57
Gatán-4	2.500	97	15.46	82.47	1/5.33	1.03	13.75	23.33

Tabla 9: Características de los conjuntos líticos entre sitios.

sitios (%)	raederas (%)	denticulados- muescas (%)	útiles nodulares (%)	lascas bretocadas (%)	útiles cortantes
Gatán-1	22.91	20.83	-	50	56.25
Gatán-2	13.72	13.72	1.72	37.25	72.54
Gatán-3	4.44	35.55	-	55.55	4.44

Tabla 10: intervariabilidad lítica (útiles) entre sitios.

de arena fina y esmectita no deja infiltrar el agua más de 3 mm (BOWYER-BOWER & BRYAN, 1986). Los datos arqueológicos sugieren que este proceso debió comenzar durante el Pleistoceno superior.

DESARROLLO SUPERFICIAL DE MANTOS DE CLASTOS (*STONE PAVEMENT*)

En medios semiáridos y áridos (KUTTIEL *et alii.*, 1998), las concentraciones de derrubio lítico erosionado sobre estas paleosuperficies es variable. Suelen presentar un modelo anisótropo de polígonos irregulares (*pebble size*), de tamaño y distribución controlada litológicamente (POESEN *et alii.*, 1998), que se desarrollan aleatoriamente (suelos y discontinuos) en estas superficies no obstruidas (Anhert, 1994; Webster, 1985) y que no suelen evolucionar linealmente con la pendiente (SIMANTON *et alii.*, 1994). Estos mantos reflejan pasados erosivos y stados de estabilización de las pendientes. Las concentraciones de estos clastos en el área estudiada son elevadas (50-70 %). Su origen no se debe a procesos de deflación. Al parecer la acumulación atmosférica de limos y arcillas hace que se produzca una infiltración de estos finos bajo el manto de clastos; formándose un horizonte libre de gravas que tiende a elevar a estos mantos (p. ej. MCFADDEN *et alii.*, 1987; WELLS *et alii.*, 1985; REHEIS *et alii.*, 1992). Los procesos de *overland flow* aportan también finos (p. ej. SULLIVAN & KOPPI, 1991). Los restos arqueológicos aparecen asociados a estos mantos (Láminas 7, 8, 9 y 10). Los mantos de piedras afectan en el proceso de escorren-

tía (p. ej. Abrahams *et alii.*, 1994). El incremento del tamaño de los clastos y del manto protege al suelo contra las gotas de lluvia (que parece ser el principal agente de pérdida de sedimento: ABRAHAM *et alii.*, 1994: Tab. 8.2) e inhibe el sellado de la superficie, reduciendo la infiltración. También incrementa el almacenamiento de agua (*depression storage*) que sí produce infiltración. Se produce también agua sedimentada por las piedras (*stone flow*) que se acumula entre los clastos y satura e incrementa la escorrentía. Todo esto opera de forma simultánea y varía según se encuentren los clastos en la superficie (embutidos o no).

Las modificaciones de las superficies por el desarrollo del suelo y formación de diferentes coberteras de pavimentos en medios áridos, pueden contribuir a que sea posible establecer una edad relativa de algunos depósitos sedimentarios (terrazas y abanicos aluviales). Factores relativos al grado de fracturación y angularidad, tamaño, distribución y densidad de los clastos superficiales, junto a la textura sedimentaria de la superficie y distribución de los tipos de horizontes carbonatados en el perfil, pueden permitir que se establezca un criterio relativo de distinción cronológica entre los depósitos citados (AL-FARRAJ & HARVEY, 2000; REHEIS *et alii.*, 1992). Según este enfoque, la mayor o menor antigüedad de estas formaciones guarda una relación proporcional al grado de desarrollo de cobertera lítica superficial. De forma que aquellas terrazas y abanicos que parecen ser más antiguas son las que presentan un mayor desarrollo de estos derrubios de clastos; consistiendo sus características en una fracturación completa y abundancia de pequeños fragmentos angulares de clastos, en una densidad y distribución mederada-alta de

núcleos (%)	<i>discoides</i>	<i>levallois (p)</i>	<i>levallois recurrentes</i>	<i>prismáticos-tabulares</i>
Gatán-1	35.71	7.14	35.71	21.42
Gatán-2	16.66	-	50	33.33
Gatán-3	16.66	-	66.66	16.16
Gatán-4	13.33	-	60	26.66

Tabla 11: morfologías finales de núcleos.

lascas (%)	<i>iniciales</i>	<i>dorso natural</i>	<i>ordinarias</i>	<i>desbordantes</i>	<i>levallois</i>
Gatán-1	43.75	16.66	18.75	4.16	16.66
Gatán-2	47.05	21.56	15.68	9.80	5.88
Gatán-3	40	22.22	26.66	8.88	2.22
Gatán-4	20	31.25	30	5	13.75

Tabla 12: tipos de lascas distinguidas.

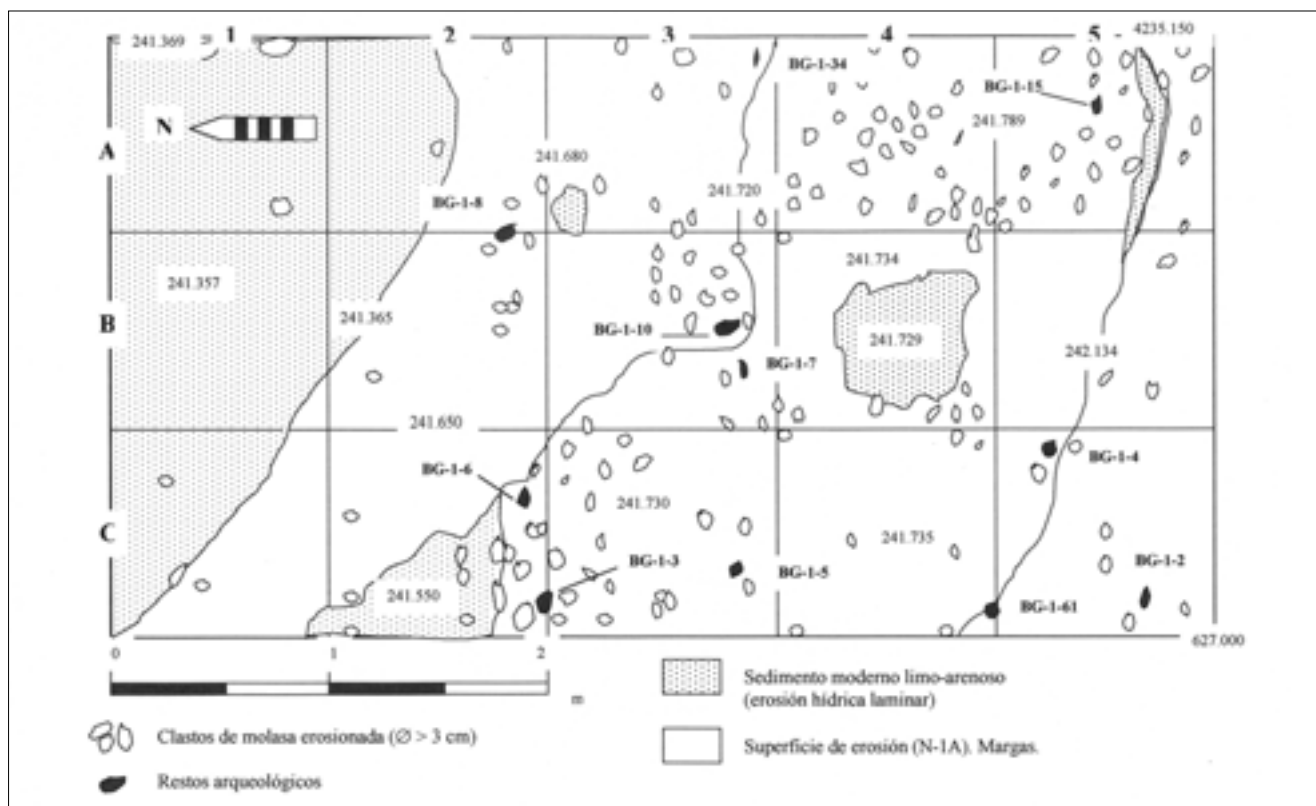


Figura 8. Planta de dispersión de restos arqueológicos (Gatán-1).

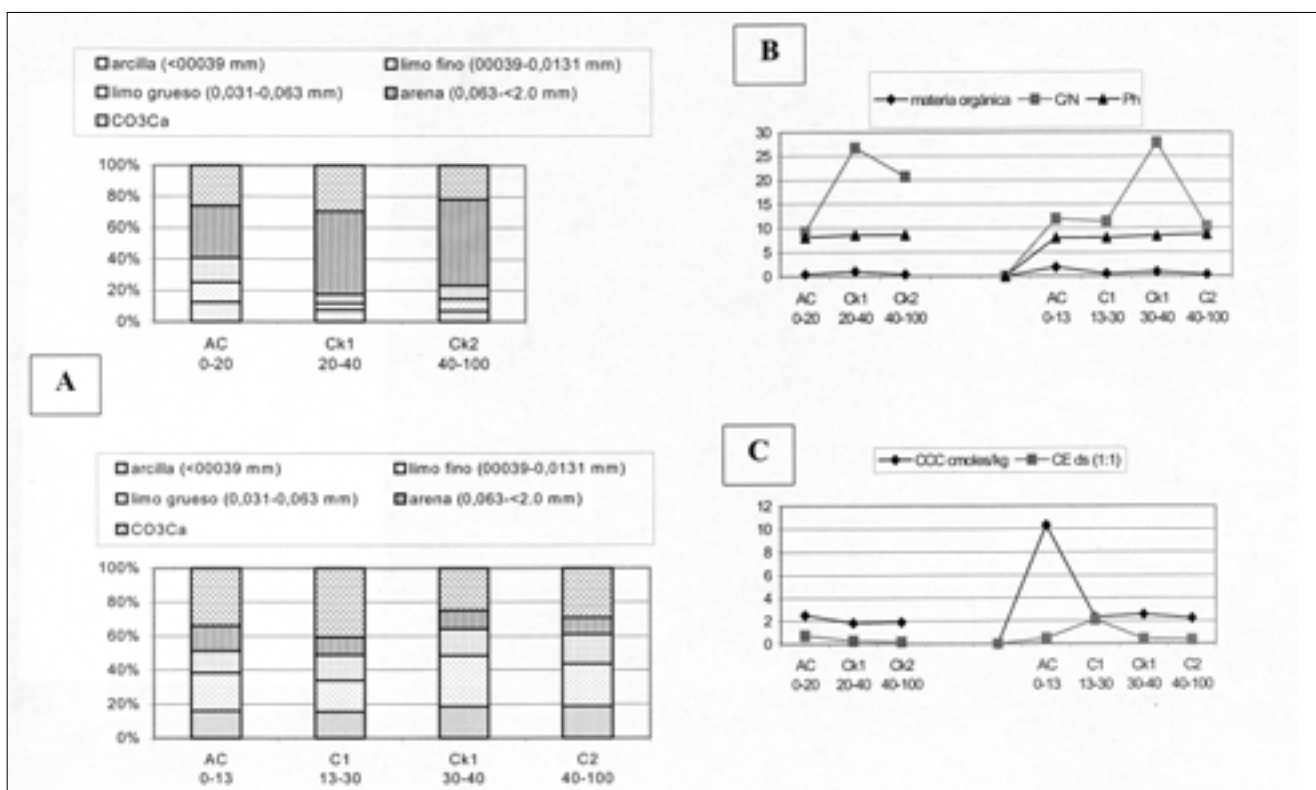


Figura 9. Propiedades físico-químicas de los suelos correspondientes a los sistemas A-B (AC-CK1-CK2) y B (AC-C1-CK1-C2). A: Fracción sedimentológica <2mm y contenido total carbonatos. B: Materia orgánica, ph y vatio carbono/nitrógeno (C/N). C: Capacidad cambio catónico (ccc moles/kg) y conductividad eléctrica (CE).

sitios	núcleos (cm)			lascas (cm)				
	Lm	Am	Gm	Lm	Am	TA	TG	AL
Gatán-1	7.6	6	3.52	4.9	4	3.2	1.33	0.81
Gatán-2	6.01	6.92	4.01	5.03	4.22	3.43	1.6	0.83
Gatán-3	6.1	5.2	3.5	5.34	3.99	2.76	0.73	0.74
Gatán-4	6.54	6.76	3.89	5.87	3.02	2.35	1.03	0.79

Tabla 13: Propiedades tipométricas (promedios) de los núcleos y lascas (Lm: longitud; Am: anchura; Gm: grosor; TA: anchura de talón; TG: grosor de talón; AL: índice de alargamiento).

sitio	superficie (m ²)	n ^o	útil/m ²	núcleos (%)	lascas (%)	subproductos (%)	útiles nodulares (%)	índice núcleos/lascas
Almadenes	6.500	25	0.003	12	88	-	-	7.33
Gatán-1	6.500	62	0.010	22.58	77.41	-	-	3.42
Gatán-2	10.000	58	0.0053	10.34	87.93	-	1.72	8.50
Gatán-3	5.000	53	0.010	11.32	84.90	3.77	-	7.50
Gatán-4	2.500	97	0.038	15.46	82.47	1.03	-	5.33

Tabla 14: Características de los conjuntos líticos documentados en la Cuenca Alta del Segura.

su cobertera, así como un considerable desarrollo del suelo (horizonación) y una presencia de horizontes Ckm de carbonatación (Tabla 7).

MODELOS COMPARATIVOS

Se ha señalado que estos suelos (IMESON *et alii.*, 1998) presentan una mayor estabilidad de agregados cuando no se encuentran roturados, sino en estado natural y aparecen sectores nuclearizados de cobertura vegetal (*Stipa tenacissima L.*) (CERDÁ, 1997). De igual forma, se ha indicado (PAARZA *et alii.*, 1998) que el contenido de carbonatos y fracción arcilla tiende a compactar estos tipos de suelos; este proceso deriva de una relación inversa entre el contenido de carbonatos e índices de dispersión e hinchamiento superficial, y una correlación directa entre los contenidos de carbonatos y la consistencia frente a procesos de agrietamiento.

Los datos extraídos de los pedimentos de margas de la cuenca de Tabernas y Sorbas (Almería) (CALVO-CASES *et alii.*, 1991; ALEXANDER *et alii.*, 1994; SOLÉ *et alii.*, 1997; FAULKNER *et alii.*, 2000; SPIVEY, 1997; Calvo-Cases & HARVEY, 1996) son muy concluyentes y relacionables con los documentados en

parte de la cuenca de Mula (WRIGHT, 1996) y de la depresión aquí estudiada. Estos pedimentos se desarrollan en las margas Tortonienses del relleno de la Cuenca neógena y sufrieron deformaciones tectónicas y levantamientos plio-cuaternarios. Posteriormente, un incremento de aridificación cuaternaria (HARVEY, 1987, 1990) tendió a crear un paisaje diseccionado ligado a fenómenos eisódicos de levantamiento tectónico y disección que desencadenó un modelado escalonado de los depósitos de margas (*badlands*), de múltiple edad, separados por superficies/pedimentos diseccionados que evolucionan hacia las terrazas (Pleistoceno superior) del drenaje principal.

Durante cada fase la morfología de los pedimentos sugiere que una vez que cesa la incisión, tiene lugar una estabilización basal (desarrollo de cobertera de regolito, costra biótica, plantas, disminución de la pendiente), reduciéndose la esorrentía y suplemento de sedimento. Los factores que contribuyen al desarrollo del suelo y hacen disminuir los procesos erosivos, son de tipo morfológico, tales como la disminución progresiva del gradiente de la pendiente, desarrollo estructural del suelo (agregados y potencia) y formación de coberteras de derrubio lítico erosionado; y sedimentológicos,

ligados a ciertas propiedades distribuidas en los horizontes, tales como físico-químicas: agregación de materia orgánica, razón de adsorción del sodio en superficie (conductividad) (FAULKNER *et alii.*, 2000), reducción en la media del tamaño de partícula del suelo (arcillas) (POESEN & INGELMO-SÁNCHEZ, 1992) y concentración de carbonatos uniforme (no en los niveles inferiores del perfil; al igual que el yeso). Recientemente (FAULKNER *et alii.*, 2000), también se ha indicado que el contenido de esmectita distribuido en los horizontes inferiores del suelo, puede llegar a inhibir la conductividad hidráulica y el desarrollo de *piping*; así que como un alto contenido de Na activa por iluviación la dispersión de arcillas y *gullis* por debajo de los 20 cm de la superficie (SPIVEY, 1997). Cuanto menos Na⁺ más antiguos son. El Na⁺ se pierde tal vez por la acción de los carbonatos durante la iluviación o debido al hidrógeno en el intercambio de cationes bajo una cobertera vegetal. Estos son cambios pedogénicos que conducen a una mayor capacidad de filtración y resistencia a la erosión hídrica laminar.

Una correlación de pedimentos, según las características geomorfológicas y pedogenéticas registradas, entre las superficies de margas relictas pertenecientes a esta Cuenca de Sorbas, Cuenca de Mula (Albudeite) y la depresión de Calasparra-Cieza, sería el representado en la Tabla 3. Según este modelo la fase de estabilización de las superficies pleistocénicas correspondería al límite activo entre finales del interglacial (estadio isotópico 5e) y comienzos del Glacial inicial.

DATOS SEDIMENTOLÓGICOS Y ESTRATIGRÁFICOS OBTENIDOS EN EL REGISTRO ARQUEOLÓGICO

Los artefactos líticos aparecen en posición superficial sobre los suelos originados sobre litologías de margas en sectores erosionados que perdieron parte de su manto o detritus aluvial (Figura 8), permaneciendo un nivel re sedimentado muy carbonatado (Tabla 1).

La documentación de los sitios Gatán 1,3 y 4 (Figura 5) ilustran este proceso en el que se ha relacionado la posición de la industria lítica en la superficie del suelo de margas (B) desarrollado sobre el depósito de margas tonienses (A). En este suelo, como más adelante apreciaremos comparativamente, se documentaron hori-

zontes de margas meteorizadas (AC) y margas compactas (limos masivos de estructura poliédrica subangular: Ck-C), muy carbonatadas, que fueron correlacionados con los sectores erosionados (C), apreciándose cómo la perturbación edafológica se produce exclusivamente en los horizontes superficiales (AC), los cuales, no obstante, resultaron ser estériles.

El registro estratigráfico es similar para todos los sitios (Lámina 3). Debido al propio soporte litológico y desarrollo del suelo regosol margálico, no obstante se puede comparar o contrastar gráficamente estos suelos en superficie de pedimento y de pendiente moderada (2.5°). Pero el registro estratigráfico presenta los mismos niveles sedimentarios y características macromorfológicas:

Nivel-1: Limo suelto, sin llegar a formar nivel estratificado, procedente de la erosión hídrica laminar, acumulado en hondonadas de pendiente moderada. Estéril; de potencia escasa (3-5 cm); aporte erosivo actual procedente de la erosión hídrica laminar.

Nivel-1A: sedimento de superficie configurado por molasas erosionadas con artefactos líticos. Corresponde a una superficie relictas cuaternaria (Pleistoceno superior) estabilizada.

Nivel-1B: Tenue nivel (10-20 cm) limo-arenoso, muy carbonatado de estructura poliédrica subangular media, color gris un tanto oscuro (2.5Y7/2). Arqueológicamente estéril; sólo documentado en pendiente moderada en **Gatán-1**.

Nivel-2: Depósito de margas meteorizadas en ruptura estratigráfica erosiva con el nivel anterior; de potencia variable (10 cm en pendiente, y 25 en depósito horizontal, textura limo-arcillosa, estructura poliédrica subangular gruesa, con cutanes calizos y de color gris claro (5Y7.5/2). Arqueológicamente estéril.

Nivel-3: Nivel de potencia y estratificación variable: contigua en pendiente, más en traza en horizontal (30-35 cm) de textura limo-arcillosa, con estructura de margas en bloques angulares, cuarteados, compactos y masivos, calizo, color gris claro. Arqueológicamente estéril.

Nivel-4: sustrato margoso (+ 1 m) de textura limo-arcillosa y estructura poliédrica subangular media, compacta, calizo, de color gris claro. Arqueológicamente estéril.

CULTURA MATERIAL DOCUMENTADA

El modelo de formación y distribución de estos residuos se asemeja a los sistemas registrados en otros

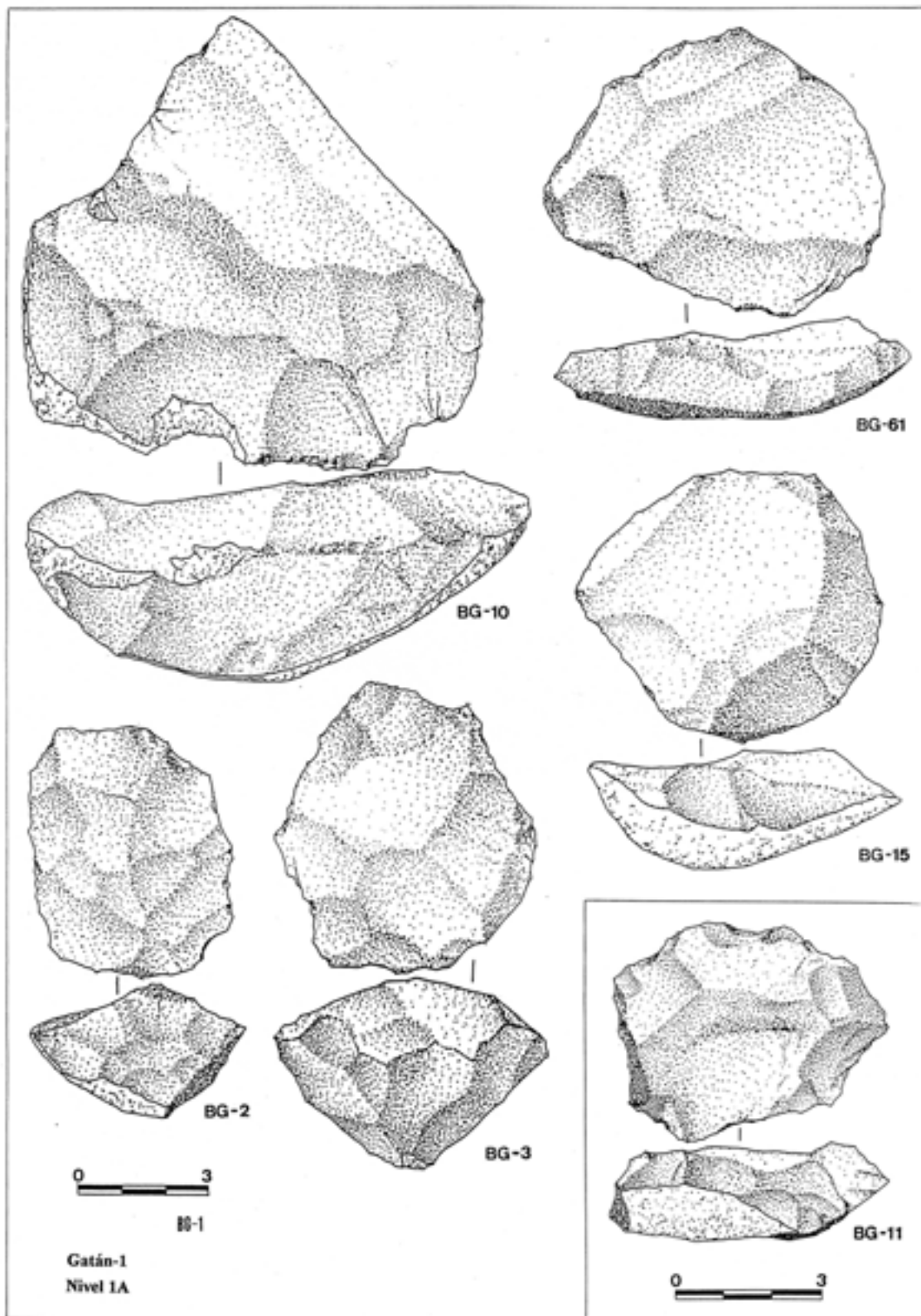


Figura 12. Núcleos levallois (Gatán 1).

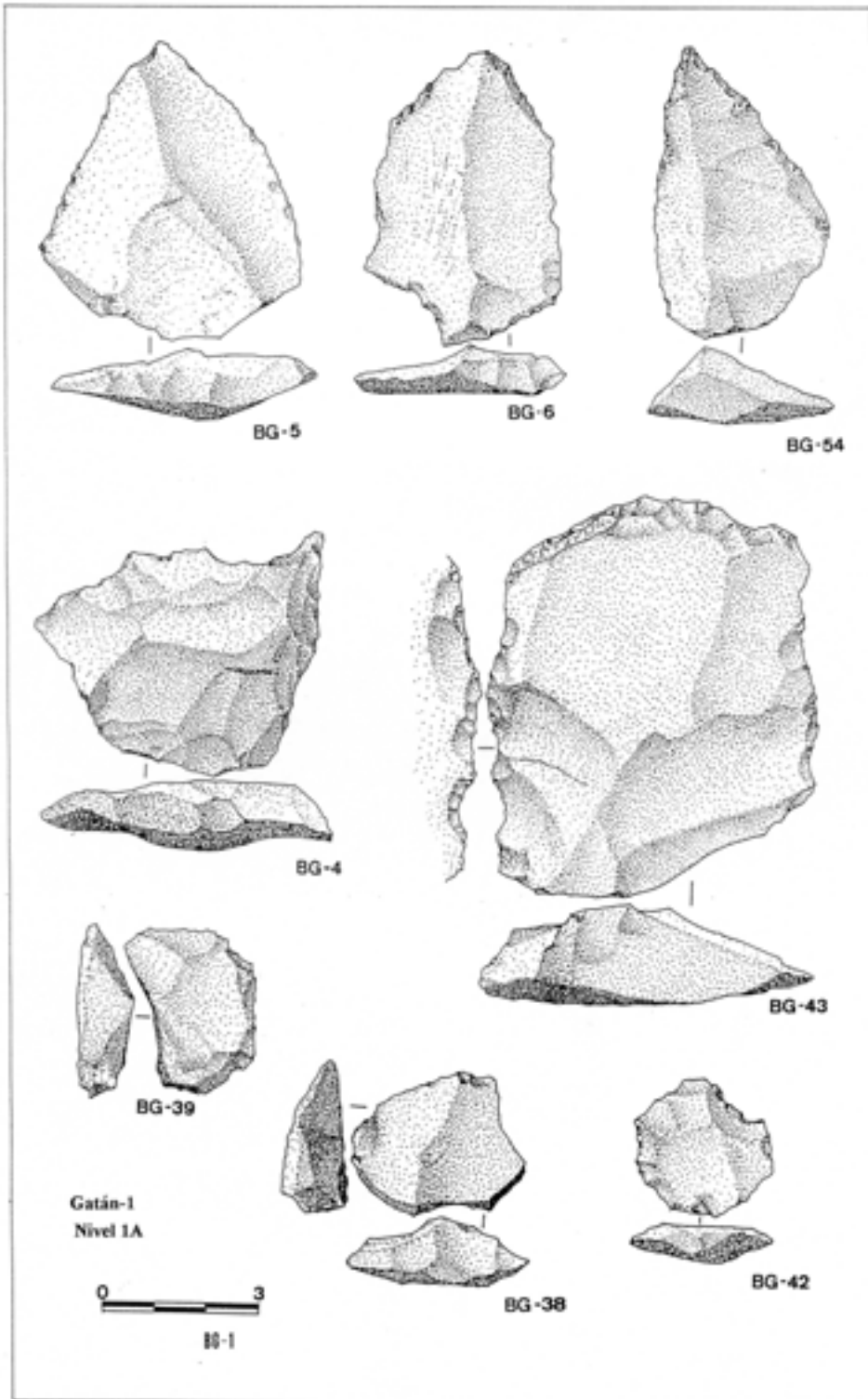


Figura 13. Lascas del sitio Gatán 1. 5,6 y 54: Ordinarias; 4,42 y 43: Levallois; 38 y 39: Desbordantes.

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

La distribución, densidad y posición de los artefactos líticos no difiere globalmente de las registradas en los yacimientos anteriores. De hecho, los sitios arqueológicos aquí difieren un tanto espacialmente, al estar un tanto más alejados entre sí (600-3000 m), y, como veremos, se enmarcan en un mismo evento arqueológico y pedogenético. No obstante, cierta implícita variabilidad es observable, tanto entre sus densidades y asociación sedimentológica superficial como en la relación núcleos/lascas y frecuencias de productos *levallois* (totales) (IL) (Tabla 9). Por otra parte, en estos sitios la materia prima utilizada fue exclusivamente el componente cuarcítico de la molasa.

En cuanto a la frecuencia de útiles se refiere, la intervariabilidad entre sitios es mucho más evidente (Tabla 10).

Las diferencias en los porcentajes de raederas/denticulados, junto a los elementos anteriores, hacen que una intervariabilidad sea más palpable entre el sitio Gatán-1 y 4 y los restantes *sitios*. Interpretar estas diferencias cualitativas en yacimientos de estas características es movernos en un terreno muy especulativo, pero, teniendo en cuenta la conceptualización entre los útiles y sus peculiaridades tecnomorfológicas y probablemente *funcionales* (Dibble & Rolland, 1992), podemos resumir esta diferencia arqueológica en los siguientes puntos:

1) Mientras que en Gatán-1 se aprecia el sector o sitio de mayor dispersión de artefactos, con mayor porcentaje de núcleos, y consiguiente menor valor de lascas en la relación núcleos/lascas, al igual que un mayor cómputo de lascas *levallois* (IL) y lascas reducidas extensivamente (raederas), el resto de sitios presenta valores inversamente proporcionales.

2) Las pequeñas dimensiones del sitio Gatán-3, con su más elevado índice de denticulados y más escasas raederas

y lascas *levallois*, hacen pensar de este sitio como un punto de tareas diferentes a las llevadas a cabo en Gatán-1.

3) Estos aspectos nos hace pensar que Gatán-1 y 4 fueran probablemente sitios de reposición de materias primas y acumulación de productos *levallois*, junto a otras tareas en las que era empleado el porcentaje elevado de raederas. Desde este punto, los grupos partirían en pequeños radios de acción para desarrollar otras actividades, más concentradas espacialmente, llevadas a cabo, quizá, con más útiles denticulados, pero también con raederas -confeccionadas principalmente sobre lascas de dorso natural -, y en los que las actividades de *débitage* y producción de lascas eran inferior al de Gatán-1. De hecho, el sitio de Gatán-2 carece de materia prima idónea, por lo que su recurso lítico abandonado allí procedería de Gatán-1. La cuestión es poder inferir de qué célula o sitio más *estable* depende, a su vez, Gatán-1.

Sin embargo, aunque algunas variabilidades hallan sido señaladas, la tónica o procesos de subsistencia que crearon estas formaciones residuales sigue indicando una serie de pautas realizadas comúnmente entre todos los sitios hasta ahora vistos. Por ejemplo, el contraste los cómputos tecnológicos no hacen inferir unas pautas diferentes (*a esta adaptación tecnológica*) de manipulación de materias primas en los procesos de reducción de núcleos y lascado (Tablas 11 y 12; Figuras 12 y 13).

Referente a las morfometrías de los respectivos productos, se aprecian valores similares de índices absolutos, ya que, como veremos, todos los sitios utilizan la misma materia prima (molasa de cuarcita), procedente de los mantos erosionados *in situ* (Tabla 13).

El *sitio* de Almadenes (AL) se ubica, como dice su nombre, en el paraje homónimo que regionalmente configura la vertiente de contacto del glacis con el nivel de base del Segura y el cañón que este disecó durante el Cuaternario entre las calizas-dolomias terciarias del eje anticlinal Palera-Molino. El yacimiento se encuadra pues geoestructuralmente en los mismos ámbitos morfotectónicos que los sitios del Gatán. La prospección del sitio corresponde a la ampliación del sector del Gatán, ya comentada. La posición fisiográfica de este yacimiento es bastante interesante desde el punto de vista geomorfológico.

Los artefactos, muy escasos (n=25), se distribuyen en la pendiente (3-10°) anexa (pedimento erosionado no abarrancado) de un testigo relicto correspondiente a una serie del Glacis-Terraza C-D. Las series estratigráficas aquí registradas coinciden con los niveles individualizados en los suelos de los sitios del Gatán; de forma que

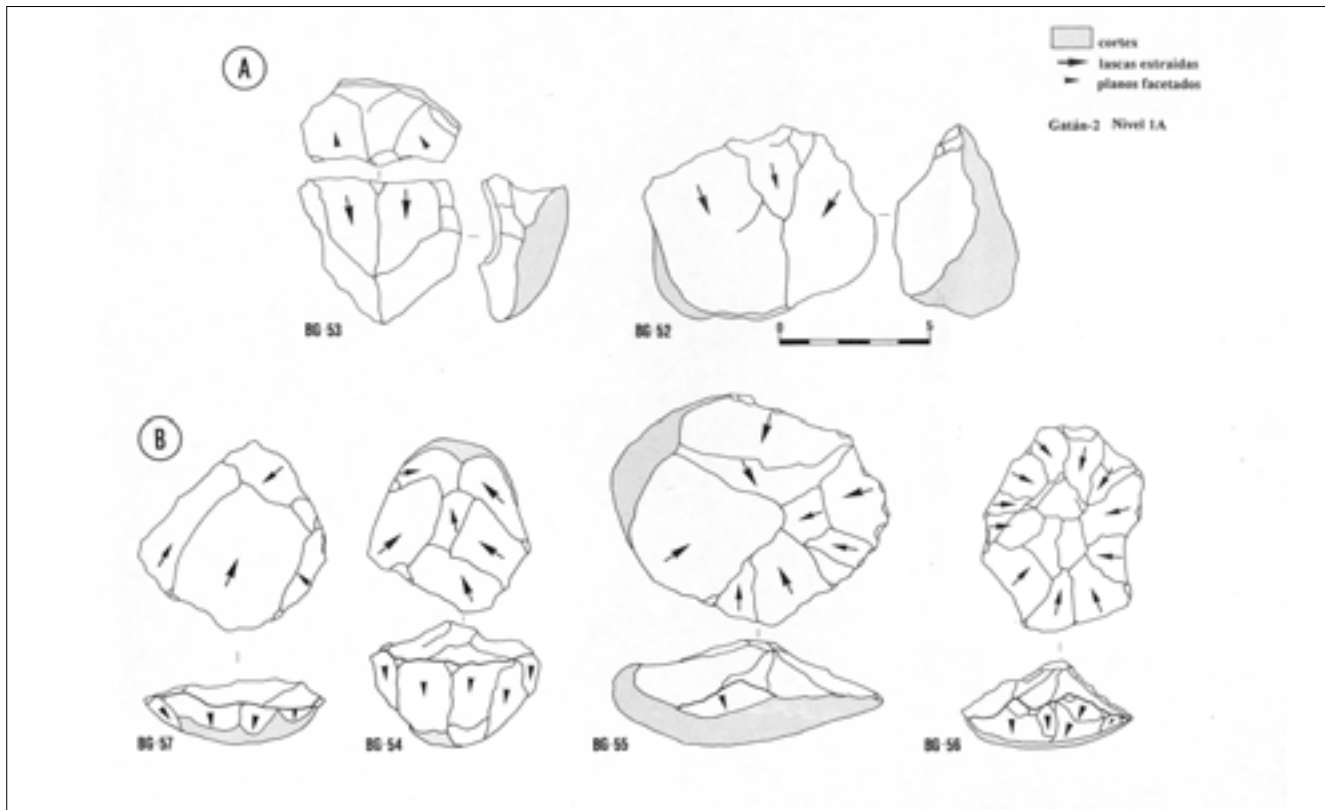


Figura 14. Esquema tecnológico de núcleos del sitio Gatán 1. A: Pseudoprismáticos; B: Levallois recurrentes centrípetos.

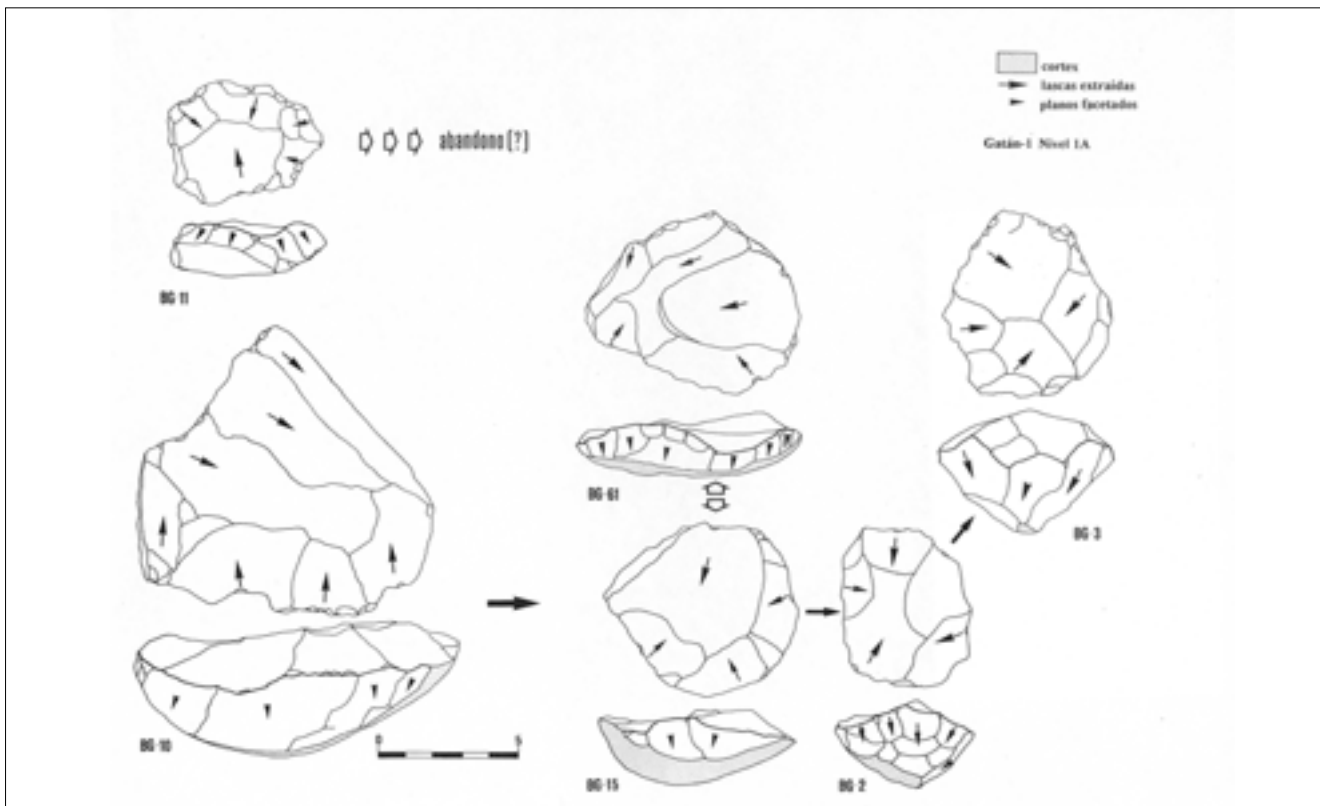


Figura 15. Secuencia de reducción de núcleos propuesta para el sitio Gatán 1. La figura ilustra el paso de morfologías levallois recurrentes (10,15 y 61) a discoidales (2 y 3).

este punto arqueológico no es tan importante estudiarlo desde el punto de vista geomorfológico y sedimentológico. Sin embargo, es muy informativo para comprender algunas pautas relacionadas al uso y selección de materias primas por parte de estos grupos humanos.

Estas potenciales materias primas erosionadas, han sido ya referidas y descrito su proceso de erosión y grado de convergencia. No obstante, es interesante resaltar aquí algunas de las incidencias de esta selección en el registro arqueológico recuperado.

El conjunto lítico se compone de núcleos (12%) y lascas (88%), cuyas variabilidades no ofrecen datos trascendentes debido a la escasa industria. No obstante, es interesante resaltar que si para las lascas se aprecia un potencial progresivo desde las lascas iniciales (45.45), pasando por ordinarias (36.36), y declinando con desbordantes (13.63) y *levallois* (4.54). Sin embargo, en los núcleos, más que por una caracterización morfológica (*levallois* recurrentes: 66.66; prismáticos-tabulares: 33.33), resaltan sus valores potenciales tipométricos (Lm: 9.5; Am: 8.4; y Gm: 5.6, cm) (Fig. 33). Esto, como discutiremos más adelante, se deberá a la selección de las cuarcitas de los conglomerados de la terraza relictiva y no a las molasas tortonienses (más pequeñas).

En definitiva, este pequeño sitio arqueológico, de dimensiones inciertas, refleja un punto más de los movimientos más alejados de una célula más estable, como pudo haber sido Gatán-1. Incluso entre los sitios del Gatán y este de Almadenes, se encuentran puntos de más pequeñas concentraciones de artefactos (1-3) que indican casi un recorrido en torno a sectores con recursos hídricos.

MODELOS TECNOLÓGICOS. IMPLICACIONES ETNOARQUEOLÓGICAS

Los artefactos líticos recuperados presentan unas características tecnomorfológicas comunes entre los sitios hasta ahora documentados en la Cuenca Alta del Segura (López, 2000). Las Figuras 12-20 reproducen - a partir de tipos de lascas y núcleos registrados- una serie de esquemas que exponen la comentada concomitancia tecnológica apreciada entre estos sitios.

Para el contexto aquí discutido, propongo unos esquemas de evolución de morfologías finales de núcleos que, de alguna forma, representa parte de estas contingencias comentadas (López, 2000). Según este proceso de reducción o morfologías evolutivas, los tipos de lascas extraídas son variables. Pero, como se ha

expresado en los esquemas citados (Figura 12-20), tienden a crear unos repertorios uniformes respecto a las características observadas en el grado de complejidad de los modelos de evolución de los negativos dorsales (Láminas 11 y 12).

Las formas de reducción de núcleos quedan de forma genérica englobados entre las formas de reducción (ver esquemas en Figuras 12-24):

Modo A: prismática-tabular o *pseudo-prismática*, como se ha definido en otros contextos con morfologías similares (nodulares) de materias primas y núcleos y lascas derivadas (Bietti *et alii.*, 1991; Kuhn, 1995). Son núcleos unidireccionales unifaciales con modelo de extracciones subparalelo. En nuestro contexto suelen presentar una sola plataforma de lascado.

Modo B: centrípeta periférica (discoide-*levallois*), método (*levallois*) denominado *recurrente centrípeta* (Fig. 46) (Boëda, 1988; 1994: Fig. 175). La diferencia entre la concepción *discoide* y *levallois* (ver esquema en Fig. 44), a pesar de quedar tipomorfológicamente patente (Boëda, 1988; 1994: Fig. 174), no parece reflejar en nuestro contexto tal arbitrariedad morfológica. No obstante, ambas morfologías han sido computadas por separado. Como ilustran los esquemas representados en las Figuras 14, 15 y 16, algunos de estos núcleos discoides pueden derivar de procesos de reducción de núcleos mayores (recurrentes centrípetos) o, también, de nódulos de materia prima de formas más ovoides.

Si bien estas formas de reducir núcleos presentan o exponen unas técnicas adecuadas, relativamente premeditadas, de reducir formas originales de materias primas (cuarcitas de molasa) que basculan entre nódulos (*pebble*) redondeados y fragmentos tabulares con planos fracturados, sin embargo, representan, al mismo tiempo, una simplificación de un proceso -probable de reducción- más complejo. La ausencia de otras morfologías finales de núcleos (e.g. poliédricas y globulares) parece responder o estar relacionada con estos procesos de reducción. Estos parecen acabar cuando los núcleos alcanzan formas discoidales de extracciones muy secantes, de forma que al no existir más aprovechamiento de los planos de estas morfologías, no debieron producirse núcleos del tipo poliédrico o globular (ver esquemas en Figuras 37 y 39).

De forma simplificada encontramos lascas *corticales*, denominadas de *entame* (Tixier *et alii.*, 1980: Fig.29), de *dorso natural*, cuyo modelo de negativos suele ser paralelo o subparalelo al eje de lascado. Estas

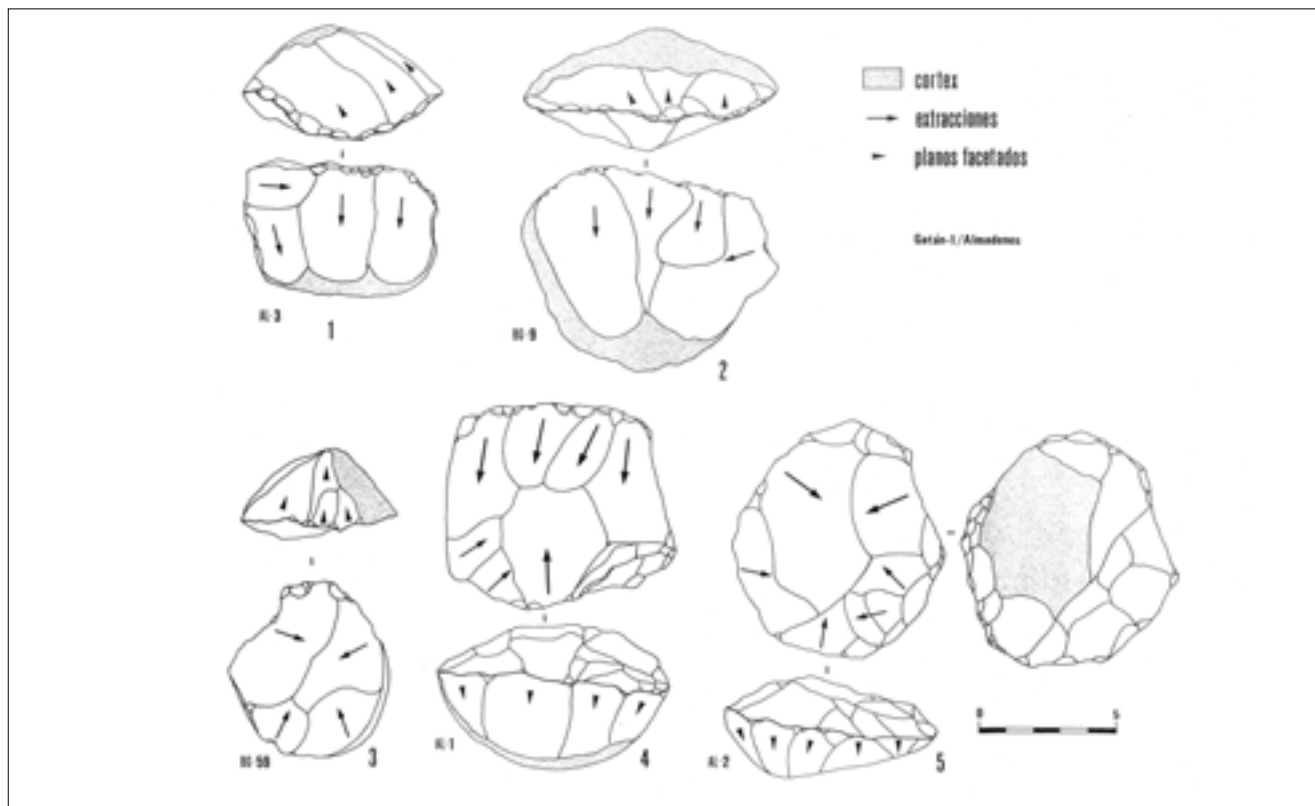


Figura 16. Esquema tecnológico de núcleos de los sitios Gatán 1 y Almadenes. 1 y 2: Pseudoprismáticos unidireccionales; 3 -5: Levallois recurrentes centrípetos.

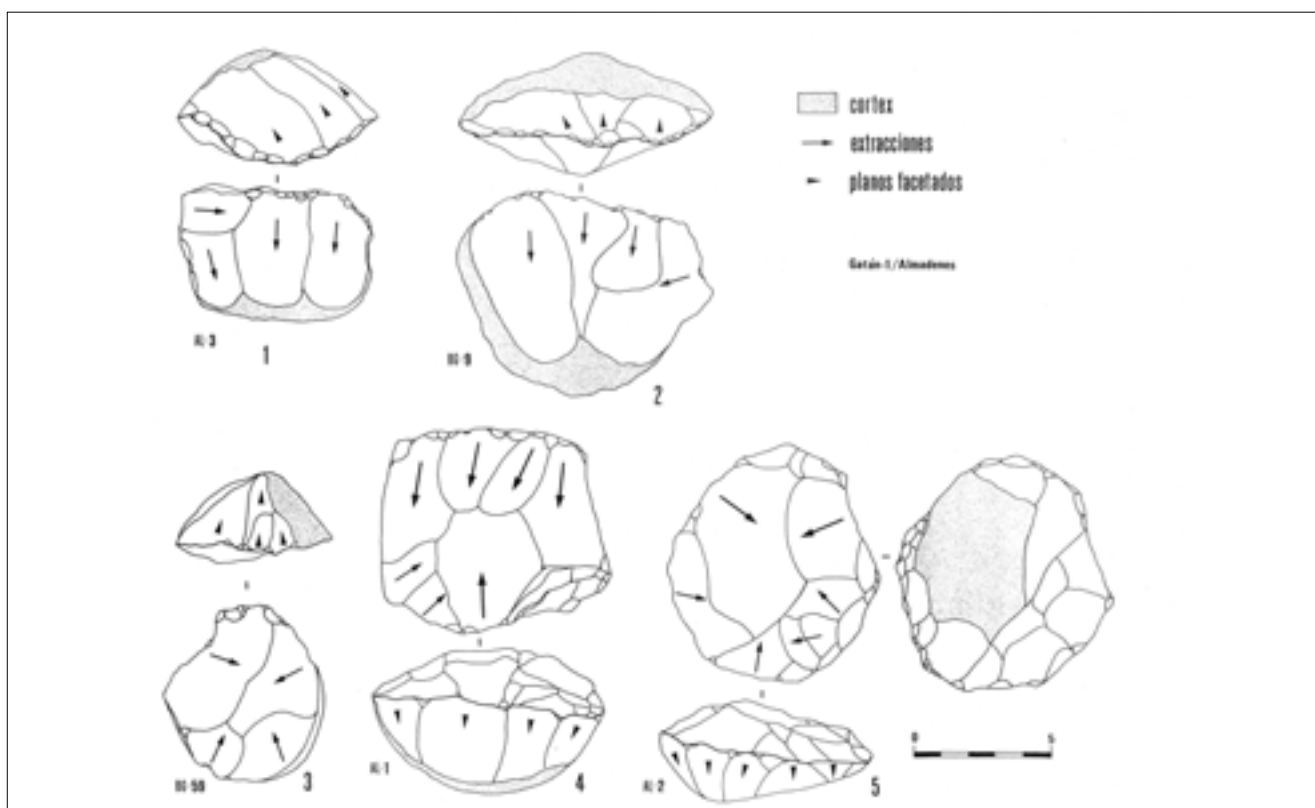


Figura 17. Tipos de lascas documentadas en el sitio Gatán 3: A1: Cortical; A2 y 3: Dorsal Natural; A4 y AB: Ordinarias; B1: Desbordantes; B2: Levallois primer orden.

últimas lascas suelen ser habituales en contextos arqueológicos en que predominan los nódulos de materia prima redondeados (Bietti *et alii.*, 1991; Kuhn, 1995; Fish, 1979), y, aunque pueden derivar tanto de preparaciones periféricas centrípetas como tabulares, suelen proceder más habitualmente de preparaciones prismáticas con una sola preparación de plataforma de lascado, como reproducen las Figuras 36-39, Modo A. Estos tipos de lascas -como podría ilustrar su registro en Gatán-4- parece que también fueron objeto de transporte, aunque espacialmente más restringido, debido, quizá, a sus características morfológicas (alargadas y con amplio borde longitudinal), y retocadas mediante denticulaciones y modificaciones extensivas (raederas) (ver, para una valoración similar respecto de estas lascas, Kuhn, 1992b; 1995: 91).

Otros tipos de lascas, denominadas *ordinarias*, las cuales no son cuantificadas como corticales, vienen representadas por tipos genéricos (y sin técnicas específicas) que presentan restos corticales distales o simplemente no presentan córtex; estas lascas suelen presentar, no obstante, un distintivo esquema de *nervaduras* dorsales (paralelas o subparalelas) (Bordes, 1961:Pl.2: 2-5 y 7), las cuales, según la contingencia comentada de mayor o menor invasión de lascado, recogen superficies de previas extracciones que no han apurado el córtex original.

Las lascas que ya representan un modelo de negativos dorsales más sofisticado son las comunes a los procesos de preparación discoide-*levallois* (Boëda, 1994: Fig.23). Éstas incluyen lascas desbordantes (B1) y *levallois* (B2) (Boëda, 1994). Las morfologías desbordantes (Boëda, 1988, 1994: Fig. 23) están emparentadas morfológicamente a los denominados *couteau à dos préparé* (lascas asimétricas) (Bordes, 1961: n° 38 lista-tipo) y a la *pointe pseudo-levalloisienne* (Bordes, 1961: n° 5; Lam.87); no obstante, no están considerados producto *levallois sensu strictus* (Boëda, 1988). Sin embargo, se ha documentado en otros contextos arqueológicos su funcionalidad como útiles (Beyries & Boëda, 1983: Tab. 1 y 2).

Los productos *levallois* presentan ya un específico esquema radial convergente de negativos dorsales, como consecuencia del preparado comentado, reflejando el resultado de extracciones principalmente preferenciales o lineales (primer orden), ya que no se han registrado, a excepción de una lasca registrada en Gatán-4, lascas *levallois* que hagan pensar en extraccio-

nes recurrentes unipolares que originaran lascas de segundo y tercer orden (Boëda, 1994: Fig. 174).

No obstante, es posible que estas lascas fueran también extraídas, siendo objeto del comentado transporte, y que sus núcleos fueran reducidos hasta alcanzar formas discoidales. Sus parámetros métricos, al ser comparados con otros productos derivados del desbastado general, indican, sin embargo, que estas lascas siempre se vieron condicionadas por las dimensiones pequeñas de los núcleos. Sus limitadas medidas de longitud se vieron, no obstante, compensadas con el incremento de sus anchuras; aspecto que, como ha sido sugerido para estos productos en otros contextos arqueológicos referidos (Kuhn, 1992, 1995), pudo posibilitar una mayor superficie potencial de cara a procesos de reducción en sus múltiples usos ligados a su transporte selectivo. Sus plataformas ilustran parte de los procesos de preparado (facetado) periférico de los planos de lascado y, por consiguiente tienden a alcanzar mayores medidas de anchura que los del resto de lascas. Este aspecto contradice o, mejor expresado, matiza parte de algunas observaciones experimentales (Dibble & Whittaker, 1981), según las cuales una mayor superficie de talón posibilita potencialmente una mayor longitud de masa liberada y, por consiguiente, de superficie. De forma que estas no concordancias son referibles a las características morfológicas de las materias primas usadas.

Este último aspecto, delimita o, mejor expresado, matiza el grado de explotación (recurrencia de lascado) de las superficies *levallois* documentadas en nuestro contexto arqueológico; es decir, nos hace inferir que cierta restricción morfológica (tamaño de las superficies) debió incidir en la capacidad de aprovechar el núcleo de forma más extensiva. Aunque, como comentamos, parece que debieron existir ciertos criterios selectivos a la hora de emplear un nódulo de materia prima. Este aspecto posibilitó dos opciones selectivas y consiguientes reducciones de núcleos:

A/ Los grupos humanos seleccionaron, con preferencia, los nódulos de morfología lenticular, con el fin de proceder a una preparación centrípeta y obtener lascas *levallois*. Estas formas, discoides-*levallois*, sufrieron, no obstante, modificaciones varias en sus procesos de reducción. Por un lado pueden ser el resultado de una selección premeditada de la morfología del nódulo comentada (lenticular), pero, también, pueden ser el resultado de procesos de reducción diferenciales de for-

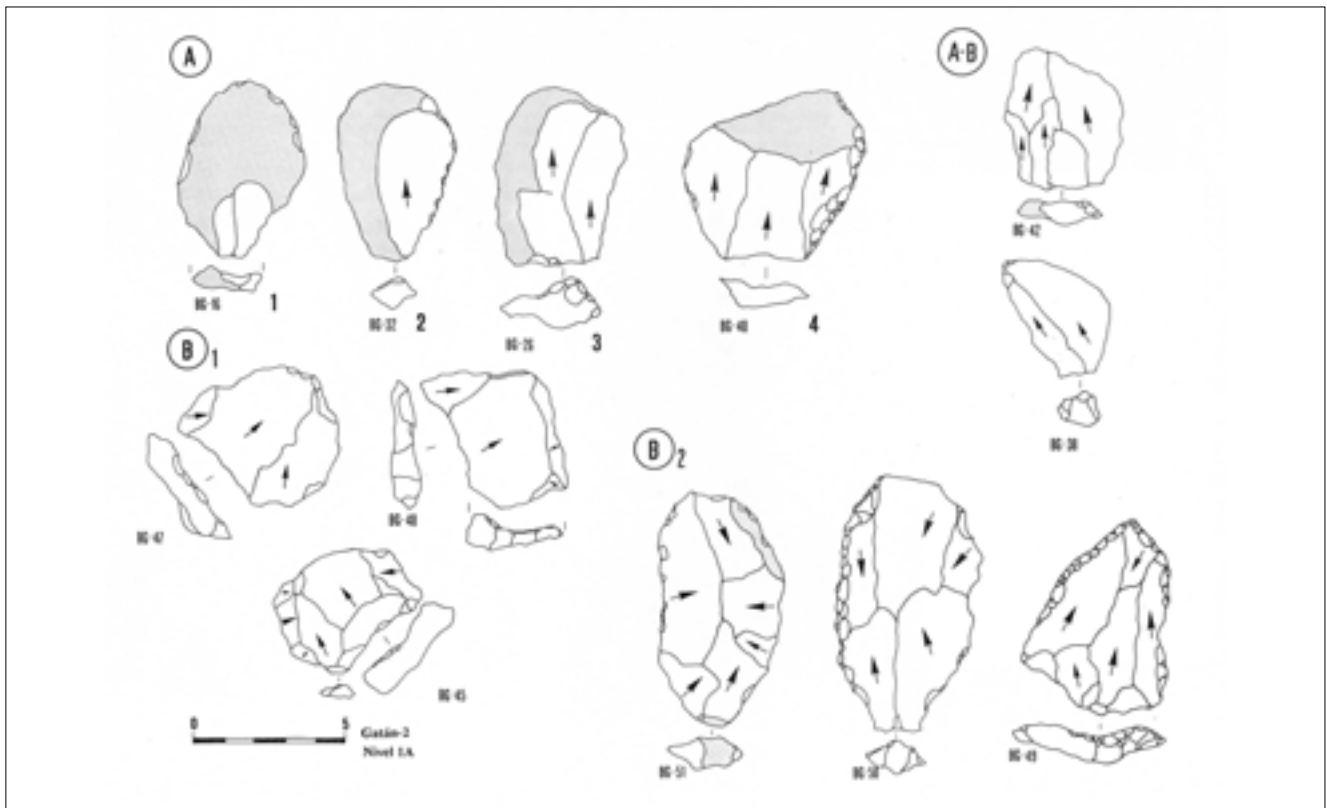


Figura 18. Tipos de lascas documentadas en el sitio Gatán 2: A1: Cortical; A2 y 3: Dorso natural; A4 y AB: Ordinarias; B1: Desbordantes; B2: Levallois primer orden.

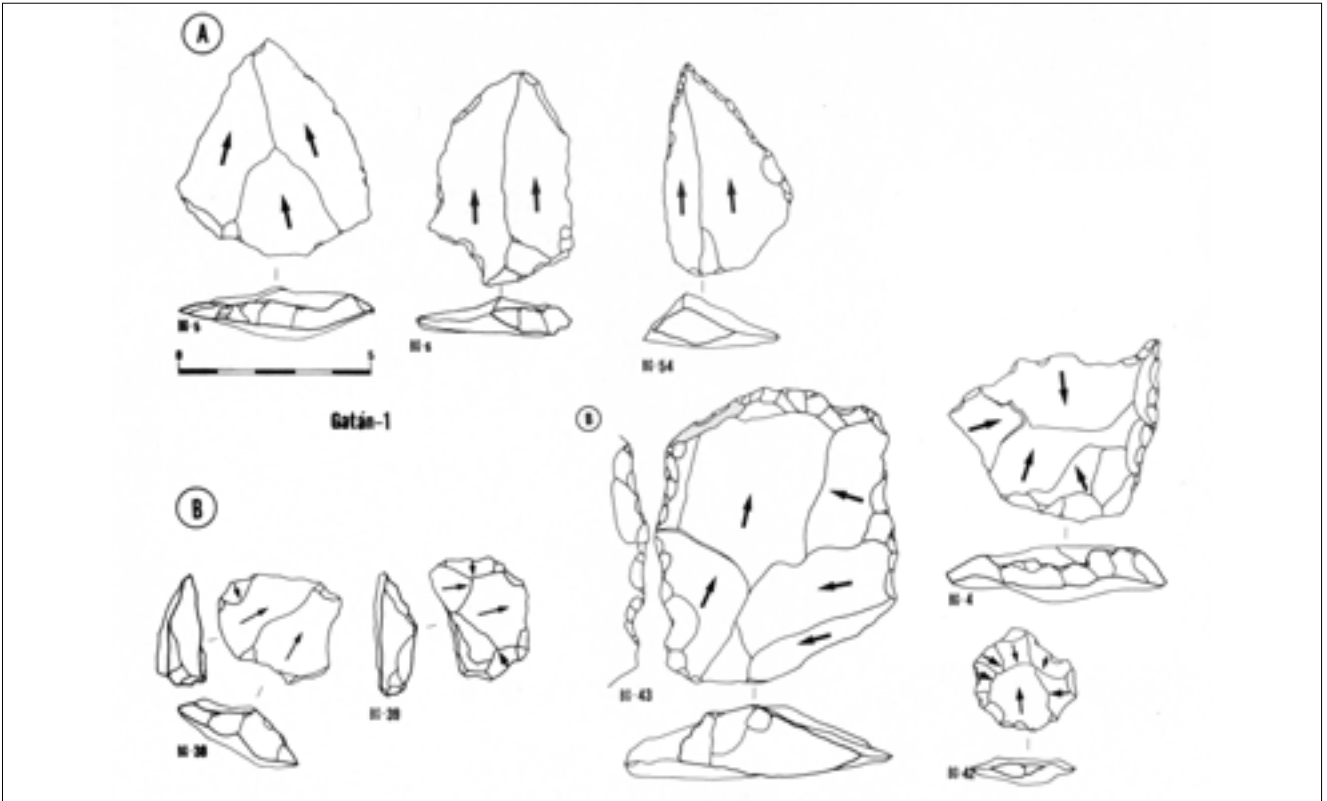


Figura 19: Lascas (Gatán-1). A: Ordinarias con modelo de negativos dorsales subparalelo unidireccional; B (38 y 39): Desbordantes; B (4,42 y 43): Levallois primer orden.

mas previas tabulares no muy prismáticas. En ambos casos, los productos o morfologías finales pueden representar o no procesos de reducción, dependiendo de las dimensiones originales de los nódulos seleccionados.

B/ Una alternativa frente a la menor presencia de estas formas lenticulares, debió consistir en seleccionar formas tabulares o prismáticas, con el fin de aprovechar sus planos de lascado o aristas naturales. El resultado es una producción estandarizada de lascas de dorso natural, con modelos de negativos generalmente paralelos o subparalelos al plano de lascado y margen de córtex, y lascas ordinarias con sistemas de negativos similares (predominio de nervadura central), pero con reserva de córtex más bien distal.

MODELOS COMPARATIVOS

El modelo o procesos tecnológicos compartidos entre estos sitios comentados, se adhiere a lo que ha sido denominado para parte del Paleolítico Medio europeo como *repertorio tecnológico limitado* (ROLLAND, 1981: 19). Sin embargo, como a continuación discutiremos, estos procesos no están exentos de cierta singularidad, ligada a una adecuación mecánica a determinadas materias primas, y de una relativa complejidad relacionada a los posibles cambios morfológicos en las formas de reducción de núcleos. Ambos atributos están íntimamente ligados a las pautas selectivas y de acomodación tecnológica a determinadas materias primas. Ilustran, por tanto, algunas de las *aptitudes* y *actitudes* que los homínidos debieron premeditadamente aplicar para subsistir y equiparse tecnológicamente en medios en los que imperaban determinados recursos líticos.

Comprender algunos de los factores, procesos y condicionantes relacionados a estas contingencias, requiere que no consideremos nuestro caso como un único arqueológico, sino como un ejemplo más de los procesos de adaptación humana. En este sentido, parece que los grupos humanos respondieron de forma similar a pesar de las distancias geográficas y ámbitos cronológicos. Y esto si que es difícil explicarlo en términos de *filia cultural* y etnográfica.

Algunos contextos sedimentarios mediterráneos, fluviales y marinos, (de gravas y molasas) donde predominan estos nódulos de pequeñas dimensiones (*pebble size*), como es el caso del *Pontiniense* (Lazio, Italia: BIETTI *et alii.*, 1991; Bietti & Grimaldi, 1990-91; Kuhn, 1995) y de las industria registradas en el sitio de Ca'Belvedere

(Valle del Po) (PARETTO *et alii.*, 1998), ilustran algunos de estos factores y condicionantes comentados.

En estos sitios arqueológicos parecen existir diferentes, pero continuos, procesos de reducción de los núcleos. Algunas morfologías finales, *pseudo*-prismáticas, también pueden reflejar una adecuación y proceso final de la deliberada explotación de determinados nódulos de materia prima (más irregulares) (e.g.: Ramandils, Aude, SELLET, 1989). Ambos contextos ilustran pautas de selección de materias primas morfológicamente afines, consecuencia de la adaptación de los grupos a los medios respectivos. Lo interesante es que los sitios abarcan un espectro cronológico muy distante. Ca'Belvedere se desarrolló durante el Pleistoceno inferior, mientras que los sitios *Pontinienses* pertenecen principalmente al superior.

En el primer caso (*Pontiniense*), se producen morfologías finales, las cuales parten, según apreciaciones arqueológicas y experimentales (BIETTI & GRIMALDI, 1990-91; BIETTI *et alii.*, 1991), de formas principales (*Chopping-tool* (Figura 23.1); núcleo bidireccional (Fig. 23.5); núcleo *pseudo*-prismático, con una o dos plataformas de lascado (Figura 23.3 y 4); núcleo centrípeta (Figura 23.7) que, a su vez, están relacionadas tecnológicamente a partir de procesos de reducción y reaprovechamiento del volumen del núcleo. Así, parece existir una secuencia evolutiva, por un lado, entre núcleos unidireccionales (una sola plataforma y dirección de lascado), los cuales pueden evolucionar en *choppers* bifaciales, para posteriormente terminar en formas protocentrípetas, denominadas *núcleos de plataformas de lascado cruzadas* (o perpendiculares) (Figura 23.6), y centrípetas (*discoïdes-levallois*).

Por otra parte, estos núcleos unidireccionales -sin diferencias tecnomorfológicas respecto de los denominados *pseudo*-prismáticos- pueden declinar tanto en núcleos bidireccionales (dos plataformas de lascado distales y opuestas), los cuales están, a su vez, relacionados con las formas de plataformas cruzadas, como en núcleos *pseudo*-prismáticos con plataforma de lascado bifacial. Si bien algunos aspectos métricos establecidos entre núcleos/lascas (lascas resultantes de mayores dimensiones que las morfologías finales de núcleos) en otros contextos mediterráneos con materias primas no muy disimilares (Zobiste, Yugoslavia: BAUMLER, 1989), sirvieron de base a estos esquemas de reducción, sin embargo, nuevos estudios métrico-morfológicos sobre estos mismos conjuntos líticos *pontinienses*

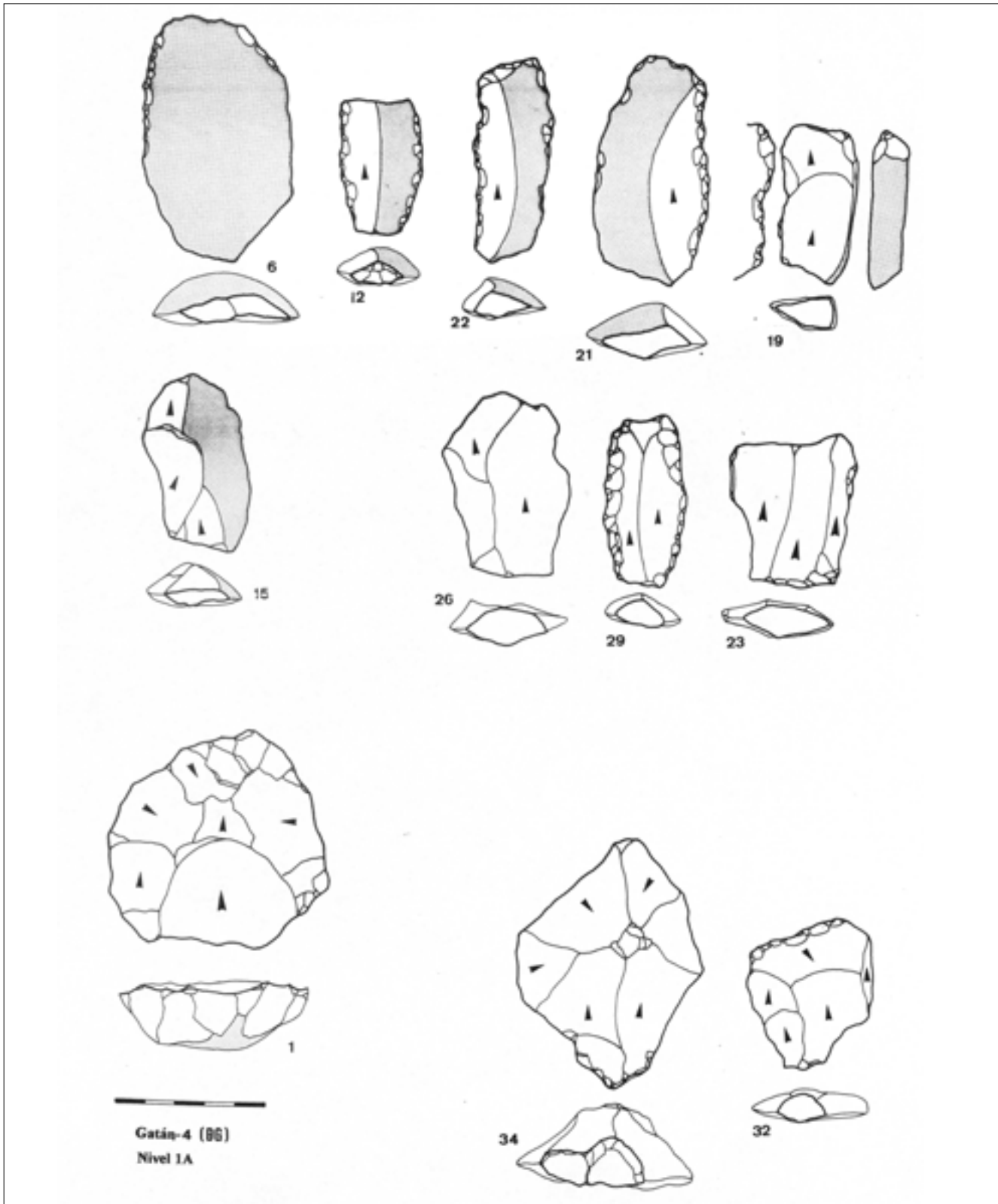


Figura 20. Industria lítica del sitio Gatán 4. 6: Casca cortical; 12,15,19,21 y 22: Dorso natural; 23,26 y 29: Ordinarias; 32 y 34: Levallois; 1: Núcleo Levallois.

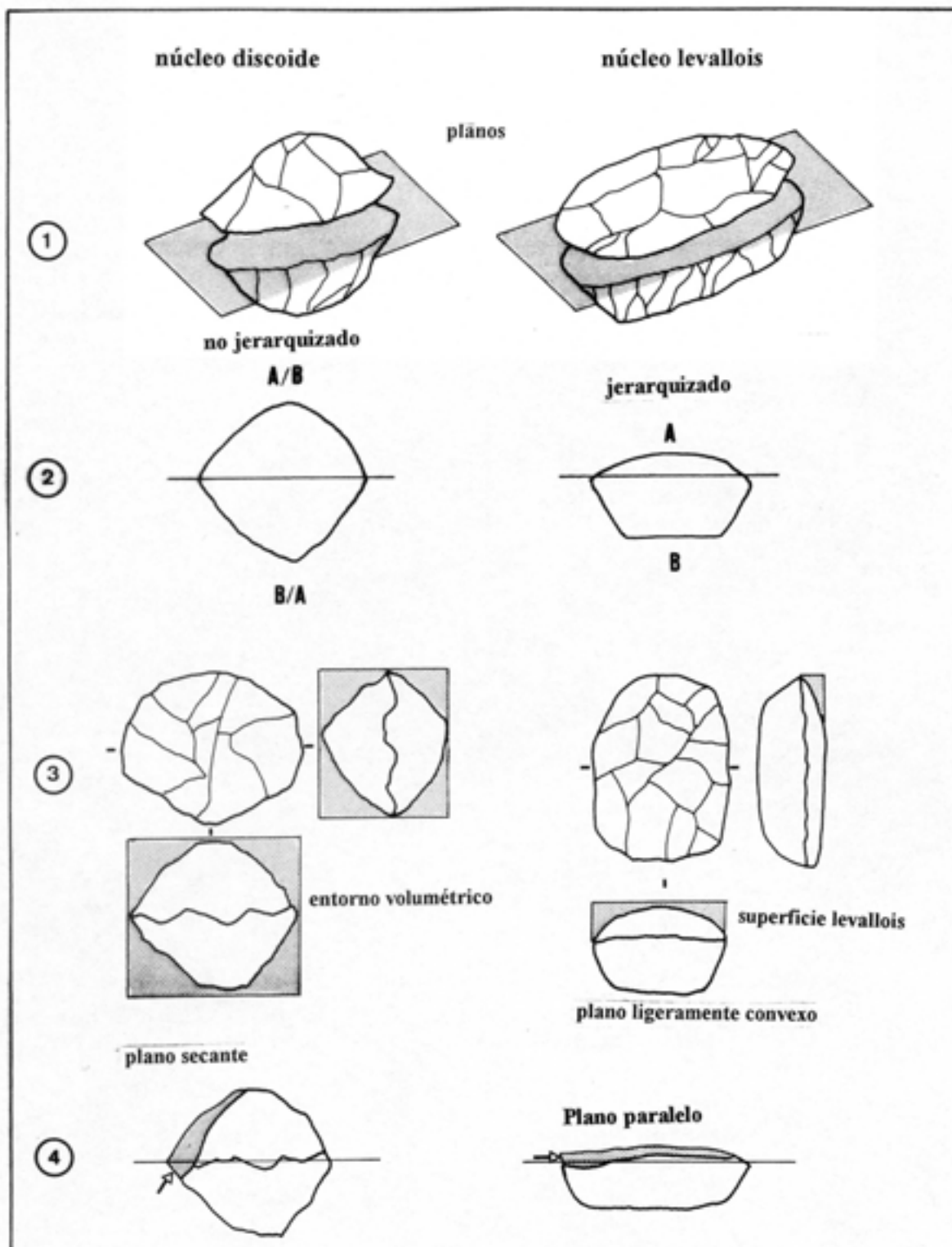


Figura 21. Diferencias tecnomorfológicas entre un núcleo Levallois y otro Discoide según Boëda, 1994.

(KUHN, 1992; 1995: 91 ss.), parecen discrepar de este proceso continuo de reducción.

El principal argumento de esta discrepancia (KUHN, 1995) se basa en que las comparaciones métricas sugieren más bien que debieron existir dos formas básicas de reducción de núcleos (*pseudo*-prismáticos y centrípetos), no relacionadas según los procesos de reducción vistos, que se produjeron como pautas selectivas de morfologías de materias primas determinadas y embutidas en un marco de estrategias tecnológicas, movilidad y uso del medio. Así las morfologías prismáticas eran desbastadas produciendo principalmente lascas de dorso natural (más alargadas y afines tipológicamente (nº 38) a los *cousteaux à dos naturel* contemplados por BORDES, 1961: 33), mientras que los núcleos discoides-*levallois* produjeron lascas más anchas y menos largas, más proclives a ser reducidas en procesos más a largo plazo.

En el sitio del Pleistoceno inferior de Ca'Belvedere (PARETTO *et alii.*, 1998) se han registrado 1319 artefactos, depositados en sedimentos al aire libre, confeccionados a partir de los pequeños nódulos de morfología ovular recogidos en las graveras fluviales del sector. Las morfologías finales de núcleos (n=153) documentados, corresponden mayoritariamente a explotaciones unificales o de una sola plataforma de lascado (44.4%), y bifaciales o de doble plataforma (44.4%), presentando ambas técnicas unas formas de lascado básicamente unidireccional (negativos paralelos y subparalelos), similares a las morfologías aquí concebidas como *pseudo-prismáticas* (*Pontiniense*) o prismáticas-tabulares (Fig. 24-25). Mientras que otras morfologías (poliédricas, discoidales...) apenas han sido documentadas. Las lascas resultantes (Figuras 50 y 51) de estas formas de desbastado (n=1116) son, por lo tanto, principalmente corticales, de dorso natural (con negativo paralelo a la reserva de córtex y perpendicular) (Nº 156, 157; Fig. Nº 219 y 282) y ordinarias, con reserva distal de córtex (Nº 309, 5; Fig. Nº 53 y 79) y de nervadura central (negativos paralelos y sin córtex) (Nº 318, y 158; Fig. 195); otros productos *ordinarios*, incluyen igualmente lascas con esquemas de negativos dorsales cruzados o perpendiculares al eje de lascado, consecuencia de previas extracciones (laterales) con el fin de regularizar y liberar de córtex el plano principal (Nº 288).

A pesar de la similitud de estas morfologías finales de núcleos a los tradicionales *choppers-chopping-tool*, el estudio traceológico de las lascas y numerosos remontajes entre núcleos/lascas, han permitido, sin embargo,

afirmar, que los productos finales empleados en el procesamiento de vegetales y carnes, eran éstas y no los núcleos. En este conjunto, asistimos claramente a un sugestivo ejemplo de adaptación productiva (IN/L=1/7.29) a estos nódulos de materia prima, con el fin de obtener un número considerable (>7) de lascas. Ciertamente, esta secuencia ilustra un proceso premeditado y, al mismo tiempo, refuerza la impresión acerca de las opciones y alternativas que estos homínidos pudieron considerar a la hora de producir sus útiles. En este caso, sin que se produjeran más secuencias de reaprovechamiento o reducción de los núcleos, debido, muy probablemente, a la presencia abundante de materia prima *in situ*.

IMPLICACIONES “ECONÓMICAS” DE LA PRODUCCIÓN DE DETERMINADAS LASCAS

La producción de lascas de dorso natural y asimétricas, con reserva de córtex, puede llegar a ser una solución *predeterminada*, más productiva que una más sofisticada y menos económica preparación *levallois* (FISH, 1981), llevada a cabo cuando se precisa de un inmediato recurso lítico para desarrollar tareas económicas específicas en el medio (TURQ, 1989; 1992). Recientes estudios sobre grupos musterienses mediterráneos (*Pontiniense*) (KUHN, 1992, 1995: 91) han distinguido entre dos tipos de lascas probablemente ligadas a actividades de subsistencia: lascas *levallois*, ligadas a las tareas de *foraging* u obtención y procesamiento primario de recursos, y, por lo tanto más proclives a ser reducidas mediante retoque, y lascas de dorso natural (más alargadas), extraídas de núcleos prismáticos, empleadas en sitios puntuales de estacionamiento (preparación y consumo de nutrientes). Estudios experimentales (BRADLEY, 1977; GENESTE, 1985: 253) han puesto de manifiesto que los productos *levallois* suponen entre un 4.5-18 (%) de un total de 102 lascas; por ejemplo, la reducción experimental (BRADLEY, 1977) de 20 tábulas de sílex de 15 cm de diámetro por 4 cm de grosor, tiende a producir un 4.5% de lascas *levallois* de un total de 102 lascas extraídas, lo que supone 4.6 lascas. Pero, de nuevo, la mayor o menor presencia de materias primas y sus morfologías marcan de alguna forma unas tendencias inmediatas (FISH, 1981) que, sin embargo, pueden variar según el rol que cada preparación de núcleos y

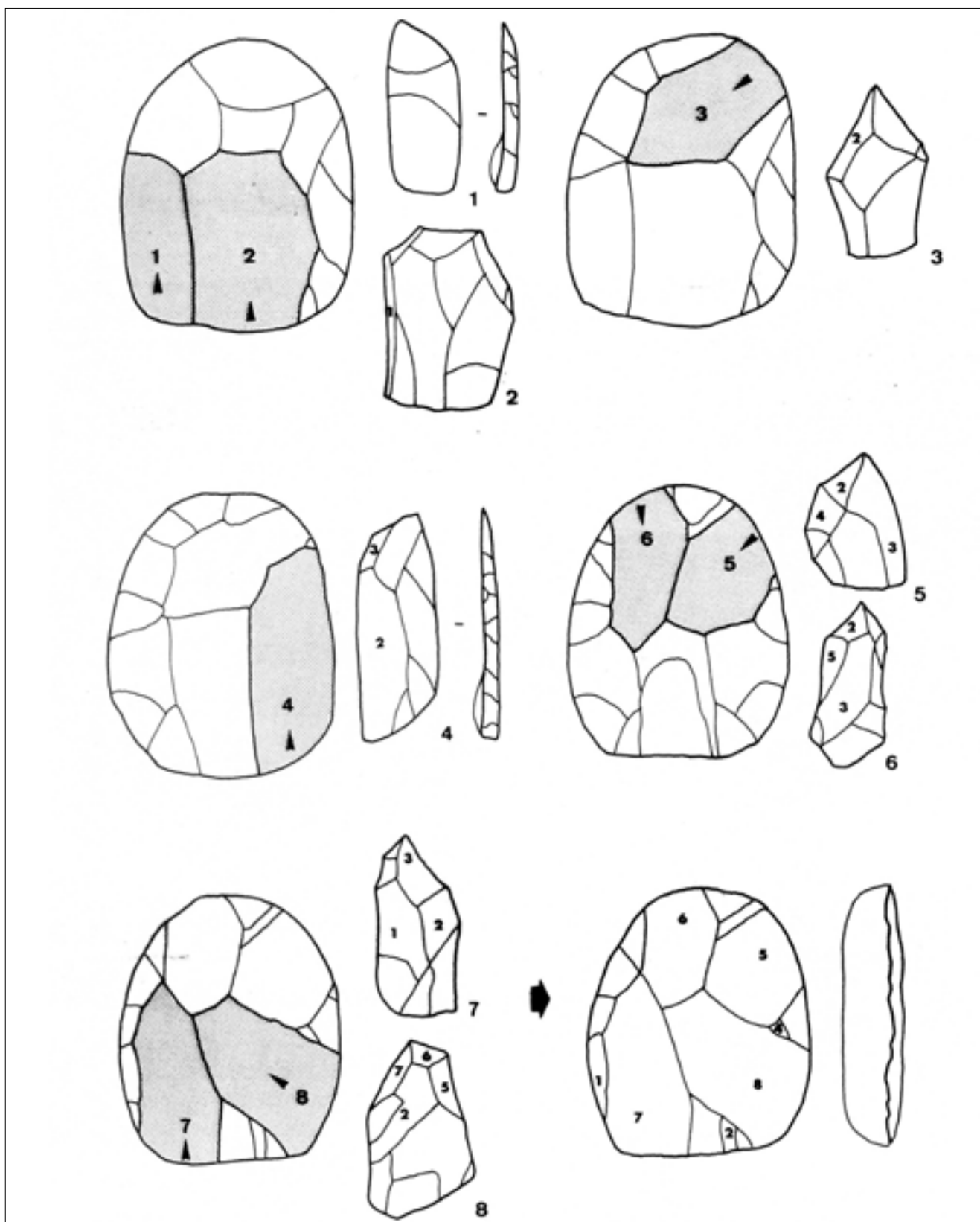


Figura 22: Esquema de reducción de núcleos Levallois recurrentes centrípetos según Boëda, 1994.

producción de lascas pudieron desempeñar en los esquemas de movilidad y uso del medio.

Algunos aspectos (mecánicos) derivados de estas características morfológicas y textura de los tipos de materias primas registradas (grano grueso, intrusiones mineralógicas -microesquistosidades- y densidad del córtex), inciden tanto en la preparación de las superficies de lascado como en las morfologías de las lascas extraídas. En este sentido, se producen múltiples fracturas (derivadas de la escasa invasión del lascado) y partes de los nódulos sin desbastar o preparar; proceso que produce, principalmente en morfologías discoideas centrípetas, *hinge-fractures* (COTTERELL & KAMMINGA, 1987). Pero esta incidencia también se registra en las formas tabulares. En este caso, un escalonamiento progresivo del plano de extracción debido a las fracturas remontantes de escasa invasión o recorrido. Si esta incidencia se produce en una cara del núcleo discoide-*levallois*, este suele adoptar una morfología final *cónica* (BOËDA, 1993: 393-94) o *bicónica*, si esto sucede en ambas caras (de preparación y lascado) del núcleo (discoide). Esta última morfología (discoide) difiere morfológicamente de la denominada superficie *levallois*, la cual es conceptualizada como una preparación, ligeramente convexa, de una superficie jerarquizada respecto al plano de preparación o plataformas de lascado (BOËDA, 1993: 394; 1995: Fig. 178); aunque la preparación básica (desbastado centrípeto) sea común a ambas formas (Figura 21).

Por otra parte, esta preparación, periférica y consiguientes extracciones centrípetas, aunque represente dentro de los esquemas tecnológicos y secuencias o *cadena operativa* distinguidas en los contextos líticos del Pleistoceno medio-superior eurasiático, unas formas netas y distinguibles respecto de morfologías más variables (BRADLEY, 1987; CREW, 1977; VAN PEER, 1991, 1992; BIETTI *et alii.*, 1991; BAUMLER, 1988; KUHN, 1995), pueden responder a aspectos contingentes como selección deliberada de morfologías de materias primas (VAN PEER, 1991; KUHN, 1995) o procesos de reducción de núcleos originales que irían adoptando morfologías intermedias según sean explotados sus respectivos volúmenes (BAUMLER, 1988; BIETTI *et alii.*, 1991). Dentro de este marco de variabilidad morfológica es donde situaríamos aquéllas morfologías afines (discoide-*levallois*). Pero, como comentamos, estas son, a su vez,

distinguibles según mayor o menor aprovechamiento de su volumen (Figura 45). Sin embargo, incluso dentro de la preparación superficial del núcleo *levallois*, se encuentran formas que reflejan un mayor o menor proceso de sofisticación de lascado. Esto sucede, por ejemplo, con las extracciones preferenciales o lineales (BOËDA, 1994: Fig. 176; BRADLEY, 1977), las cuales implican una sola extracción (con posible recurrencia), frente a los métodos, más complejos, recurrentes unipolares y bipolares.

UN EJEMPLO ETNOARQUEOLÓGICO

La producción de lascas *en bruto* debería ser considerada dentro del contexto de la producción de útiles *cuidada* o económicamente mantenida (BINFORD, 1989). La cuestión es que estas pautas no son, pues, privativas del hombre moderno. Las conductas de algunos cazadores-recolectores actuales no son muy disimilares de las observadas en los grupos de homínidos aquí referidos, aunque algunos de sus objetivos puedan diferir en el ámbito de una organización a más largo plazo.

Existen algunos argumentos etnográficos (BINFORD & O'CONNELL, 1984; O'CONNELL, 1977) que exponen cómo ciertos tipos de materia prima (cuarcitas) no desempeñan un factor condicionante en la decisión de usar diferentes técnicas y diferentes estrategias logísticas para aprovisionar al grupo con útiles. El hecho de utilizar diferentes técnicas puede ser debido a que los diferentes costes percibidos fueron asociados con las diferentes demandas para confeccionar diferentes útiles dentro del sistema. La decisión de transportar lascas preparadas *versus* núcleos, puede, según este contexto etnográfico (aborígenes australianos), estar relacionada con la demanda diferencial de útiles y el uso (vida potencial) de las lascas preparadas (*levallois*) *versus* lascas corrientes, empleadas en el trabajo de madera.

En tecnología, pues, como en casi todos los aspectos de los sistemas culturales, se trata con subsistemas internamente diferenciados. En este contexto de útiles *cuidados*, éstos (cuchillos-hojas *levallois*) son producidos en la cantera, junto a las lascas corrientes, aunque estas últimas eran extraídas para ser importadas también y usadas a diario en el campamento. La producción de estas lascas corrientes (expeditivas)

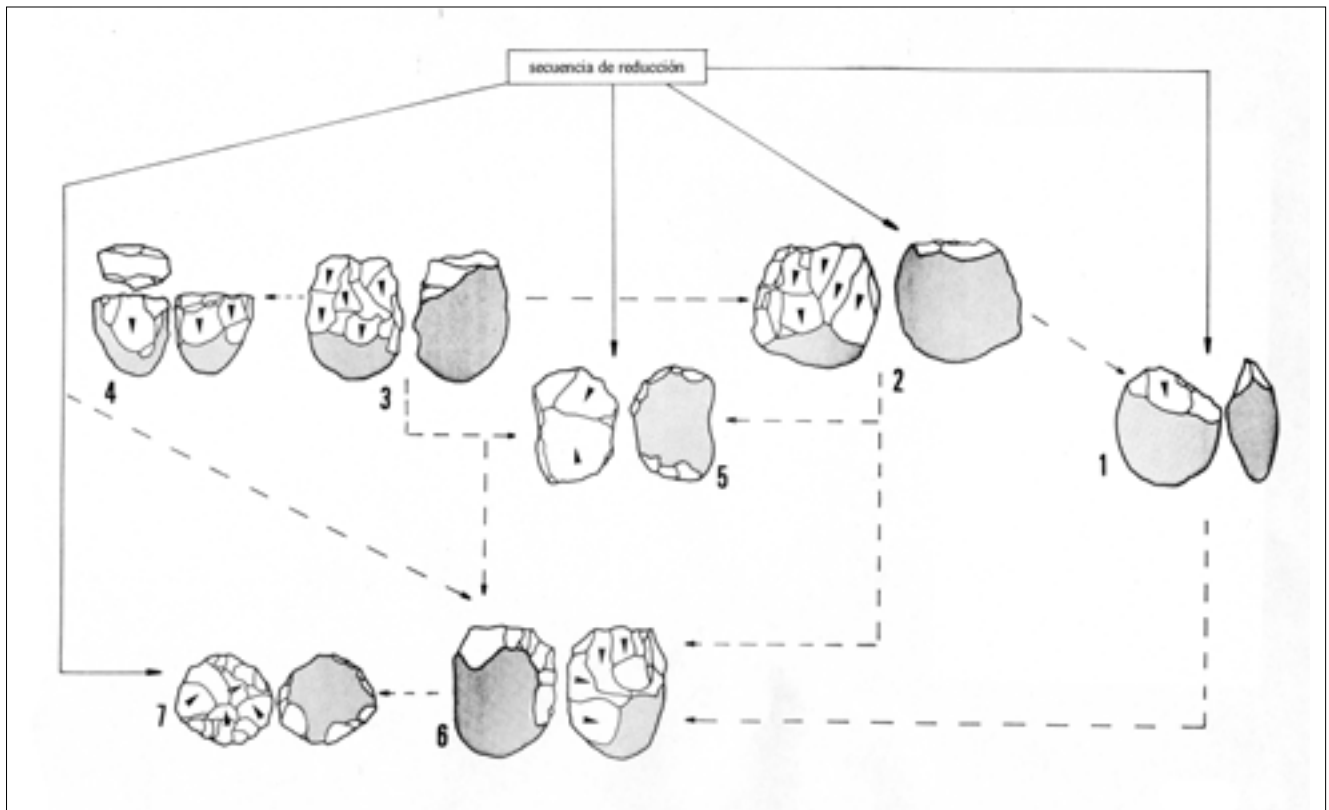


Figura 23: Secuencia de reducción de núcleos propuesta para el pontiniense italiano, según Bietti y otros, 1991. 1: Chopping-Tools; 2 y 3: Pseudo prismático unidireccional y unifacial; 4: Pseudo prismático unidireccional bifacial; 5: Pseudo prismático bidireccional; 6: de plataforma cruzada; 7: Discoidal.

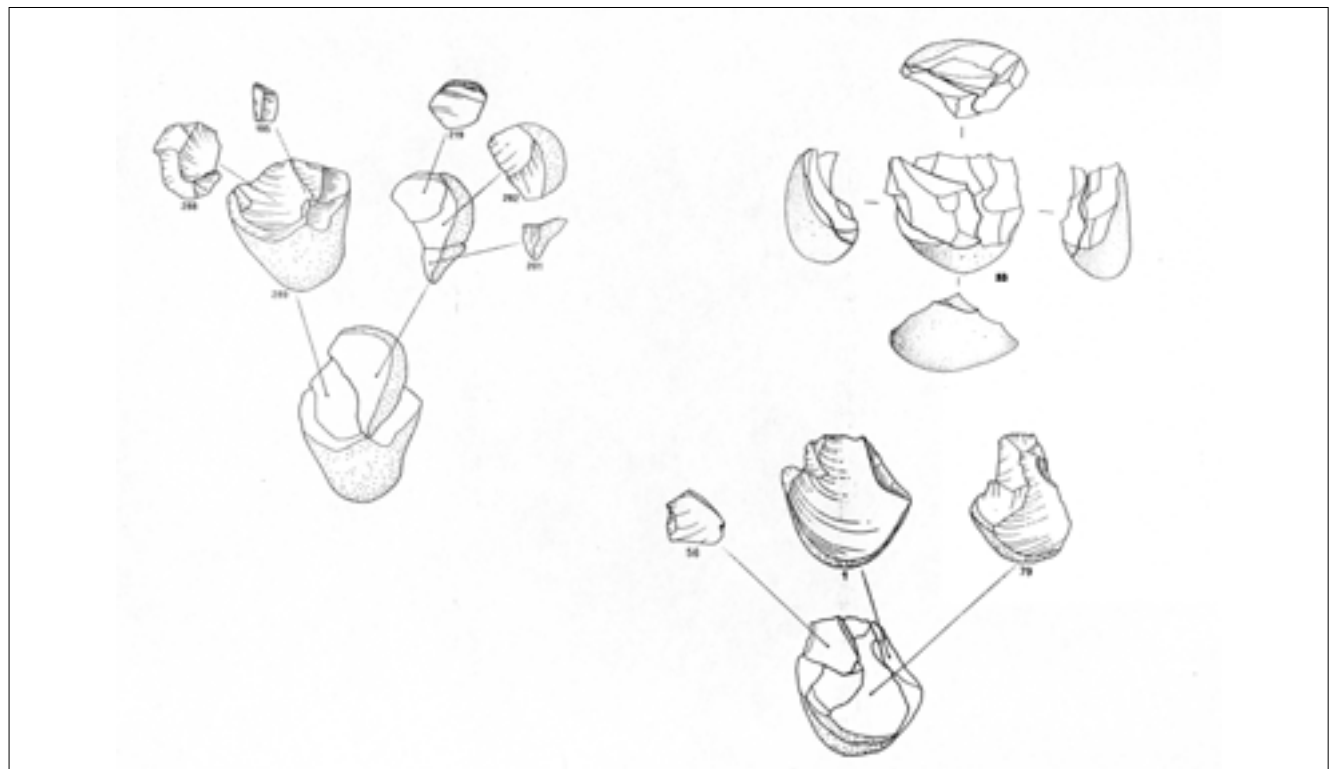


Figura 24. Núcleos y lascas documentadas en el sitio de Ca' belvedere, según Paretto y otros, 1998. Se trata de núcleos pseudoprismáticos unidireccionales y unifaciales.

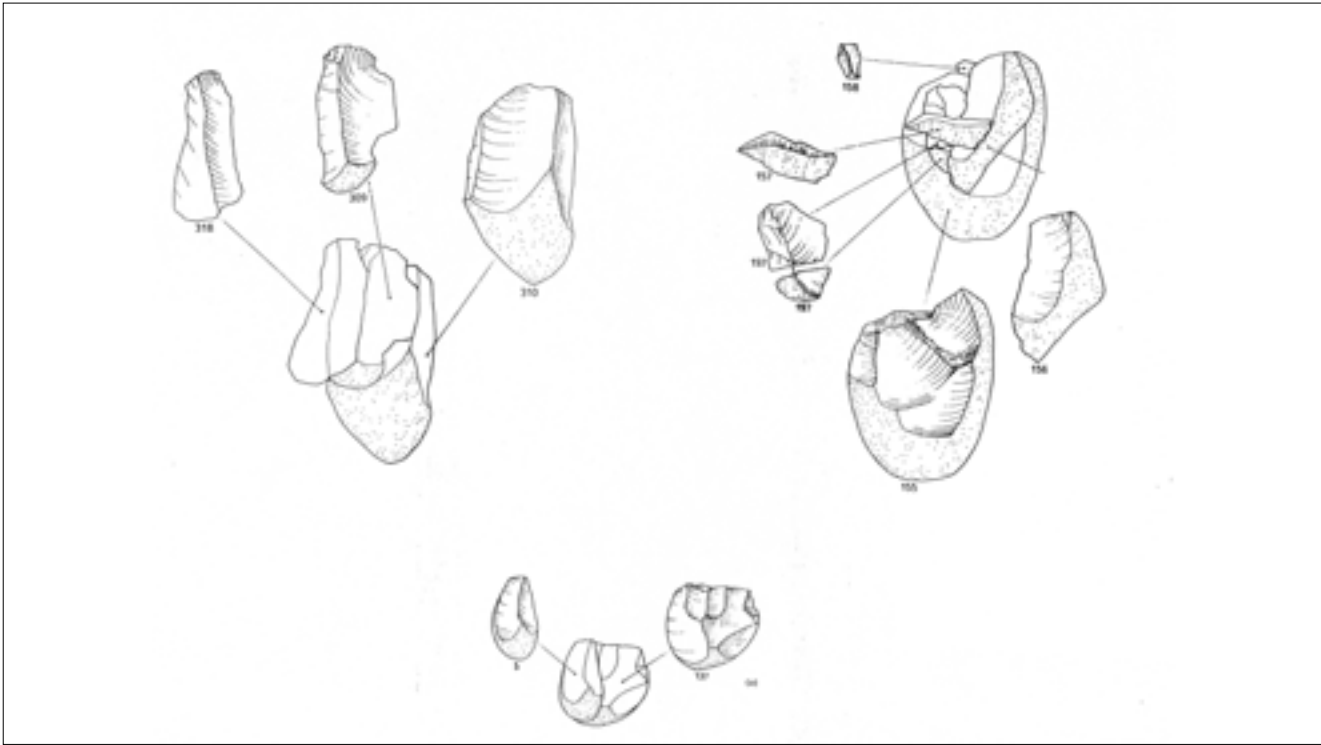


Figura 25. Núcleos y lascas documentadas en el sitio de Ca'belvedere, según Paretto y otros, 1998. Representan un esquema de reducción de núcleos unidireccionales unifaciales.

implica la existencia de estrategias de uso versátil. Debido a que muchas de estas decisiones están condicionadas económicamente, se puede esperar que sus variaciones sucedan dentro de un sistema dependiente del aprovisionamiento espacial dentro de una región. De forma que los cambios apreciados en los sitios o emplazamientos dentro de un sistema en un espacio geográfico puedan ser condicionantes de cambios en las tácticas de un solo sitio arqueológico.

Estas son las reflexiones etnográficas que BINFORD y O'CONNELL (1984; O'CONNELL, 1977) extrajeron de sus observaciones de campo durante una jornada de extracción de materias primas de los grupos Alyawara de la sabana áridica de Australia central.

Estos razonamientos, con sus debidas implicaciones etnoarqueológicas, derivan de la observación de pautas ocasionales, pero premeditadas, de preparación de ciertas lascas (*levallois*) en sitios con abundante materia prima de cuarcita. El objetivo del evento era la preparación o desbastado de los nódulos, con el fin de obtener unas morfologías prismáticas (*keel* o *noised block*) de los que se extraí-

an, tras una preparación bidireccional de las superficies (volumétricas), una serie de hojas apuntadas. El modelo de negativos dorsales paralelos de estos productos es muy similar al de las denominadas puntas *levallois*, distinguidas por Bordes en su lista-tipo con los el números 3 y 4 (BORDES, 1961). Estas hojas o, según su denominación etnográfica, *cuchillos de hombre*, y denominadas *leiliria blade* (BRÉZILLON, 1977: 268; DORTCH & BORDES, 1977), eran introducidas al campamento. Otros recursos líticos, como el caso de los núcleos más pequeños o más agotados - núcleos denominados *horse hoof cores* (BRÉZILLON, 1977: 92), procedentes de la técnica conocida como *Victoria West* (BRÉZILLON, 1977: Fig.6), eran igualmente transportados y llevados al campamento (a medio desbastar) con el fin de servir como reserva lítica para la extracción de lascas corrientes para preferentemente emplearlas en las tareas de preparar maderas.

CONCLUSIONES

Las principales características geomorfológicas del sector durante el Pleistoceno pueden ser aprecia-

das en la Figura 3. Sobre estos depósitos de margas se desarrollarán aportes sedimentarios cuaternarios que configuran -de forma *relictas*- el actual estado superficial, entre los que se pueden distinguir tres estadios o pedimentos erosionados (ver. Sección 624-641 en Figura 4). Estas formaciones superficiales constituyen el desarrollo de la pendiente, originado desde el Plioceno- Pleistoceno inferior al superior. El control tectónico a que se vio sometida la depresión produjo, durante el Pleistoceno inferior, un levantamiento de los frentes montañosos, debido a la acción de las fallas principales (Socovos-Calasparra, NW-SE, y Rbl. Del Moro, EN-SW) y juego de accidentes W-E entre Calasparra y Cieza (BAENA *et alii.*, 1993a). Otras fallas, EN-SW, que habían afectado a los depósitos del Mioceno superior en el frente Puerto-Cabeza del Asno-Picacho (WS-EN), parecen, también reactivarse y producir tasas de elevación local. Esto produjo importantes deformaciones en la disposición y geometría de los depósitos superficiales (glacis), consistentes en series de basculamientos y solapamientos de sus facies sedimentarias que crearon umbrales y facetas erosivas y obturaciones que causaron deflecciones en la red de drenaje (Figuras 10 y 11). Subsecuentes fases de subsidencia regional (Cieza-Jumilla) (KENTER *et alii.*, 1990) de la cuenca produjeron un proceso de incisión erosiva de la red de drenaje con los consiguientes procesos de denudación extensiva de las facies de los depósitos de derivación. Con entrada en una fase de amortiguación tectónica durante el Pleistoceno superior, los procesos de disección extensiva sobre los pedimentos comentados, cambian a una dinámica de incisión lineal sobre los principales ejes o líneas de drenajes ya conectados al nivel de base regional.

Yacimientos del tipo aquí confrontado, ubicados en superficie, sobre estas litologías (margas), ofrecen datos trascendentes a la hora de comprender y evaluar los procesos evolutivos de las pendientes erosivas originadas durante el modelado o morfogénesis de los medios. El registro arqueológico es en este caso bastante autoevidente: su asociación al derrubio lítico erosionado (moladas) es un hecho de la estabilización de los pedimentos evaluados. A este respecto podemos establecer las siguientes consideraciones:

Los datos tanto geomorfológicos como sedimento-estratigráficos obtenidos en los sitios arqueológicos y

contrastados dentro de los sistemas de las formaciones superficiales cuaternarias del sector, sugieren un proceso evolutivo de morfogénesis estabilizada (pendientes) con la consiguiente reducción de los índices de erosión. Esto implica ambientalmente la superposición de un paleorelieve de superficies relictas amortiguado por la dinámica tectónica y sometido a fuertes contrastes climáticos (humectación-sequedad). Como resultado, se producen superficies estabilizadas (relictas) configuradas por suelos poco evolucionados (arídicos) y compuestos por materiales detríticos heredados.

Los restos arqueológicos manifiestan tanto desde el punto de su disposición topográfica como de su composición tecno-cultural unas pautas ocasionales relacionadas con las extracciones y preparación de lascas (*levallois*) para ser importadas a otros sitios deficitarios de materias primas o para ser transportadas para uso personal. Estos comportamientos manifiestan cierto grado de planificación por parte de los homínidos implicados en un medio árido.

El registro sedimentoestratigráfico no permite datar con precisión los eventos de formación de los restos arqueológicos. Sin embargo, como se desprende de los datos geomorfológicos y pedogenéticos contrastados, estos residuos se debieron depositar una vez comenzado el aludido proceso de estabilización de estas superficies de erosión. Esto supone datar este proceso *grosso modo* durante el Pleistoceno superior.

REFERENCIAS

- ABRAHAMAS, A.D., PARSON, A.J., COOKE, R.V. & REEVES, R.W. (1984). "Stones movement on hillslopes in the Mojave Desert, California. A 16-year record", *Earth Surface Processes and Landforms*, 9, 365-370.
- ABRAHAMAS, A.D., HOWARD, A.D. & PARSONS, A.J. (1994). "Rock mantled slopes". En ABRAHAMAS, A.D. & PARSONS, A.J (eds.) *Geomorphology of Desert Environments*, Chapman & Hall. London, 173-212
- ALCARAZ, F. & RÍOS, S. (1996). *Flora de la ribera y zonas húmedas de la Cuenca del río Segura*. Universidad de Murcia. Murcia.
- ALEXANDER, R.W. HARVEY, A.M., CALVO, A., JAMES, P.A. & CERDÁ, A. (1994). "Natural Stabilisation Mechanisms on badlands Slopes: Tabernas, Almería, Spain". En MILLINGTON, A.C.

& PYE, K. (Eds.) *Environmental Change in Drylands. Biogeographical and Geomorphological Perspectives*, John Wiley & Sons. Chichester, 85-111.

AL-FARRAJ, A & HARVEY, A.M. (2000). "Desert pavement characteristics on wadi terrace and alluvial fans surfaces: Wadi Al-Bih, U.A.E. and Oman", *Geomorphology*, 35. 3-4, 279-297.

ALÍAS, J.L., SÁNCHEZ, G. & FERNÁNDEZ, T. (1982). "Características de los factores edafogenéticos relativos a los suelos de margas miocénicas de la Provincia de Murcia", *Anales de Edafología y Agrobiología*, XLI, 475-495.

ALÍAS, J.L. (et alii.) (1986a). *Mapa de suelos. E. 1: 100.000. Hoja Nº 891.Cieza*. Proyecto LUCDEME. ICONA-Universidad de Murcia.Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación. Madrid.

ALÍAS, J.L. (et alii.) (1986b). *Mapa de suelos. E. 1: 100.000. Hoja Nº 890. Calasparra*. Proyecto LUCDEME. ICONA-Universidad de Murcia.Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación. Madrid.

ALÍAS, J.L., LÓPEZ, F. & MARÍN-SANLEANDRO, P. (1997). "Clay minerals and soil fertility loss on petric calcisol under a semiarid Mediterranean environment", *Soil Technology*, 10.1, 9-19.

ALONSO-ZARZA, A.M., SILVA, P.G., GOY, J.L. & ZAZO, C. (1998). "Fan-surface dynamics and biogenic calcreta development interactions during ultimate phases of fan evolution in the semiárid SE Spain (Murcia)", *Geomorphology*, 24.2-3, 147-167.

ALLEN, P.A. & DENSMORE, A.L. (2000). "Sediment flux from an uplifting fault block", *Basin Research*, 12.3-4, 367-380.

AMAJOR, L.C. (1986). "Alluvial fan facies in the Miocene-Pliocene coastal plain sands, Niger Delta, Nigeria", *Sedimentary Geology*, 49, 1-20.

ANHERT, F. (1994). "Modeling the development of non-periglacial sorted nets". En POESEN, J. & LAVÉE, H. (eds.) *Rocks Fragments in Soil: Surface Dynamics. Catena*, 23, 43-63.

BAENA, J. & JERÉZ, 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. & RODRÍGUEZ, T. (1994). *Mapa neotectónico, sismotectónico y de activida-*

des de falla de la Región de Murcia (E:1/200.000 y 1/1.000.000). Instituto tecnológico y Minero de España-Conserjería 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. & ZAZO, C. (1993b). *Memoria y Mapa Geológico de la Región de Murcia (E. 1: 200.000)*. Instituto Tecnológico Geominero de España (ITGM). Conserjería 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*, 8.2, 112-126.

BARTON, C.M. (1987). *An Analysis of Lithic Variability from the Middle Paleolithic of the Iberian Peninsula*. Ph. D. dissertation, University of Arizona. UMI. Ann Arbor.

BAUMLER, M. (1988). "Core reduction, flake production and the Middle Paleolithic industry of Zobiste (Yugoeslavia)". En DIBBLE, H.L. & MONTET-WHITE, A. (eds.) *Upper Pleistocene Prehistory of Western Eurasia*, University Museum Monography, 54. The University Museum, University of Pennsylvania. Philadelphia, 255-274.

BEAUMONT, P. & OBERLANDER, T.M. (1971). "Observation on stream discharge and competence at Mosaic Canyon, Death Valley, California", *Bulletin of the Geological Society of America*, 82, 1695-1698.

BELLANCA, A., CALVO, J.P., NERI, R & MIRTO, E. (1995). "Lake margin carbonate deposits of Las Minas Basin, Upper Miocene, Southeastern Spain. A sedimentological and geochemical approach to the study of lacustrine and palustrine environments", *Mineralogica et Petrographica Acta*, 38, 113-128.

BEYRIES, S. & BOËDA, E. (1983). "Étude technologique et traces d'utilisation des "éclats débordants" de Corbehem (Pas-de-Calais)", *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 80 (9), 275-279.

BIETTI, A. & GRIMALDI, S. (1990-91). "Patterns of reduction sequences at grotta breuil: statistical analysis and comparisons of archaeological vs. experimental data", *Quaternaria Nova*, 1, 379-406.

- BIETTI, A., GRIMALDI, S., MANCINI, V., ROSSETTI, P. & ZANZI, G.L. (1991). "Châines opératoires et expérimentation: quelques exemples du moustérien de l'Italie centrale". En *25 Ans d'Etudes Technologiques en Préhistoire: Bilan et Perspectives*, Actes des XI^e Rencontres Internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes. Juan-Les-Pins. Éditions APDCA. Antibes, 109-24.
- BINFORD, L. & O'CONNELL, A. (1984). "An Alyawara day: The stone quarry", *Journal of Anthropological Research*, 40, 406-432.
- BIRKELAND, P.W. (1990). "Soil geomorphic analysis and chronosequences -a selective overview". En KNUEPFER, P.L.K. & MCFADDEN, L.D. (eds.) Soils and Landscape Evolution. *Geomorphology*, 3.3-4, 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, 1-18.
- BLAIR, T.C. & MCPHERSON, J.G. (1994a). "Alluvial fan processes and forms". EN ABRAHAMAS, A.D. & PARSONS, A.J. (eds.) *Geomorphology of Desert Environments*, Chapman & Hall. London, 354-402
- BLAIR, T.C. & MCPHERSON, J.G. (1994b). "Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hidraulic processes, sedimentary processes and facies assamblages", *Journal of Sedimentary Research*, A64, 450-589.
- BLAIR, T.C. & MCPHERSON, J.G. (1999). Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes*, 69.1, 6-19.
- BLÜMEL, W.D. (1982). "Calcretes in Namibia and SE-Spain. Relations to substratum, soil formation and geomorphic factors". En YAALON, D.H. (ed.) *Aridic Soils and Geomorphic Processes*. Proceedings of the International Conference of the International Society of Soil Science. Jerusalem, Israel, 1981. *Catena Supplement 1*, 67-82
- BOËDA, E. (1993). "Le débitage discoïde et le débitage levallois recurrent centripète", *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 90, 392-404.
- BOËDA, E. (1994). *Le concept levallois: variabilité des méthodes*. Centre de la Recherche Archéologiques, 9. Editions de le Centre de la Recherche Scientifique. Paris.
- BORDES, F. (1961). *Typologie du Paléolithique ancian et moyen*. Publications de l'Institute de Préhistoire de l'Université de Bourdeaux. Mémoire n° 1-2. Bourdeaux.
- BOWYER-BOWER, T.A.S. & BRYAN, R.V. (1986). "Rill initiation: concept and experimental evaluation on badland slopes", *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 59, 161-175.
- BRADLEY, B. (1977). *Experimental Lithic Technology with special Reference to the Middle Paleolithic*. Ph. D. Dissertation. Cambridge University. cambridge.
- BRIERLEY, G.J., LIU, K. & CROOK, K.A.W. (1993). "Sedimentology of coarse-grained alluvial fans in the Markham Valley, Papua, New Guinea", *Sedimentary Geology*, 86, 297-324.
- BULL, W.B. (1992). *Geomorphic Responses to Climatic Change*. Oxford University Press. Oxford.
- BULL, L.J. & KIRBY, M.J. (1997). "Gully processes and modeling", *Progresse in Physical Geography*, 21.3, 354-374.
- CALVO-CASES, A., HARVEY, A.M., PAYÁ-SERRANO, J. & ALEXANDER, R.W. (1991). "Response of badlands surfaces in southeast Spain to simulated rainfall", *Cuaternario y Geomorfología*, 5, 3-14.
- CALVO-CASES, A. & HARVEY, A. M. (1996). "Morphology and Development of selected badlands in Southeast Spain: Implications of Climatic Change", *Earth Surface Processes and Landforms*, 21, 725-735.
- CAMPBELL, S.E., SEELER, J.S. & GOLOBIC, S. (1989). "Desert crust formation and soil stabilization", *Arid Soil Research and Rehabilitation*, 3, 217-228.
- CERDÁ, A. (1997a). "The effect of patchy distribution of *Stipa tenacissima* L. on runoff and erosion", *Journal of Arid Environments*, 36.1, 37-51.
- CONESA, C. & ALVAREZ, Y. (1996). "Método geométrico aplicado a los canales y estimación de la máxima descarga en la Vega Alta del Segura (España)", *Cadernos Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, 21, 469-481.
- COOKE, R.V. (1970). "Stone pavements in deserts", *Annals of the Association of American Geographers*, 60, 560-577.
- COOKE, R.V, WARREN, A. & GOUDIE, A.S. (1993). *Desert Geomorphologie*. UCL Press, London.
- CROESE, I. (1983). "Neogene formations and dating of the deformations of the Prebetic Zone, Southeast of Jumilla (Province of Murcia, Spain)", *Estudios Geológicos*, 38, 415-455.

COTTERELL, B. & KAMMINGA, J. (1987). "The formation of flakes", *American Antiquity*, 52.4, 675-708.

CREW, H. (1975). *An Examination of the Variability of the Levallois Method: Its Implications for the Internal and External Relationships of the Levantine Mousterian*. Ph. D. dissertation, Southern Methodist University. UMI. Ann Arbor.

DABRIO, C.J. (1973). *Geología del sector del Alto Segura (Zona Prebética)*. Tesis Doctoral de la Universidad de Granada. Granada.

DABRIO, C.J., ZAZO, C., GOY, J.L., SANTISTEBAN, C., BARDAJI, T. & SOMOZA, L. (1990). "Neogene and Quaternary fan-delta deposits in Southeastern Spain", *Field-Guidebook, II Fan-Delta Workshop, Cuadernos de Geología Ibérica* (Madrid, 1991), 15, Murcia, Spain, 327-400.

DIBBLE, H.L. (1984). "Interpreting typological variation of Middle Paleolithic scrapers: function, style or sequences of reduction?", *Journal of Field Archaeology*, 11, 431-436.

DIBBLE, H.L. (1987). "The interpretation of Middle Paleolithic scraper morphology", *American Antiquity*, 52, 109-117.

DIBBLE, H.L. & ROLLAND, N. (1992). "On assemblage variability in the Middle Paleolithic of Western Europe: history, perspectives and a new synthesis". En DIBBLE, H.L. & MELLARS, P. (eds.) *The Middle Paleolithic: Adaptation, behaviour and Variability*, University Museum Monograph, 72. University of Pennsylvania. Philadelphia, 1-28.

DOHRENWEND, J.C. (1994). "Pediments in arid environments", En ABRAHAMS, A.D. & PARSONS, A.J. (eds.) *Geomorphology of Desert Environments*, Chapman & Hall. London, 321-353.

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

ELIZAGA, E. (1990). *Análisis de las facies sedimentarias y petrología de los depósitos lacustres de edad Neógeno superior de la Zona Prebética, Albacete, España*. Tesis Doctoral de la Universidad Complutense de Madrid. Madrid.

FAULKNER, H., SPIVEY, D. & ALEXANDER, R. (2000). "The role of some site geochemical processes in the development and stabilization of three badlands sites in Almería, Southern Spain", *Geomorphology*, 35, 1-2, 87-99.

FAUST, D. (1997). "Quartäre Landschafts entwic-

klung im semiariden Sudostspanien (Prov. Murcia) und Auswirkungen auf der Agrarraum", *Die Erde*, 128, 51-66).

FISH, P.R. (1979). *The Interpretative Potential of Mousterian Debitage*. Anthropological Research Papers, 16. Arizona State University.

FISH, P.R. (1981). "Beyonds tools: Middle Paleolithicdebitage and cultural inference", *Journal of Archaeological Research*, 37, 374-386.

FISHER, R.V. (1971). "Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits", *Journal of Sedimentary Petrology*, 41, 916-927.

FOUCAULT, A. (1971). *Étude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaen et Grenade, Espagne méridional)*. Thésis de la Faculté des Sciences. París.

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

GENESTE, J.-M. (1985). *Analyse lithique d'industries Moustériennes du Périgord: une approche technologique du comportement des groupes humains au Paléolithique moyen*. Thésis Doctoral, Université de Bourdeaux I. Bourdeaux.

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

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

HARDEN, J.W. (1990). "Soil development on stable landforms and implications for landscape studies". En KNUEPFER, P.L.K. & MCFADDEN, L.D. (eds.) *Soils and Landscape Evolution*. *Geomorphology*, 3.3-4, 391-398.

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

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

HARVEY, A.M. (1990). "Factors influencing

Quaternary alluvial fans development in southeast Spain". En RACEOCKI, A. & CHURCHE, M. (eds.) *Alluvial Fans: A Field Approach*, Wiley and Sons. Chichester, 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, 543-553.

HARVEY, A.M. & WELLS, S.G. (1987). "Response of Quaternary fluvial systems to different epeirogenetic uplift: Aguas and Feos river systems, Southeast Spain", *Geology*, 15, 689-693.

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 LEWIN, J., MACKLING, M.G. & WOODWARD, J. (eds.) *Mediterranean Quaternary River Environment*, Balkema, Rotterdam, 263-278.

IBBEKEN, H., DETLEF, A., WARNKE & DIEPENBROEK (1998). "Granulometric study of the Hanaupah Fan, Death valley, California", *Earth Surface Processes and Landforms*, 23-6, 481-492.

IMESON, A.C. & VERSTRATEN, J.M. (1988). "Rill on badlands slopes: A physicochemically controlled phenomenon", *Catena Supplement*, 12, 139-150.

IMESON, A.C., LAVEE, H., CALVO-CASES, A. & CERDÁ, A. (1998). "The erosional response of calcareous soils along a climatological gradient in southeast Spain", *Geomorphology*, 24.1, 3-16.

JEREZ, L. (1971). "Bosquejo estratigráfico y paleogeográfico de la zona Prebética de la región de Iso-Elche de la Sierra-Moratalla (provincias de Albacete y Murcia)", *Boletín del Instituto Geológico y Minero*, 81(2), 117-131.

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

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

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

JOHNSON, A.M. (1984). "Debris flow", En BRUNDSSEN, D. & PRIOR, D.B. (eds.) *Slope Instability*, Wiley & Sons. New York, 257-261.

JOHNSON, A.M. & RAHN, P.H. (1970).

"Mobilization of debris flow", *Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band*, 9, 168-186

JOHNSON, J. & MORROW, C. (eds.) (1987). *The Organization of Core Technology*. Westview Press. Boulder, CO.

KANTMAN, S. (1976). "Essai d'une méthode d'étude des "denticulées" moustériennes par discrimination des variables morphofonctionnelles", *Quaternaria*, 13, 281-94.

KELLY, R.C. (1988). "The three sides of a biface", *American Antiquity*, 53, 717-734.

KENTER, J.A.M., REYMER, J.J.G., VAN DER STRATEN, H.C. & PEPPER, P. (1990). "Facies patterns and subsidence history of the Jumilla-Cieza Region (Southeast Spain)", *Sedimentary Geology*, 67.3-4, 123-142.

KHERSAT, S.A. (2001). "Calcic horizons distribution and soil classification in selected soils of north-western Jordan", *Journal of Arid Environments*, 47.2, 145-152.

KIRBY, M.J. (1993). "Longterm interactions between networks and hillslopes". En BEREN, K. & KIRBY, M.J. (eds.) *Channel Network Hydrology*, Wiley & Sons. London, 225-293.

KUHN, S.L. (1992b). "Blank form and reduction as determinants of Mousterian scraper morphology", *American Antiquity*, 57, 115-128.

KUHN, S.L. (1995). *Mousterian Lithic Technology. An Ecological Perspective*. Princeton University Press. Princeton.

KUTTIEL, P., LAVEE, H. & ACKERMANN, C. (1998). "Spatial distribution of soil surface coverage on north and south facing hillslopes along a Mediterranean to an extreme arid climatic gradient", *Geomorphology*, 23.2-4, 245-256.

LOZANO, F.J., SIERRA, C. & ORTEGA, C. (1996). "Glacis calcisólico y suelos con horizontes calcicos en el NE de la Provincia de Granada", *Cadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 21, 763-774.

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

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

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

- MACHETTE, M.N. (1985). "Calcic soils of the south-western United States", *Geological Society of America. Special Papers*, 203, 1-21
- MACK, G.H., JAMES, W.C. & MAYER, H.C. (1993). "Classifications of paleosols", *Geological Society of American Bulletin*, 105: 129-136.
- MARÍN, P. (1992). *Características generales y aspectos mineralógicos de la fertilidad en potasio de los suelos en el sector meridional de la Vega Alta del Segura (Murcia)*. Tesis Doctoral de la Universidad de Murcia. Murcia.
- MATHEWSON, C.C., KEATON, J.R. & SANTI, P.M. (1990). "Role of bedrock ground water in the initiation of debris flow and sustained post-flow stream discharge", *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 27, 73-83.
- MIALL, A.D. (1985). "Architectural elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits", *Earth Sciences Review*, 22, 261-308.
- MENGES, C.M. (1990). "Soil and geomorphic evolution of bedrocks facets on a tectonically active mountain front, western Sangre de Cristo Mountains, New Mexico", *Geomorphology*, 3, 301-332.
- MONTENAT, CH. (1973). *Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol (Provinces d'Alicante et Murcia)*. Thèse Sciences de la Université d'Orsay. Orsay.
- MOSS, J.H. (1977). "The formation of pediments -scarp backwearing or scarp downwasting?", En DOEHRING, D.O. (ed.) *Geomorphology of Arid Regions*, State University of New York. Binghamton, 51-78.
- MUELEN, Y., ASSOULINE, S. & RHODENBOURG, H. (1990). "Rainfall induced soil seal: A critical review of observations and models", *Catena*, 17, 185-203.
- MUSH, D.R. (1982). "The influence of topography on the spatial variability of soils in Mediterranean climates". En THORN, C.E. (ed.) *Space and Time in Geomorphology*, Allen & Unwin. London, 269-284.
- NASH, D.J. & SMITH, R.F. (1998). "Multiple calcreta profiles in the Tabernas Basin, southeast Spain: their origins and geomorphic implications", *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 1009-1029.
- NEMEC, W. & POSTMA, G. (1993). "Quaternary alluvial fans in southeastern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution", En MARZO, M. & PUIGDEFÉBREGAS, C. (eds.) *Alluvial Sedimentation*, International Association of Sedimentologist (AIS), Special Publication, 17. Blackwell. Oxford, 235-276.
- NETTLETON, W. & PETERSON, F. (1983). "Aridisols", En WILDING, L.P., SMECT, N.E. & HALL, G.F. (eds.) *Pedogenesis and Soil Taxonomy. II The Soils Orders*, Elsevier, Amsterdam, 165-215.
- NETTLETON, W. (ed.) (1991). *Ocurrences, 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. & PETERSON, F. (1989). "Relicts soils of subtropical regions of the Unites States", En CATT, J. & BRONGER, A. (ed.) *Paleopedology: Nature and Application of Paleosols. Catena Supplement*, 16: 59-93.
- NETTLETON, W.D., BRUSHER, B.R., BRENHAM, E.C. & ARHENS, R.J. (1998). "A clasification system for buried paleosols", *Quaternary International*, 51-52, 175-183.
- NETTLETON, W.D., OLSON, C.G & WYSOCKI, D.A. (2000) "Paleosol classification: problems and solutions". En CATT, J.A, KEMP, R., FELIX-HENNINGEN, P. & SCHOLTEN, T. (eds.) *Recent and Paleo-pedogenesis as tools for modelling past and future global change. Catena*. 41.1-3, 61-92.
- OBERLANDER, T.M. (1972). "Morphogenesis of granite boulder slopes in the Mojave Desert, California", *Journal of Geology*, 80, 1-20.
- OBERLANDER, T.M. (1974). "Landscape inheritance and the pediment problem in the Mojave Desert of southern California", *American Journal of Science*, 274, 849-875.
- OLSON, C.G. & NETTLETON, W.D. (1998). "Paleosols and the effects of alteration", *Quaternary International*, 51-52, 185-194.
- PARSON, A.J., ABRAHAMS, A.D. & SIMANTON, J.R. (1992). "Microtopography and soil surface materials on semi-arid piedmonts hillslopes, Southern Arizona", *Journal of Arid Environments*, 22, 107-115.
- PAARZA, N.E.A., LAMAS, F., IRIGARAY, C. & CHACÓN, J. (1998). "Engineering geological characterization of Neogene marls in the Southeastern Granada basin, Spain", *Engineering Geology*, 50.1-2, 165-175.
- PAQUET, J. (1969). *Étude géologique de l'Ouest de la province de Murcie, Espagne*. Thésis. Mémoires de la Société géologique de France, Nouvelle séries, t. 48. Paris.
- PARETTO, C., AMORE, F.O., ANTONIAZZI, A., ANTONIAZZI, A., BAHAIN, J.J., CATTANI, L.,

- CAVALLIRI, E., ESPOSITO, P., FALGUERES, C., GAGNEPAIN, J., HEDLEY, Y., LAURENT, M., LEBRETON, V., LONGO, L., MILLIKEN, S., MONEGATTI, P., OLLÉ, A., PUGLIESE, N., RENAULT-MISKOVSKY, J., SOZZI, M., UNGARO, S., VANUCCI, S., VESPÉS, J.M., WAGNER, J.L. & YOKAYAMA, Y. (1998). "L'industrie lithique de Ca'Belvedere di Monte Poggiolo: stratigraphie, matière première, typologie, remontages et traces d'utilisation", *L'Anthropologie*, 102.4, 343-265.
- PAWLUK, S. (1978). "The Pedogenic profil in the stratigraphic section". En MAHANEY, W.C. (ed.) *Quaternary Soils*, 349-361.
- PHILLIPS, J.D. (1993a). "Progressive and regressive pedogenesis and complex soil evolution", *Quaternary Research* 40.2, 169-176.
- PHILLIPS, J.D. (1993b). "Stability implications of the state factor model of soil on a nonlinear dynamical system". *Geoderma*, 58.1-2, 1-15.
- PLAKHT, J., PATYK-KARA, N. & GORELIKO-RA, N. (2000). "Terrace pediments in Makhtesh ramon, Central Negev, Israel", *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 29-39.
- POESEN, J. & INGELMO-SÁNCHEZ, F. (1992). "Runoff and sediment yield from topsoils with different porosity as affected by rock fragment cover an position", *Catena*, 19, 451-474.
- POESEN, J., VAN WESEMAEL, B., BUNTE, K. & SOLE, A. (1998). "Variation of rock fragments cover and size along semiarid hillslope: a case-study from southeast Spain", *Geomorphology*, 23.2-4, 323-335.
- REHEIS, M.C., SOWERS, J.M., TAYLOR, EM., MCFADDEN, L.D. & HARDEN, J.W. (1992). "Morphology and sequences of carbonate soils on the Kyle Canyon fan, Nevada, U.S.A", *Geoderma*, 52, 303-342.
- RETALLACK, G.J. (1994). "The environmental factor approach in the interpretation of paleosols", En AMUNDSON, R., HARDEN, J. & SINGER, M. (eds.) *Factors of Soils Formation: A Fiftieth Anniversary Restrospective*, SSSA special Publications, 33. Madison, WI, 31-64.
- RETALLACK, G.J. (1998). "Core concepts of paleopedology", *Quaternary International*, 51-52, 203-212.
- RODINE, J.D. & JOHNSON, A.M. (1976). "The ability of debris heavily freighted with coarse clastic materials to flow on gentle slopes", *Sedimentology*, 23, 213-234.
- RODRÍGUEZ, T. (1979). *Geología e hidrología del sector Alcaraz-Liétor-Yeste (Albacete). Síntesis geológica de la Zona Prebética*. Tesis Doctoral de la Universidad de Granada. Instituto Geológico y Minero de España. 97. Colección Memorias. Madrid.
- ROLLAND, N. (1977). "New aspects of Middle Paleolithic variability in Western Europe", *Nature*, 266, 251-252.
- ROYER, D.L. (1999). "Depth to pedogenic carbonate horizon as a paleoprecipitation indicator?", *Geology*, 27.12, 1123-1126.
- RUHE, R.V. (1975). *Geomorphology. Geomorphic Processes and Surficial Geology*. Houghton Mifflin. Boston MA.
- RUST, B.R. (1984). "Proximal braid plain in the Middle Devonian Malbaie Format of Eastern Gaspe. Quebec, Canada", *Sedimentology*, 31.5, 675-695.
- SÁNCHEZ, J.A. & ARTÉS, F. (1982). *Génesis, clasificación y cartografía de los suelos de la Región de Murcia*. Centro de Edafología y Biología Aplicada del Segura (CEBAS, CSIC). Murcia.
- SÁNZ, C. (1990). "Geological evolution of the Betic Cordilleras in the Westerns Mediterranean from the Miocene to the present", *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- SCHWERTMANN, U. & CORNELL, R.M. (1991). *Iron Oxides in the Laboratory: Preparation and Characterization*. VCH. Weinheim.
- SCHICK, K.D. (1986). *Stone Age Sites in the Making. Experiments in the Formations and Transformations of Archaeological Occurrences*. British Archaeological Reports, 319. International Series. Oxford.
- SCHICK, K.D. & TOTH, N. (1993). *Making Silent Stones Speaking: Human Evolution and the Dawn of Technology*. Weidenfield & Nicholson. London.
- SELLET, F. (1989). *Gisement moustérien de Ramandils (Port-La-Nouvelle, Aude): approche technologique des méthodes de débitage*. Mémoires de DEA, Institute de Paléontologie Humaine, Museum National d'Histoire Naturel. Aude.
- 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, 325-41.
- SIMANTON, J.R., RENARD, K.G., CHRISTIANSEN, C.H. & LANE, L.J. (1994). "Spatial distribution of surfaces rocks fragments along catenas in semi-arid Arizona and Nevada, USA", En POESEN, J. & LAVÉE, H. (eds.) *Rocks Fragments in Soil: Surface Dynamics*. *Catena*, 23, 29-42.

SMITH, N.D. (1974). "Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream", *Journal of Geology*, 82, 205-224.

SOLÉ, A., CALVO-CASES, A., CERDÁ, A., LÁZARO, R., PIRI, R. & BARBERO, J. (1997). "Influences of micro-relief patterns and plant cover on runoff related processes in badlands from Tabernas (SE Spain)", *Catena*, 31, 28-38.

SPIVEY, D.B. (1997). *Scale, processes and badland development in Almeria Province, Southeast Spain*. Ph. D. Thesis, University of Liverpool, UK.

STEEL, R.J. & THOMPSON, D.B. (1983). "Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates ("Bunter" Pebbles Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England", *Sedimentology*, 30, 341-367.

SULLIVAN, A.P. (ed.) (1998). *Surface Archaeology*. New Mexico University Press. Albuquerque.

SULLIVAN, L.A. & KOPPI, A.J. (1991). "Morphology and genesis of silt and clay coating in the vesicular layer of a desert loam soil", *Australian Journal of Soil Research*, 29, 579-586.

SUMNER, G., HOMAR, V. & RAMIS, C. (2001). "Precipitation seasonality in eastern and southern coastal Spain", *International Journal of Climatology*, 21.2, 219-247.

TIXIER, J., INIZAN, M.L. & ROCHE, H. (1980). *Préhistoire de la pierre taillée. Vol.1: Terminologie et technologie*. Cercle de Recherches et d'Études Préhistoriques. Antibes.

VAN PEER, P. (1991). "Interassemblage variability and levallois styles. The case of the Northern African Middle Paleolithic", *Journal of Anthropological Archaeology*, 10, 107-151.

VAN PEER, P. (1992). *The Levallois Reduction Strategy*. Prehistory Press. Monographs in World Archaeology 13. Madison, Wisconsin.

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

WATSON, A. & NASH, D.J. (1997). "Desert crust and varnishes", En THOMAS, D.S.G. (ed.) *Arid Zone Geomorphology: Processes, Forms and Change in Drylands*, John Wiley & Sons Ltd. Chichester, 69-107.

WELLS, S.G. DOHRENWEND, J.C., MACFADDEN, L.D., TURRIN, B.D. & 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, 1518-1529.

WEBSTER, R. (1985). "Quantitative spatial analysis of soils in the field", *Advances in Soil Sciences*, 3, 1-70.

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

WRIGHT, V.P. & TUCKER, M.E. (1991). "Calcretes introduction". En WRIGHT, V.P. & TUCKER, M.E. (eds.) *Calcretes*, International Association of Sedimentologist, Report Series, Vol.2. Blackwell Scientific. Oxford, 1-22.

WRIGHT, R.L. (1996). "An evaluation of soil variability over a single bedrock type in part of Southeast Spain", *Catena*, 27, 1-24.



Lámina 1. Vista general del yacimiento Gatán 2.



Lámina 2. Panorámica del glacis de la cuenca: 1. Frente de montaña (Sierra del Puerto); 2. Abanico aluvial del pleistoceno inferior; 3. superficies erosionadas (suelos de margas).

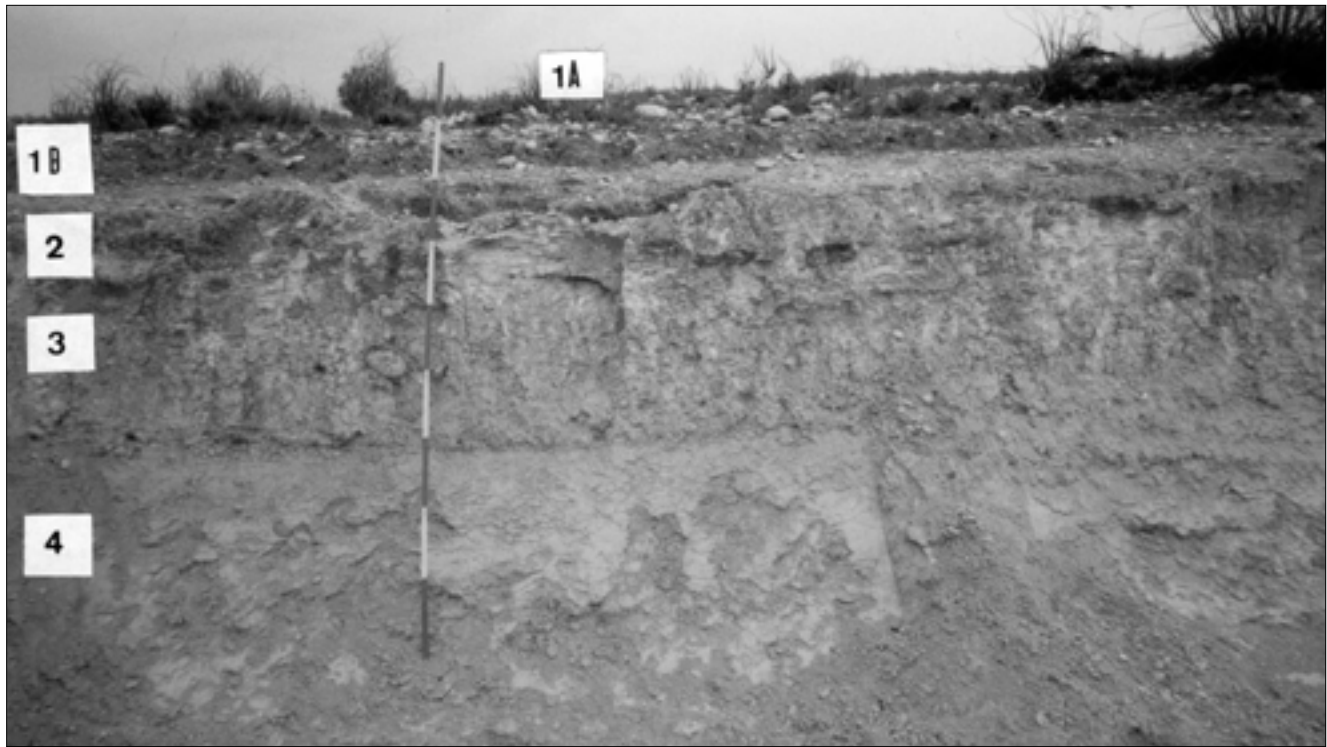


Lámina 3. Estratigrafía del suelo de margas del yacimiento Gatán 1. (explicación en el texto).



Lámina 4. Estratigrafía de un suelo perteneciente al abanico del pleistoceno medio, documentado en la rambla del agua amarga.



Lámina 5. Estratigrafía sistema aluvial A. Horizonte de anillas coronado por una carbonatación pedogenética.



Lámina 6. Estratigrafía sistema aluvial A. Conglomerados y a techo carbonatación pedogenética.



Lámina 7. Detalle de las cuarcitas erosionadas en el yacimiento de Almadenes.



Lámina 8. Superficie con cuarcitas erosionadas en el yacimiento Gatán 3.



Lámina 9. Detalle del suelo del yacimiento Gatán 2, y posición de un núcleo (Bg-2-54).

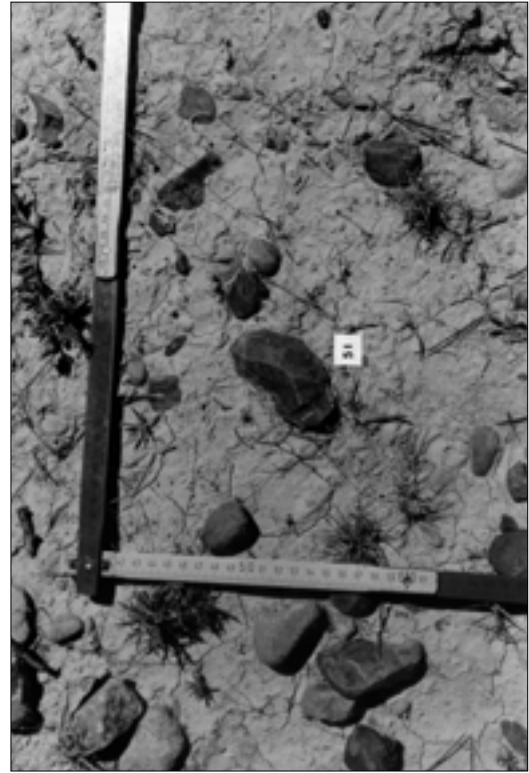


Lámina 10. Detalle del suelo del yacimiento Gatán 2 y posición de una lasca Levallois (BG-2-51).



Lámina 11. Raederas confeccionadas sobre lascas Levallois.

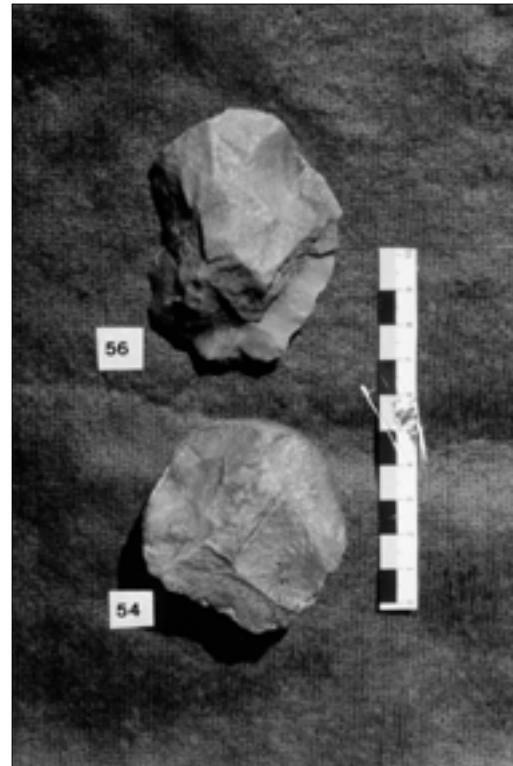


Lámina 12. Núcleos Levallois (Gatán 2).



Lámina 13. Núcleos Levallois (Gatán 3).



Lámina 14. Detalle de la estructura cruzada-planar (Foreset) de gravas y arenas del abanico aluvial sistema A.