

TERESA CASQUEL  
ARTEMI CERDÀ  
CARLOS FERRER  
M<sup>a</sup> PILAR FUMANAL  
VÍCTOR MANZANARES  
M<sup>a</sup> JOSÉ VIÑALS

## LOS DEPÓSITOS CUATERNARIOS DE L'ARENAL DE PETRER (ALICANTE)

### RESUMEN

En este artículo se estudia la geomorfología y los depósitos cuaternarios de una pequeña rambla de la provincia de Alicante, tributaria del Vinalopó.

Desde la perspectiva estratigráfica y sedimentológica, y apoyados en dataciones absolutas de C<sup>14</sup> se ha intentado establecer la secuencia sedimentaria, que refleja el comportamiento del valle durante las últimas pulsaciones climáticas cuaternarias.

### ABSTRACT

This paper studies the geomorphic features and Quaternary deposits of a drainage basin, tributary of the Vinalopó river, in the province of Alicante.

From a sedimentological and stratigraphical point of view and with the help of carbon dating, we try to establish the sedimentary record which shows the history of the valley during the last climatic periods of the Quaternary.

## INTRODUCCIÓN

El presente trabajo versa sobre la geomorfología de la Rambla de Caprala, afluente del río Vinalopó, y del estudio de los depósitos cuaternarios del área de l'Arenal de Petrer, que configura el curso bajo de esta rambla (fig. 1).

El análisis se ha centrado en la morfoestratigrafía de varios cortes a fin de establecer los distintos niveles de terrazas, y por tanto, las secuencias de incisión y relleno del valle. En apoyo de esta interpretación se ha contado con tres dataciones absolutas realizadas mediante C<sup>14</sup>.

Se han considerado particularmente los principales procesos responsables de la evolución cuaternaria de la cuenca que le confieren un modelado peculiar. Destacan los *tuffoni*, bien desarrollados en las calizas arenosas que forman los actuales cantiles de las laderas. La presencia de grandes dunas en un valle del interior, adosadas a las laderas e intercalándose con glacis y terrazas, confiere al paisaje una gran singularidad.

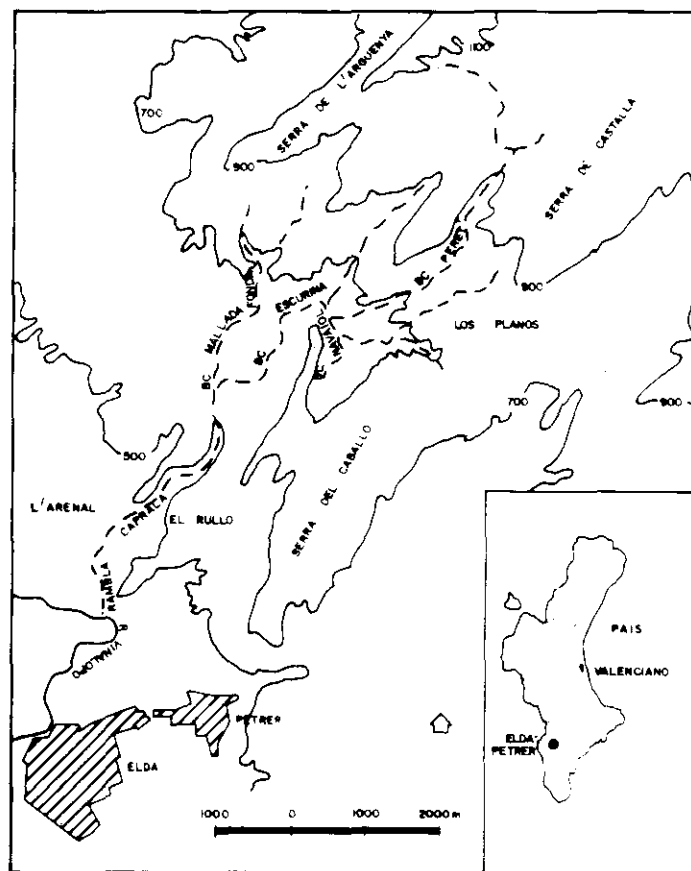


Fig. 1.- Mapa de localización

## MARCO FÍSICO

La cuenca se inserta en el ámbito morfotectónico del sinclinal de l'Arguenya-Ibi, de típica tectónica prebética y constituido por materiales del Cretácico y del Oligoceno (en esencia calizas, calizas margosas y margas) que forman un pliegue en profundidad, posteriormente rellenado con materiales miocenos (margas y calcoarenitas). Existen en el área afloramientos triásicos de arcillas rojas y yesos cuya presencia en la cuenca está ligada a fracturas de transformación.

Los depósitos cuaternarios consisten en niveles detríticos que conforman terrazas, conos y glaciais de amplia distribución en la zona. Esta complicada trama geológica presenta, no obstante, una topografía sencilla, de superficies suaves que en ocasiones ofrece rasgos de endorreísmo, donde la red fluvial no acaba de organizarse. Sólo el río Vinalopó se presenta como importante colector que drena la escorrentía de la zona.

En este entorno, la Rambla de Caprala se sitúa en las estribaciones suroccidentales del sinclinal, fracturado en este punto, en sentido transversal al pliegue, discurriendo, al igual que la mayoría de ramblas existentes en el prebético, sobre materiales margosos terciarios, lo que la distingue de las ramblas del Norte del País Valenciano, que circulan sobre calizas (MATEU, 1982; SEGURA, 1987).

La cuenca participa de unas características climáticas típicamente mediterráneas, con veranos secos y calurosos, inviernos suaves y unos máximos pluviométricos en primavera y otoño. Las lluvias son normalmente de carácter torrencial, factor éste determinante en la configuración de una rambla (Segura, 1987). Quizá el rasgo climático más destacable sea la semiaridez del área, agravada por su ubicación a sotavento de la Serra d'Alcoi, que le priva de ciertas lluvias, reduciendo así los aportes pluviométricos. Estas características, junto a la presencia de litologías calcáreas, determinan el carácter efímero de la escorrentía.

Según datos del observatorio de Villena, el viento del NW, predominante en la zona, se introduce en el valle por la Mallada Fonda, y sopla durante todo el año con cierta frecuencia, a excepción de los veranos, en que afectan los vientos del E y S, dejando notar su influencia en la zona de confluencia con el Vinalopó.

## LA RED DE DRENAJE

### *Organización de la red*

La Rambla de Caprala nace de la confluencia del Barranc de la Mallada Fonda y del Barranc de l'Escrina, y se une al Vinalopó por su margen izquierda, 1,5 Km antes de Elda-Petrer (fig. 1). La cuenca se encuentra flanqueada por las sierras de l'Arguenya, de Castalla, del Cavall y del Cabeç del Rullo.

La red de drenaje, que fue objeto de un estudio preliminar por Ballesta y Marco (1985), constituye un curso fluvial consecuente a la estructura y litología descritas. El valle aparece compartimentado a favor de una falla que lo divide y desnivela en forma clara, propiciando un comportamiento hidrodinámico y una configuración diferente en cada mitad (fig. 2).

La cuenca alta tiene una topografía arrellanada, fracturada en diversos escalones sobre calcoarenitas, provocados por fallas menores. La nota dominante de este sector es la baja densidad de drenaje, propiciada por la porosidad del terreno y el desarrollo de dolinas que absorben la mayor parte del agua, favoreciendo la circulación subterránea e impidiendo la evolución de la red en este tramo. Aquí el comportamiento hidrodinámico está vinculado a la litología como principal factor de control y mantiene el funcionamiento y la morfología propios de un barranco.

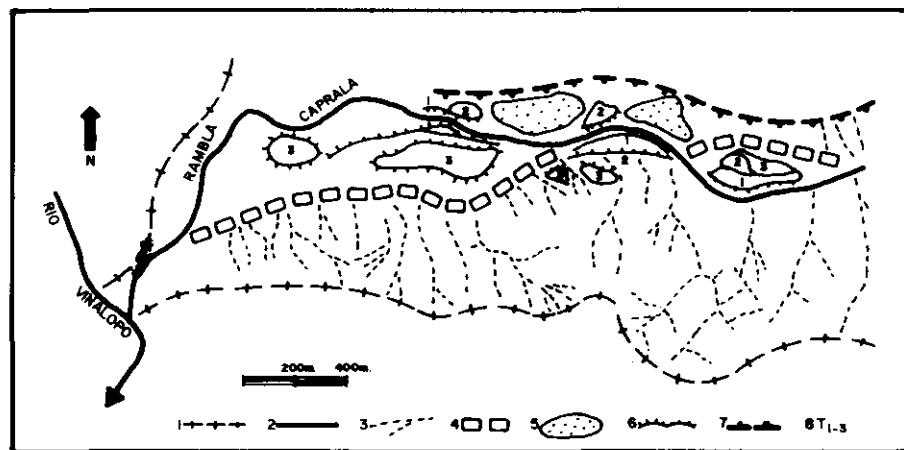


Fig. 2.- Esquema geomorfológico. Detalle de la cuenca baja. 1. Divisoria de aguas; 2. Cauces principales; 3. Tributarios; 4. Paleocauces; 5. Depósitos eólicos; 6. Escarpe de terraza; 7. Cantil; 8. Terrazas

La cuenca media y baja se sitúa a partir del escalón de la falla. Está constituida por calizas margosas del Oligoceno en su flanco izquierdo y por margas y calcoarenitas del Mioceno en su flanco derecho. La red en este sector adopta las características de una rambla, y se encauza sobre las margas miocenas, observándose en ocasiones una incisión de hasta un metro en estos materiales basales. Es a partir de la ruptura de pendiente creada por la falla transversal al valle, cuando comienzan a acumularse los depósitos aluviales. A este factor estructural se une el litológico, puesto que el cambio de materiales en favor de las margas más impermeables, disminuye sustancialmente la capacidad de infiltración del sustrato, lo que permite a la rambla vehicular escorrentía superficial y modelar su

cauce, ensanchándolo. La disponibilidad de escorrentía superficial, aunque sea de carácter efímero, permite que la rambla movilice materiales, erosionando y redepositando según actúen las condiciones hidrodinámicas del momento.

Hay que señalar que el desgarramiento estructural que da lugar a una ruptura de pendiente (fig. 3) es umbral de la erosión remontante hacia cabecera. Esta fractura muestra inyectada una bolsada de Trias plástico que en algún momento pudo individualizar los sectores descritos, siendo así responsable de un posible endorreísmo en la actual cuenca alta y de la desorganización de los barrancos que confluyen en este sector por el margen izquierdo.

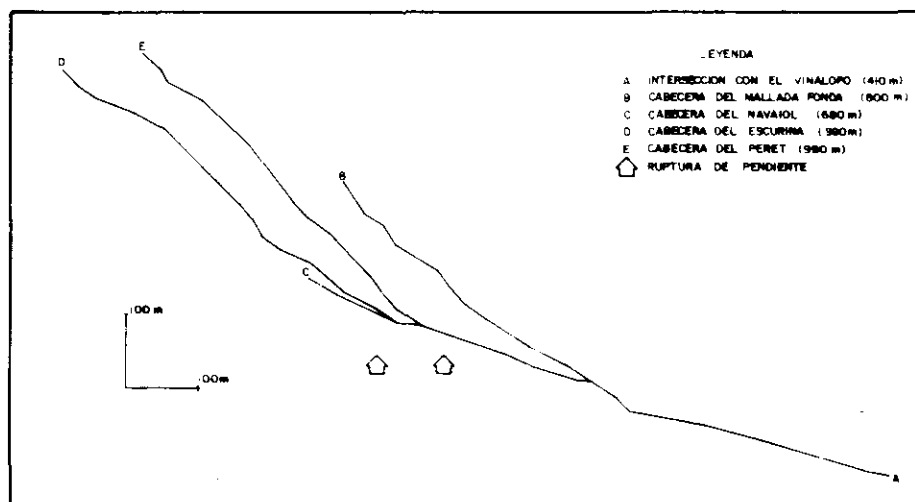


Fig. 3.- Perfiles longitudinales de los principales barrancos de la cuenca

#### *El modelado de la cuenca*

La presencia de diversas litologías en la cuenca da lugar a particulares formas de modelado que a continuación se detallan:

– Las calizas margosas del margen izquierdo, presentan un perfil parejo al determinado en roquedos similares a los de otras áreas del País Valenciano, en las que dominan los sectores rectilíneos y los ángulos de pendiente en torno a los 25° (CALVO, 1987). Son las laderas que proveen de cantos calizos a la rambla.

– Las margas miocenas, en cuenca alta, constituyen el material base del cauce de algunos barrancos subsidiarios que tienen forma de V, y cuyos márgenes se encuentran surcados de *rills* y cárcavas, fruto de la escorrentía superficial.

Sin embargo, en cuenca baja, y ya en los dominios de la rambla, este material presenta un modelado diferente; lecho y márgenes (hay un metro de margas visto, bajo los depósitos cuaternarios) se encuentran pulidos por la acción del agua (zapa basal y lateral), llegando a localizarse incluso pozas y marmitas.

Esto implica que en momentos de crecida ordinaria, el nivel de las aguas alcanza por lo menos un metro de altura, posiblemente más, porque todo el sedimento móvil de cantos calizos que circula en la actualidad no ha sido generado recientemente, luego las aguas deben de zapar incluso la base de las terrazas existentes y retomar carga de ellas.

– Las calcoarenitas miocenas forman los cantiles y divisoria de aguas de la cuenca por su margen derecho. Sobre estos materiales aparecen lapiaces alveolares, propios de procesos de disgregación granular, donde la matriz calcárea de la arenisca se ha disuelto, dejando un depósito de granos de arena silíceos de facies marina (IGME, 1978).

Otra forma típica, e íntimamente relacionada con la anterior son los *taffoni*, definidos por Jennings (1968) como cavernas de meteorización, y matizadas por Cook y Wawe (1973) en cuanto a su morfología propia, como son las entradas arqueadas, paredes convexas, márgenes superiores sobresalientes y bases inclinadas. Estas características se ajustan perfectamente a las oquedades encontradas en el valle (foto 1).



Foto 1.- Taffoni en los cantiles de las laderas de la cuenca de la rambla de Caprala

Las condiciones para la evolución de estos *taffoni* van evidentemente unidas a la litología arenosa y tienen su origen en las formas de lapiaz antes mencionadas (coalescencia de alveolos), a una estructura bien diaclasada, y a la estacionalidad climática (DERRUAU, 1966), ya que la disgregación granular de su pared se debe a la mayor humedad que ahí se conserva durante todo el año, quedando estabilizada o/y frenada la evolución de la superficie exterior.

Este proceso y el desconchado provocados por la disolución química del cemento calcáreo libera arenas silíceas que serán evacuadas de la cavidad por la acción eólica, que seleccionará rigurosamente el tamaño de la carga, como se desprende de las curvas acumulativas e histogramas de frecuencia de algunas muestras (fig. 4). Estas arenas transportadas por el viento constituyen espectaculares depósitos dunares en la cuenca baja.

La evolución de los *taffoni* provoca un retroceso del cantil a base de desplomes de las viseras de estas cavidades, que nutren un talud de derrubios de todos los tamaños, que también son atacados por la meteorización y movilizados por el transporte eólico.

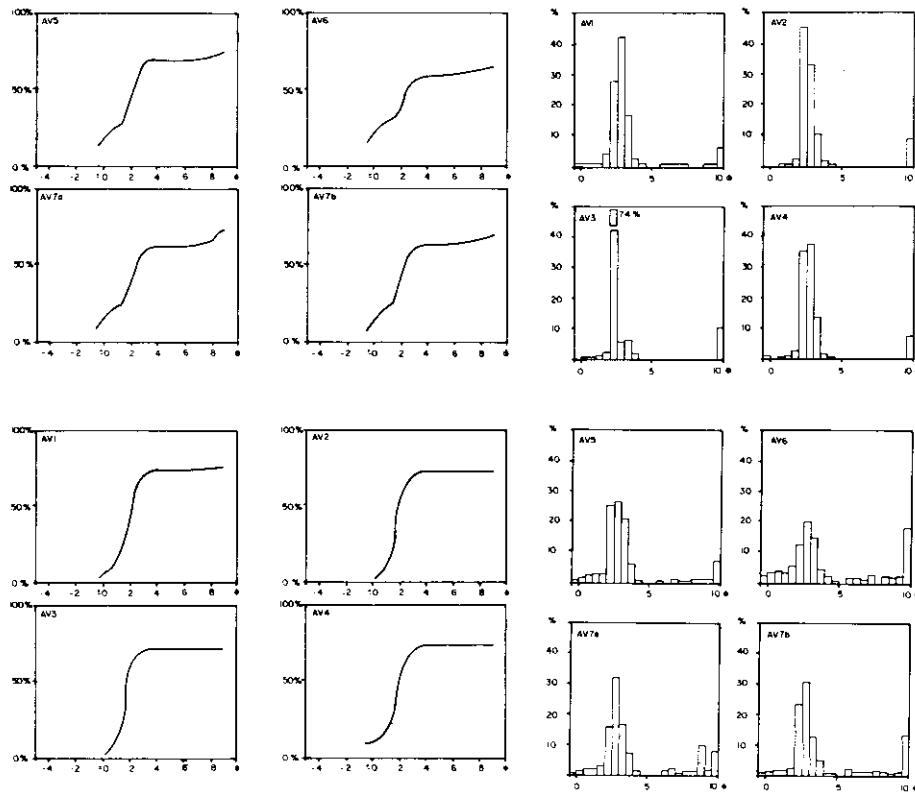


Fig. 4.- Curvas acumulativas e histogramas de frecuencia de las muestras del corte de la duna

Estas formas alveolares son activas, como lo demuestra la presencia de acumulaciones de lascas y granos de arena en su interior, o el desmantelamiento de inscripciones encontradas en las paredes.

## LOS DEPÓSITOS CUATERNARIOS

La distinción de los depósitos se ha basado en el estudio estratigráfico y sedimentológico de los perfiles encontrados, todos ellos situados en cuenca baja. Por otra parte, se ha ensayado la datación absoluta (mediante C<sup>14</sup>) de diversos niveles para establecer un registro cronológico, obteniendo resultados satisfactorios. Se han reconocido, a grandes rasgos, tres conjuntos deposicionales:

### A) *Coluviales*

Son de tipo glacis (G<sub>1</sub>) y su geometría conectaba con el perfil de las laderas que regularizaba la paleotopografía de la última gran fase de relleno del valle (Würm). Hoy se encuentran cortados por la incisión actual de la red dando lugar a morfologías convexas, lo que según CALVO (1987) implica la existencia de un factor de inestabilidad que conlleva una pérdida de suelo y una remoción de la cubierta detrítica del resto de la ladera.

Es en la parte final de la cuenca donde mejor se observa en planta y corte, y allí podemos distinguir las siguientes características: se trata de un depósito encostrado de aproximadamente un metro de potencia, de color blancuzco, con poca matriz detrítica y muy puro en carbonatos. Presenta una estructura hojosa, y se ubica directamente sobre las margas basales o sobre terraza fluvial. En esta costra se ha efectuado una datación de C<sup>14</sup>, que señala una fecha de 15.000 BP (14.079 - 16.000).

### B) *Fluviales*

Constituyen un conjunto de cuatro terrazas a diferente altura, cuya geometría y características sedimentológicas los adscriben a un régimen de flujo tipo *braided*. El estudio de cada uno de estos niveles se ha hecho en función de un corte tipo representativo.

Dos de ellos, los que altitudinalmente se encuentran más elevados, están desconectados de la morfología actual, y son de difícil interpretación, pero parecen evidenciar un antiguo episodio de relleno del valle.

El de mayor altitud, aparece a retazos en las laderas (casi siempre en las de la margen izquierda), por encima de los 15 m de altura. Está constituido por cantos rodados engastados en una matriz muy carbonatada. Con posterioridad, el depósito ha sufrido una fuerte alteración debido a la acción de la intemperie y de los fenómenos de disolución química, que han afectado principalmente a la



matriz y que dificulta su identificación. Tan sólo en la parte baja del valle, y encima de una colina, encontramos un corte de 1'6 m de potencia, en donde se pueden apreciar bien las estructuras sedimentarias *braided*.

El otro nivel de terraza antiguo también se encuentra ocasionalmente, adosado a la ladera, a unos 6 m de altura, no pudiéndose apreciar la base debido a que está cubierto con otros aluviones más recientes. Sigue manteniendo las características sedimentológicas del nivel de terraza anterior, destacando en este caso el fuerte encostramiento sobre materiales limoarcillosos de 0'4 m de potencia en el techo del depósito, y donde no se observa ninguna estructura.

La adscripción cronológica de estos testigos morfogenéticos es difícil, ya que ambos podrían pertenecer a la misma secuencia acumulativa, vista en la actualidad, la facilidad de la rambla para construir y destruir depósitos. También era inviable la datación absoluta al no encontrarse los materiales aptos exigidos por la metodología radioisotópica.

*El nivel de terraza T<sub>1</sub>*: Está ampliamente distribuido en la cuenca baja, pudiéndose además distinguir bien la paleomorfología con la que estaba relacionado. Alcanza una potencia de unos 6 m sobre el cauce actual, (coincide altitudinalmente con el nivel de terraza anterior), y consta de las siguientes unidades:

- Basal, de aproximadamente 0'7 m de potencia con abundantes bloques, cantos y gravas calizos redondeados empastados en matriz arenosa, sin apenas cementar. Esta unidad es en la que se encuentran los bloques de mayor tamaño del corte. Corresponde a una subfacies de fondo de canal posiblemente a una barra longitudinal y, en todo caso, reflejan un transporte en condiciones de alta energía en la corriente.

- Por encima de la anterior y en contacto gradual, aparece otro depósito de 1'8 m de potencia aproximada que agrupa diversas bandas detríticas que alternan bloques y cantos con otras de gravas, todos ellos calizos, redondeados y con cierta imbricación. Subfacies de fondo de canal o barra longitudinal.

- En la siguiente unidad, que tiene también 1'80 m de potencia aproximada y aparece en contacto gradual, se reconocen dos tramos: uno inferior, con bandas de cantos y gravas y bolsadas de arena alternativamente, con geometría lenticular, y cuya subfacies es de barra transversal de canal. Y otro tramo superior, de similares características pero de estructura paralela planar, y cuya subfacies corresponde a un fondo de cauce o barra longitudinal.

- Unidad superior. Ofrece rasgos diferentes de los anteriores, ya que aquí hay un predominio de la fracción fina.

En contacto gradual con la anterior, tiene una potencia de 1,7 m aproximadamente, y está constituida por un paquete de limos y arcillas, tan sólo interrumpido por alguna leve pasada de gravas o cantos pequeños. Subfacies de llanura de inundación.

En la mitad superior de esta unidad aparece un encostramiento de unos 0,3 m de potencia, atribuido a la precipitación de carbonatos sobre la superficie de desbordamiento de las aguas fluviales. Esta costra ha sido también datada por C<sup>14</sup> proporcionando las siguientes fechas: la parte inferior en 27.570 BP (23.040 - 32.080) y la superior en 38.575 BP (24.780 - 52.370).

La distribución en el valle de este depósito permite la reconstrucción de un antiguo trazado de la rambla, hoy abandonado (fig. 2).

*El nivel T<sub>0</sub>*: Corresponde a las terrazas y barras de canal más jóvenes. Además existen depósitos móviles en los cauces funcionales. El T<sub>0</sub> alcanza una potencia máxima sobre el cauce de 3 m y son depósitos poco estables en su mayoría, ya que dependen del régimen de crecidas. Las barras están poco colonizadas por la vegetación, razón por la que, con ocasión de fuertes avenidas, se destruyen y pasan a formar parte de la carga móvil de la rambla que discurre sobre roca madre; sólo las barras de tipo *point-bar* persisten al estar cultivadas.

Las características sedimentológicas de los cortes observados siguen respondiendo a un régimen *braided*, de subfacies de fondo de canal o barra longitudinal. En el techo de los perfiles más estables, se ha originado un suelo de discreta evolución (perfil AC).



Foto 2.- Vista general de las acumulaciones eólicas adosadas a las laderas de la cuenca de la rambla de Caprera

## C) Eólicos

Se distribuyen con cierta frecuencia en la zona, dada la abundancia de calcoarenitas, pero es en la cuenca baja donde alcanzan mayor espectacularidad, llegando a encaramarse por la ladera hasta unos 60 m de altura (foto 2).

Estratigráficamente se sitúan por encima de la terraza  $T_1$  y del glacis  $G_1$ .

Tabla I

## ARENAL DE PETREER

MUESTRA	AR	L	A	COLOR	MZ	S	CT	CB
av1	92.1	1.4	6.6	10YR6/4	2.26	1.55	12.0	36.0
av2	91.4	0.0	8.6	10YR6/3	2.16	0.40	11.8	56.4
av3	90.5	0.0	9.5	10YR7/3	2.04	0.39	15.1	61.4
av4	92.2	0.0	7.8	10YR7/4	2.20	0.43	13.0	32.8
av5	87.9	1.9	10.2	10YR7/4	2.37	0.76	32.5	50.8
av6	70.4	6.6	23.0	75YR8/2	3.51	2.28	43.8	75.0
av7a	77.7	3.5	18.7	10YR8/3	4.13	2.96	35.0	79.5
av7b	77.4	6.9	15.7	10YR7/6	3.83	2.35	25.1	73.7
t.a	73.2	9.8	17.0	75YR6/6	4.55	3.25	37.4	41.1
t.b	72.0	9.6	18.4	75YR6/6	4.44	3.78	41.6	48.5

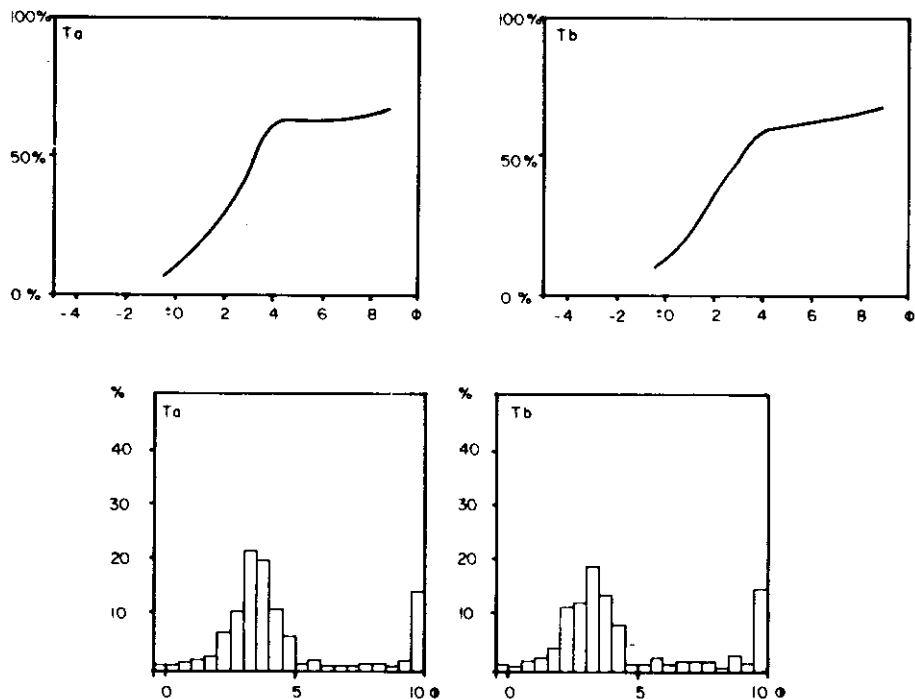


Fig. 5.- Curvas acumulativas e histogramas de frecuencia de las muestras fluviales subyacentes a la duna

Los trabajos de extracción de áridos han dejado al aire algunos cortes en el seno de una de estas grandes dunas. En la más interior, se ha efectuado el muestreo y posterior análisis de sus sedimentos (fig. 4, tabla I). El perfil estudiado tiene una potencia de 1'5 m y se forma sobre la costra situada en la última unidad de la Terraza T<sub>1</sub>. Las dos muestras inferiores por encima de esta costra la 7b y 7a, han reflejado su pertenencia a un medio fluvial. La morfología de la curva acumulativa y clasificación, así como la semejanza de estos datos con los de otras muestras tomadas justo por debajo de la costra (fig. 5), apuntaban hacia un sedimento fluvial de subfacies de llanura de inundación.

Por encima de estos materiales, y mediando una de transición (muestra n. 6), aparece un paquete homogéneo de arenas, cuya curva acumulativa y selección granulométrica en los tamaños 2, 2'5, y 3, sugerían un medio de transporte eólico. Estas arenas están sueltas, son de naturaleza silíceas y contenido en carbonatos bajo. La muestra n. 1 que está en superficie, es la peor clasificada de toda la unidad debido, posiblemente, a la bioturbación.

#### DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

De la combinación de los resultados del estudio geomorfológico y morfoestratigráfico y apoyado en las dataciones absolutas se puede esbozar el siguiente esquema:

- Al menos dos fases de relleno e incisión de importante magnitud tienen lugar en el valle durante el Pleistoceno medio, no quedando hoy suficientes vestigios como para evaluar con exactitud su morfología y posteriores repercusiones. En uno de estos episodios de relleno esta cuenca coalescería con las vecinas, formando un glacis suave hacia el Vinalopó. Los depósitos estudiados permiten pensar que se trataba ya de un curso *braided*. La escasez de testigos de estos niveles nos informa del grado de erosión y desmantelamiento que sufrieron con posterioridad.
- La fase de agradación correspondiente al último estadio frío (Würm) no alcanza la altura de rellenos anteriores. Como sus restos son abundantes, se puede reconstruir su antiguo trazado, hoy abandonado: la rambla tendría una trayectoria situada a la izquierda de la actual en su curso bajo. Esta vía marginal debió de ser construida por la rambla al ver impedida su salida por el trazado principal, quedando éste como zona de llanura de inundación del cauce subsidiario, como así se refleja en el cambio sedimentario que acontece en la unidad superior de T<sub>1</sub>. En este llano aluvial, se produjeron unas condiciones de humedad propicias (estacionalidad) para la precipitación de carbonatos y la formación de un encostramiento; esta suavización climática es señalada también por Cuenca y Walker (1985) por la aparición de zonas

pantanosas en los cauces de los valles de la cuenca del Vinalopó, en donde obtiene dos fechas  $23.730 \pm 430$  BP (SUA - 1179) y  $20.690 \pm 350$  BP (SUA - 1174) relacionadas con paleosuelos orgánicos o en facies Lehm con fuerte bioturbación y huellas de raíces.

La edad de esta costra (27.570 y 38.575 BP) sugiere que el depósito subyacente pertenece al menos al Pleistoceno superior.

Con posterioridad a esta fecha, la cuenca conocerá momentos de rigurosidad climática, en donde las laderas se denudarán bajo procesos de meteorización física realizados por una escasa cobertera vegetal. Ajustará su perfil al nuevo nivel de relleno, formando un suave glacis ( $G_1$ ) y finalmente una costra, formada posiblemente a tenor de una mejoría climática, (hacia el 15.000 BP) sellará la sedimentación. Estas condiciones ya han sido observadas por otros autores en diversos lugares del País Valenciano a partir del análisis polínico de yacimientos arqueológicos (CALVO *et alii*, 1986 b).

- El Holoceno se inicia con rasgos de aridez en la cuenca como lo demuestra la presencia de depósitos eólicos, en donde el viento tendrá un papel protagonista, no habiéndose encontrado rastro de este tipo de sedimentos en otros momentos anteriores. Durante el período Atlántico (óptimo climático holoceno) se activan los procesos de incisión lineal y el desmantelamiento de los depósitos pleistocenos y holocenos, individualizando la terraza  $T_0$ , como se ha podido comprobar en numerosos yacimientos del País Valenciano (FUMANAL y DUPRÉ, 1985). En esta fase, se abre de nuevo el paso del cauce principal y deja colgado el trazado subsidiario, desmantelando depósitos anteriores e incluso excavando en la roca madre, en ocasiones hasta un metro. Este encajamiento ha estado en parte propiciado por un proceso similar en el río Vinalopó.

Parece ser que la dinámica consecuente a las actuales condiciones climáticas, no tan rigurosas como las que abrieron el período, se instala en nuestra zona con posterioridad al período Atlántico.

#### BIBLIOGRAFÍA

- BALLESTA, R. M. y MARCO, J. M. (1985): "Modelado de la cuenca vertiente de la rambla de Caprala (Alicante)". *IX Coloquio de Geografía*. Murcia.
- CALVO, A., CARMONA, P., DUPRÉ, M., FUMANAL, M. P., LA ROCA, N., PÉREZ CUEVA, A. (1986 b): "Fases pleistocenas continentales en el País Valenciano", en: López Bermúdez y Thornes (editores): *Estudios sobre Geomorfología del Sur de España*, Universidad de Murcia, pp. 37-41.
- CALVO, A. (1987): *Geomorfología de las laderas en la montaña del País Valenciano*. Edicions Alfons el Magnànim. Col·lecció Politècnica, 31. 301 pp.

- COOK, R. U. and WAWEN, A. (1973): *Geomorphology in deserts*. Cf. pp. 53-73.
- CUENCA, A. y WALKER, M. (1985): "Consideraciones generales sobre el Cuaternario continental en Alicante y Murcia". *Cuadernos de Geografía*, 36, pp. 21-32.
- DERRUAU, M. (1966): *Geomorfología*. Edit. Ariel, Barcelona, 442 pp.
- I.G.M.E. (1978): *Mapa Geológico 1/50.000*, hoja 846: Castalla. Segunda serie, Primera edición.
- FUMANAL, M. P. y DUPRÉ, M. (1985): "Aportaciones de la sedimentología y de la palinología al conocimiento del paleoambiente valenciano durante el Holoceno". En López-Vera (editor): *Quaternary Climate in Western Mediterranean*. Univ. Autónoma Madrid, pp. 325-343.
- JENNINGS, J. N. (1968): "Taffoni", in Fairbridge, R. W. (editor): *The Encyclopedia of Geomorphology*, pp. 1.103-1.104.
- MATEU, J. F. (1982): *El Norte del País Valenciano. Geomorfología litoral y prelitoral*. Universidad de Valencia, 286 pp.
- SEGURA, F. (1987): *Las ramblas valencianas*. Tesis doctoral inédita. Universidad de Valencia, 476 ff.