

MARIA JOSE ESTRELA NAVARRO*

EL SISTEMA DE ABANICOS ALUVIALES DEL PIEDEMONT DE BETERA (PROVINCIA DE VALENCIA)

RESUMEN - RÉSUMÉ - ABSTRACT

En este trabajo se establece un esquema de evolución morfogenético para el sistema de abanicos aluviales que forman el piedemonte de Bétera, en la cuenca medio-baja del Barranc de Carraixet. El estudio sedimentológico y estratigráfico permite diferenciar dos niveles de abanicos, plenamente cuaternarios, que muestran un dispositivo de encajamiento. En general, cuatro son las principales etapas de erosión-depósito que se han definido en este sector, tomando como punto de partida la segunda gran etapa distensiva de la Cadena Ibérica centro-oriental. De todos los niveles morfogenéticos, únicamente los dos más antiguos (Villafranchiense y Pleistoceno medio) presentan a techo de sus secuencias sedimentarias importantes acumulaciones de carbonato que, en parte, han favorecido su conservación.

* * *

Le système de cônes alluviales du piedmont de Bétera (province de Valencia).- Dans ce travail on établit un schéma d'évolution morphogénétique pour le système de cônes alluviales qui forment le piedmont de Bétera, sur le bassin moyen-bas du Barranc de Carraixet. L'étude sédimentaire et stratigraphique nous permet de différencier deux niveaux de cônes, pleinement quaternaires, qui montrent un dispositif d'emboîtement. En général, ce sont quatre les étapes principales d'érosion-sédimentation qu'ont été définies dans ce secteur, en prenant comme point de départ la deuxième grande étape distensive de la Cordillère Ibérique centre-orientale. Parmi tous les niveaux morphogénétiques, seulement les deux les plus anciens (Villafranchien et Pleistocène moyen), présentent d'importantes accumulations de carbonat qui ont favorisé en partie leur conservation.

* * *

The system of alluvial fans at the piedmont of Bétera (province of Valencia).- In this work a morphogenetic evolution scheme is established for the system of alluvial fans which forms the piedmont of Bétera, in the half-low basin of the Barranc de Carraixet. The sedimentologic and stratigraphic study allows to distinguish two fan levels fully quaternary which show a fitting device. In general there are four main stages of erosion-deposit which have been defined in this sector, taking as a point of departure the second great distensive stage of the central-eastern Iberic Chain. Between all of the morphogenetic levels, only the two former ones (Villafranchien and middle Pleistocene) present main carbonate accumulations at the top of its sedimentary sequences, which partly have favoured its conservation.

PALABRAS CLAVE: Abanico aluvial, Cadena Ibérica, piedemonte, costra calcárea.

MOTS CLÉ: Cône alluvial, Cordillère Ibérique, piedmont, croûte calcaire.

KEY WORDS: Alluvial fan, piedmont, Iberic Chain, calcrete.

I. INTRODUCCION

La zona objeto de estudio se sitúa en la parte Suroriental de la Sierra de Calderona, dentro de la cuenca del Barranc de Carraixet, colector de características hidrológicas típicamente mediterráneas (Fig. 1). Es en este sector donde adquiere amplio desarrollo un sistema de abanicos, que arrancando de la cercana Sierra de Calderona, conforman el

amplio piedemonte dispuesto al Norte de la localidad de Bétera; concretamente se extienden en la margen derecha del río, desde la población de Marines hasta casi el mar, sobre algo más de 26 Km. Algunos de los barrancos más importantes que los conforman son el de Pedralvilla, Porta-Coeli, Nàquera, Cabeç Bort, etc.

Se trata de un área de relieve suave sin grandes contrastes altitudinales internos, pues las mayores

* Departamento de Geografía. Universidad de Valencia.

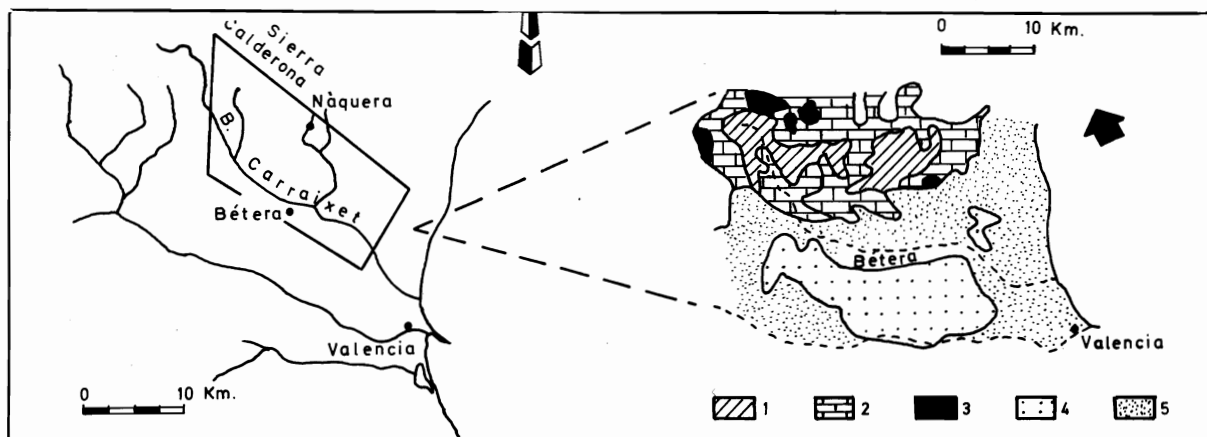


Fig. 1. Situación geográfica y distribución litológica en los sectores de estudio. A) Afloramientos triásicos: 1) Buntsandstein (areniscas); 2) Muschelkalk (calizas); 3) Keuper (arcillas y yesos). B) Afloramientos de materiales terciarios y cuaternarios: 4) Mioceno y Plioceno (areniscas, margas-arcillas y conglomerados); 5) Cuaternario (arenas, limos y arcillas).

alturas no superan los 500 m., y está principalmente constituida por sedimentos cuaternarios. Geográficamente, la zona estudiada comprende el ángulo nororiental de la provincia de Valencia, representada en las hojas del Mapa Topográfico 1:50.000 de Burjassot (696) y Lliria (695).

El propósito del presente estudio es analizar los diferentes niveles aluviales que se reconocen en el piedemonte de Bétera, a fin de elaborar un esquema de evolución morfogenética para este sector. Los criterios de correlación que hemos utilizado a la hora de reconstruir los distintos niveles morfogenéticos se basan, por un lado, en el estudio de la morfología del depósito, su desarrollo espacial, potencia, altura sobre el causa, topografía, etc. y, por otro, en las características estratigráficas de los perfiles seleccionados (geometría, estructura y textura del depósito), como método de análisis de las facies características que componen estos sistemas. No obstante, a la hora de analizar y correlacionar las facies presentes en este tipo de sistemas deposicionales, se ha tenido en cuenta la división morfosedimentaria que presentan.

II. MARCO GEOMORFOESTRUCTURAL

La cuenca del Barranc del Carraixet, unidad morfoestructural a la que pertenece el área objeto de estudio, forma parte del dominio estructural y sedimentario de la cadena Ibérica centro-oriental. Esta puede entenderse como una serie de grandes macizos mesozoicos, separados por una serie de depresiones rellenas de materiales terciarios y cuaternarios, que delimitan, siguiendo a SIMON GOMEZ (1984), tres sectores: rama Castellana, sector del Maestrazgo y por último, sector Levantino, el que ahora nos ocupa.

Geológicamente, los bordes de la región están constituidos por materiales mesozoicos y terciarios. El límite septentrional lo constituyen los materiales

carbonatados y silíceos (mesozoicos) pertenecientes a la estructura anticlinal de la Sierra de Calderona en sus estribaciones más meridionales, en tanto que el límite meridional del sector está enclavado en la gran depresión morfológica conocida como Depresión de Burjassot-Lliria (IGME, 1974); se trata de un eje sinclinal relleno casi totalmente por materiales carbonatados de edad neógena, con marcado carácter lacustre en sus tramos finales.

Desde un punto de vista tectónico, la última fase comprensiva que afecta a la cadena Ibérica centro-oriental finaliza hacia el Mioceno medio, dando paso a la instauración de un régimen distensivo cuyos resultados más sobresalientes en este sector son, por un lado, el hundimiento de la cuenca valenciana (BRINKMANN, 1931), y por otro, la fracturación paralela del litoral levantino. La entrada de los procesos erosivos provoca la denudación del relieve circundante (anticlinorio de Calderona formado en la fase principal de comprensión de la cadena), produciéndose, en las zonas hundidas, el depósito de la última unidad tectosedimentaria del Mioceno superior-Plioceno. El resultado final es la génesis de una superficie de erosión-depósito, denominada penillanura fundamental por SOLE SABARIS (1978).

Sin embargo, la génesis de este sector debe situarse en el marco de un último proceso distensivo en el Plioceno superior-Pleistoceno, que deforma la penillanura fundamental y genera los rasgos principales del relieve actual (SIMON, 1984). La reactivación de antiguas fracturas, tal como el profundo desgarre que puede seguirse desde la población de Puçol a la de Higuieruelas por donde discurre el propio Barranc de Carraixet, provoca por una parte, el hundimiento de la zona Sur y por otra, la elevación como un horst disimétrico de la zona Norte (Sierra de Calderona), creándose el marco adecuado para la instalación de la primera gran generación de piedemontes pliocuaternarios (SIMON, 1984; PEREZ CUEVA, 1989). Este esquema se verá modificado por la instalación de la red fluvial cuater-

na, que generará las diversas formas del relieve objeto de este trabajo.

Por otro lado, una de las características geomorfológicas más sobresalientes del Barranc de Carraixet, es la fuerte disimetría de su valle, puesta de manifiesto en la inexistencia de afluentes al colector principal por su margen derecha (muy acusado en la cuenca medio-baja). Este hecho ya ha sido señalado anteriormente por otros autores que han estudiado el sector (ALONSO, 1957; SAIZ, 1972; PEREZ CUEVA, 1989). En cuanto a las características morfológicas y de organización de la red de drenaje se aprecia una clara influencia de la estructura sobre la dirección y sentido del propio Barranc de Carraixet, adaptado a las direcciones ibéricas (como ya se señaló anteriormente).

III. CARACTERÍSTICAS DE LOS DEPOSITOS

El estudio geomorfológico, por medio de la foto aérea y trabajo de campo, nos ha permitido diferenciar cuatro superficies, tanto por el tipo de depósitos como por su disposición y relaciones geométricas. Presentan morfología de glacis y abanico aluvial, con dispositivo de encajamiento o superposición (Fig. 2).

De todos ellos, es el nivel superior el que

muestra menor desarrollo espacial en este sector de la cuenca medio-baja del Barranc de Carraixet. El resto de los niveles están ampliamente representados, siendo numerosos los puntos donde pueden observarse algunos perfiles representativos. Es en la zona central del piedemonte de Bétera, concretamente en los barrancos de Porta-Coeli y Nàquera, donde los abanicos medio y bajo se han podido observar con mayores evidencias estratigráficas. Principalmente hacia los tramos medios y finales de estos barrancos los depósitos de ambos niveles se han observado por lo general superpuestos, razón por la que el nivel medio aparece en su techo degradado por erosión. Hacia la cuenca baja estos niveles (sobre todo el medio) van perdiendo protagonismo en favor del nivel inferior, (terrazza holocena), resultado de la incisión reciente del barranco.

En cuanto a las facies que conforman los diferentes niveles morfogenéticos, se han llevado a cabo un estudio sedimentológico de diversos cortes tipo, localizados a lo largo del eje longitudinal de estos abanicos (Fig. 2). Aquí cabe señalar que existe una gran variedad de facies resultado de la propia dinámica deposicional que muestran estas formas de acumulación. Para la descripción de facies se ha utilizado la clasificación sobre tipos de depósitos de RACHOCKI (1981) y la de REYNECK (1973).

A continuación pasamos a describir y caracterizar los depósitos de los diferentes episodios mor-

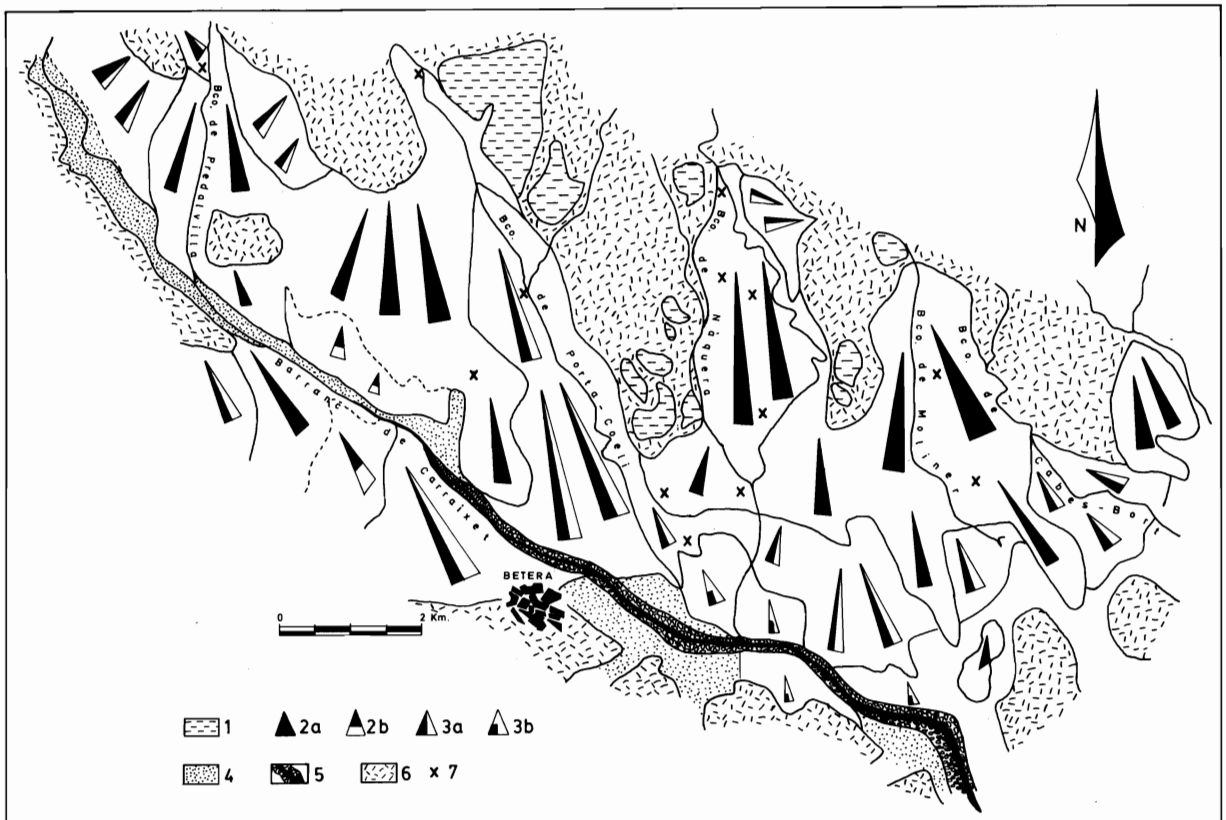


Fig. 2. Esquema morfogenético de la cuenca medio-baja del Barranc del Carraixet. 1) Glacis villafranquienses; 2a) Abanico A₂; 2b) Abanico A₂ degradado; 3a) Abanico A₁; 3b) Abanico A₁ degradado; 4) manto de arroyada y Terraza T₁; 5) Cauce y Terraza inferior T₀; 6) Relieve; 7) Localización de los perfiles.

fogenéticos que se han reconocido en el sector, resultado del análisis sedimentológico de los perfiles seleccionados en el trabajo de campo.

1. NIVEL MORFOGENETICO ANTIGUO (G₃)

Aunque son bastantes escasos, en el sector se han reconocido y cartografiado algunos restos de un nivel superior, antiguo (G₃)¹, de cumbre aplanada y fuertemente diseccionado por la red fluvial. Se observa fundamentalmente como glacis o plataforma calcárea con carácter principalmente erosivo, ya que está labrado a expensas de los materiales blandos del Terciario (hecho que, en cierto modo, ha dificultado su conservación como superficie aplanada). No obstante, también puede presentar carácter deposicional y estar constituido por potentes acumulaciones de sedimentos, caracterizados por mostrar una gran variedad de facies.

Una de las zonas donde mejor pueden observarse los retazos de este nivel superior es en la cabecera del Barranc de Porta-Coeli. Se trata de un pequeño depósito de fuerte pendiente caracterizado por presentar una potente acumulación de arcillas rojas en la base, que en algunos puntos aparece bruscamente cortada por depósitos de canal con vergencia SW. El techo del depósito lo constituye un fanglomerado de matriz asalmonada con cantos pequeños, subredondeados. Un depósito de características semejantes se ha podido observar en la cabecera del cercano Barranc de Nàquera. Por otro lado, cuando se labra sobre materiales blandos este nivel se encuentra cubierto por una costra calcárea de potencia variable, pero que en los cortes analizados no suele exceder los 60 cm., y cuyas facies varían de pulverulenta a masiva. Este nivel se sitúa a 20-25 m. sobre el cauce actual y en él se encajan los ápices de los abanicos que conforman el nivel morfofenético medio del piedemonte de Bétera.

Cronológicamente, por los depósitos que conforman este nivel (así como por mostrar una morfología de plataforma de erosión), por ser el nivel aluvial más alto de la cuenca, por depositarse sobre una formación arcillosa indicadora de una sedimentación bajo clima cálido, por la gran consolidación del cuerpo superior y por la presencia de costras compactas en su techo semejantes a las villafranquienses de cuencas cercanas a la de este trabajo, este nivel lo consideramos de edad villafranquiense. Los diversos autores que han estudiado este sector desde una óptica morfofenética (BRINKMANN, 1931; GOY y ZAZO, 1974; MARTINEZ, GOY y ZAZO, 1987; PEREZ CUEVA, 1988), reconocen la existencia de esta superficie de erosión-

depósito y la correlación con la que en áreas cercanas a las de este estudio se han identificado como villafranquienses. Por otro lado, y en apoyo de lo hasta aquí expuesto, el IGME (1974) también cartografía estas superficies como pliocuaternarias, no únicamente por el tipo de depósito, sino también por su situación, al encontrarse sobre una de las fallas que durante el Plioceno superior actuaron deformando la penillanura fundamental.

2. NIVEL MORFOGENETICO MEDIO (A₂)

Desde un punto de vista de la dinámica fluvial este nivel medio está constituido por depósitos de abanico aluvial, formados a partir de un *apex* que sale de un frente montañoso y caracterizado por el tamaño grueso de los aluviones en las áreas proximales, y el predominio de los detríticos finos en las distales (Fig. 3A).

De todos los niveles que se han reconocido en el sector medio-bajo del Barranc de Carraixet, éste es el que presenta mayor desarrollo espacial. Tres son las zonas, el Barranc de Porta-Coeli, el Barranc de Nàquera y el Barranc de la Pedralvilla, donde este nivel (A₂) se presenta con mayores pruebas topográficas, sedimentológicas y estratigráficas. A lo largo de estos colectores puede seguirse la variación en facies que muestran estos depósitos de acuerdo con su zonación morfosedimentaria. Presentan una forma en planta casi triangular; su longitud aproximada es de unos 8 Km., con un ancho en su parte baja que varía de 5-6 Km., y una orientación de su eje NW-SE. La cota máxima se sitúa en torno a los 200 m. y la mínima a los 80-90 m., correspondiendo por tanto una pendiente media del orden del 4-5%. En la superficie de estos abanicos pueden aún apreciarse pequeños paleocauces de carácter *braided*, en relación a los procesos que dieron lugar a los depósitos que los caracterizan.

Desde un punto de vista sedimentológico, la mayoría de los cortes observados muestran facies características de este tipo de ambientes ya sean de *water-laid deposits*, como *mass flow deposits*, con sus dos variantes de *debris flow* y *mud flow*. En este sentido, ha sido posible seguir la variación de facies a lo largo del perfil longitudinal de estos abanicos. En las zonas proximales, se han observado en diversos puntos, cortes con las características facies de *debris flow*, con cambios laterales bruscos e interdigitación de detríticos finos (Fig. 4). El grosor de los cantos es variable aunque son comunes los de tamaño medio. Una de las características más sobresalientes de los detríticos gruesos de este nivel es que los cantos y gravas aparecen recubiertos por

¹ Utilizamos este sistema de siglas para referirnos a los diferentes niveles morfofenéticos observados, dado que por un lado es muy sencillo en su presentación, y por otro ha sido seguido por diversos autores en estudios geomorfológicos de la Pe-

nínsula. En este sentido, denominamos T₀, T₁, T₂,... a los niveles fluviales; G₁, G₂, G₃,... a los glacis y piedemontes que enlazan lateralmente con éstos; y A₁, A₂,... a los abanicos aluviales.

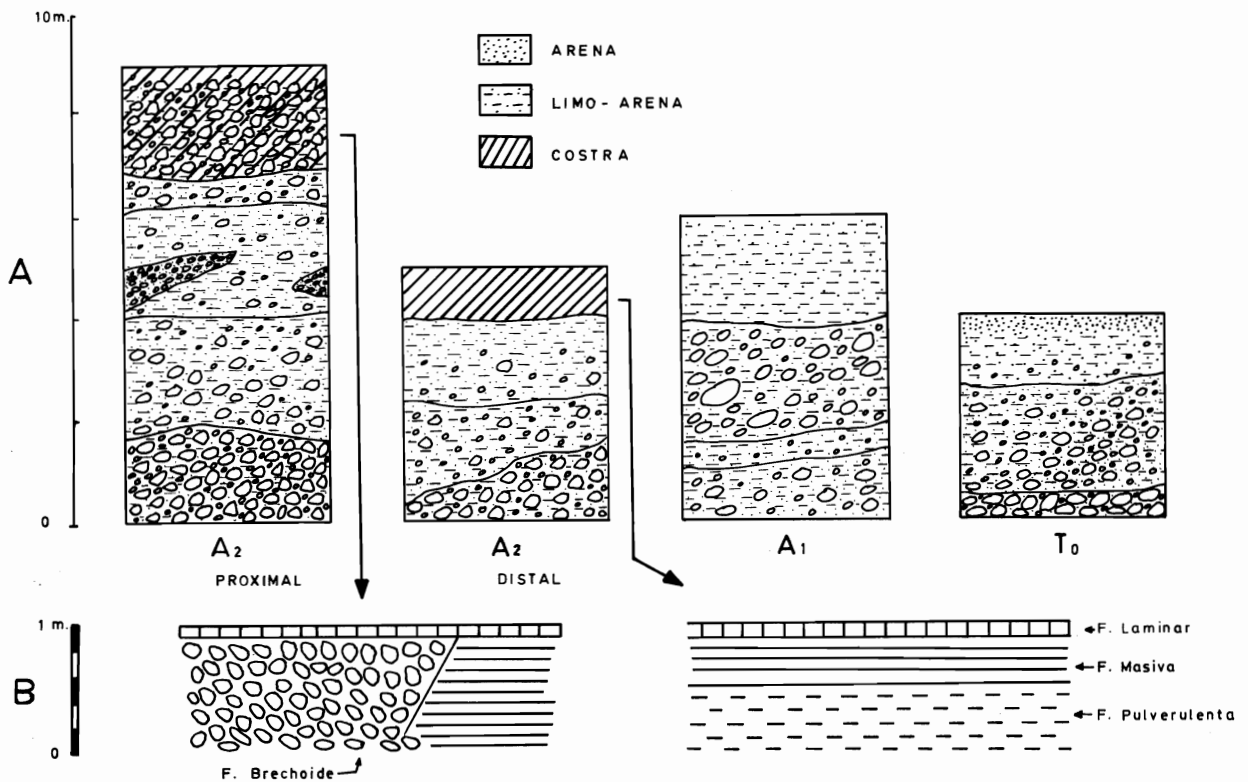


Fig. 3. A) Perfiles estratigráficos de los episodios morfogénéticos con mayor desarrollo en el piedemonte de Bétera. B) Perfiles de costra más frecuentes afectando al nivel morfogénético del Pleistoceno medio.

películas calcáreas, pero no están alterados. Las litologías predominantes en este nivel son las calizas y cuarcitas, provenientes de los afloramientos mesozoicos de la Sierra Calderona.

Hacia las partes medias y distales, junto a las facies de *water-laid deposits* (con sus características subfacies de barras de canal o *channel bar*), aparecen depósitos de inundación producto tanto del desbordamiento de canales en épocas de crecida, como de corrientes no canalizadas, o *sheet flood*. Estos están en relación con los flujos que emergen de los pequeños canales *braided* que, a su vez, tienden a extenderse lateralmente. En estos puntos es común que los espesores de los diferentes estratos aumenten y disminuyan las variaciones laterales entre facies. Este nivel presenta un buen grado de conservación gracias al fuerte encostramiento que lo sella, superior, por lo general, al metro y medio de potencia. Este hecho ha favorecido el reconocimiento, y a la vez la diferenciación, de los materiales que conforman este episodio con respecto a los demás niveles. Por último, sólo nos resta señalar que el encostramiento únicamente afecta al cuerpo superior, encontrándose los estratos inferiores bastante sueltos, lo que ha provocado desprendimientos del techo por socavamiento de la base.

Por lo que se refiere a la edad, a falta de restos paleontológicos susceptibles de datación, no ha podido ser establecida con total precisión, razón por la que hemos comparado los resultados aquí obtenidos con los dados por otros autores para áreas cercanas. El potente conglomerado con que finaliza este epi-

sodio, así como la costra calcárea que lo sella, permite correlacionar este nivel con el que en cuencas cercanas ha sido asignado, por diversos autores (ESTRELA, 1986; PEREZ CUEVA, 1988), al Pleistoceno medio, apoyándose fundamentalmente en que los depósitos que forman las terrazas de este nivel pasan a paleocanchales considerados como rissiensis (BUTZER y FRANZLE, 1969). Su posición estratigráfica por debajo de las facies villafranchenses, con las que está encajado, así permiten suponerlo.

3. LOS EPISODIOS MORFOGENETICOS RECIENTES (NIVEL BAJO A₁ Y NIVEL INFERIOR T₀)

Al igual que hemos señalado para el episodio anterior, los depósitos que conforman el nivel bajo (A₁) se clasifican como pertenecientes a un abanico aluvial. Este nivel muestra buenos afloramientos hacia las zonas medias de los dos abanicos más importantes de este sector, el conformado por el Barranc de Porta-Coeli y el de Nàquera. Presenta un dispositivo de encajamiento respecto del nivel anterior (Fig. 5). Esta disposición espacial no ha pasado inadvertida para algunos autores (MARTINEZ, GOY y ZAZO, 1987), que ven en ella el resultado de la acción de la neotectónica, que ha condicionado que la elevación del terreno se haya producido en este sector por medio de suaves impulsos facilitando, de esta forma, el encajamiento. Entre otras

razones, ésto ha provocado que la morfología de los abanicos de este nivel esté peor definida que la del episodio morfogenético anterior.

Las facies que conforman este nivel son semejantes a las descritas para los depósitos del Pleistoceno medio. Dominan en general las facies en relación a medios fluviales de tipo *braided*, con las secuencias características de depósitos de canal con desarrollo de canales secundarios (Fig. 3A).

Las cotas a las que aparecen los restos de este nivel están en torno a los 90-150 m., siendo la pendiente del orden del 2-3%. Es principalmente en las partes más distales donde se puede observar la correlación de estos depósitos con los de la terraza T₁ del Barranc de Carraixet (Fig. 6). Desde un punto de vista litológico, no presenta variaciones respecto del nivel anterior, si bien es frecuente que englobe entre sus materiales algún canto rodado de conglomerado o costra calcárea del nivel A₂.

No obstante, las mayores diferencias entre ambos niveles se aprecian, en primer lugar, en los cantos que son más heterométricos y subangulosos que los del nivel superior, y únicamente presentan una débil película carbonatada en su base, a modo de un *cement pendant*; y en segundo lugar, en el encostramiento casi totalmente ausente en este nivel morfogenético. La carbonatación suele aparecer formando pequeñas laminillas que nunca adquieren el carácter continuo suficiente como para poder considerarla costra calcárea.



Fig. 4. Detalle del Abanico A₂ en su zona proximal. Se distinguen unos estratos sueltos en la base y un potente cuerpo encostrado en el techo, recubierto por una pátina negruzca.

Como terraza del Barranc de Carraixet, este nivel adquiere importante desarrollo en el sector conocido como El Arenal, aguas arriba del Barranco de la Pedralvilla. La columna sedimentaria está integrada en su mayor parte por cantos y gravas subredondeados, heterométricos y totalmente sueltos con subfacies de *channel bar*, y coronado por un depósito de limo-arena en subfacies de *flood-plain*, con potencias importantes superiores al metro.

Desde un punto de vista cronológico la edad que se le puede asignar a este nivel es mucho más fiable. Si seguimos la seriación establecida por el IGME (1974), este nivel puede considerarse como del Pleistoceno superior, al desarrollarse *a posteriori* de la segunda fase de encostramiento. Otros autores (SOS BAYNAT, 1981; PEREZ CUEVA, 1988), para este sector o cuencas cercanas la establecen como claramente del Pleistoceno superior, argumentando, entre otras razones, que constituye el primer nivel generalizado de terraza y que pasa lateralmente a paleocanchales periglaciales considerados, regionalmente, como würmienses. Su débil alteración y consolidación, junto al hecho de estar encajada en el nivel anterior, apoyan esta datación.

El último nivel morfogenético está constituido por la terraza holocena (T₀) del Barranc de Carraixet. Se sitúa a 2-4 m. sobre el cauce actual, muestra subfacies de barras de canal con cantos de muy diversos tamaños (indicadores de una mayor energía del medio), y en el techo, *flood plains* de materiales limo-arenosos (Fig. 3A). Estos depósitos tienen como características más destacables la ausencia de encostramiento.

Donde este nivel alcanza su mayor expresión es en la cuenca baja del colector principal, donde conecta con los depósitos que forman la llanura litoral. La incisión de la red está tomando en la última década gran importancia, como se puede observar en el propio Barranc de Carraixet que corta sus aluviones, en parte debido a las obras que el hombre está llevando a cabo en la desembocadura de este colector y en el mismo litoral.

IV. RELACION DE LOS ABANICOS CON OTROS ELEMENTOS MORFOGENETICOS: LA COSTRA CALCAREA

Aunque no pretendemos en este punto llevar a cabo un estudio exhaustivo sobre la génesis de las costras calcáreas (dado que éste es un tema muy especializado que exigiría una investigación particular), la razón de introducir este apartado reside, en primer lugar, en la estrecha relación que estas acumulaciones de carbonato guardan con algunos de los niveles morfogenéticos definidos. Y en segundo lugar, en la elevada extensión que las costras calcáreas alcanzan, debido, en parte, al importante desa-

rollo que en este sector tienen los niveles morfogenéticos sobre los que es común que éstas se desarrollen, hecho que, en cierto modo, condiciona su análisis.

En el piedemonte de Bétera, de todos los niveles que se han establecido, únicamente los dos más antiguos (el nivel superior G_3 y el medio A_2), presentan desarrollo de costra calcárea, ya sea en el techo o a lo largo de su sección. Del resto de los episodios, el correspondiente al Pleistoceno superior se caracteriza por presentar a lo largo de su perfil débiles encostramientos que nunca adquieren un carácter tan continuo como para considerarlos costras calcáreas. Se trata generalmente de nódulos, laminillas, horizontes pulverulentos, etc., que afectan sobre todo a los elementos detríticos finos. El más reciente, el nivel holoceno, está totalmente libre de acumulaciones de carbonato.

Así pues, la costra calcárea se caracteriza en este sector por sellar la superficie de los dos niveles morfogenéticos más antiguos. El estudio de diversos perfiles pertenecientes a estos dos episodios superiores, levantados a lo largo del eje longitudinal de estas formas, revela las características de estos cuerpos carbonatados en relación a su distribución espacial y potencial.

En este sentido, se puede afirmar que la costra calcárea tiende a cubrir toda la superficie de la forma sobre la que se desarrolla, desde las zonas superiores o proximales a las distales. Sin embargo, la potencia de los perfiles varía de forma importante a lo largo del eje longitudinal de estas superficies. Así, los mayores espesores siempre se han localizado en las zonas distales de estos abanicos, con valores en torno al metro (Fig. 3B), mientras que en las proximales pueden descender bastante.

Respecto al propio perfil de costra, como resultado del estudio sedimentológico de diversos perfiles en el campo se han diferenciado cinco tipos de facies cuya ordenación, de muro a techo, en un perfil completo es: facies pulverulenta, brechoide, masiva, nodulosa y facies laminar. Tanto las facies aquí observadas como la ordenación que muestran en una secuencia vertical, es semejante a la definida por diversos autores para otras áreas (ARAKEL, 1982; ESTEBAN y KLAPPA, 1983; SANCHO, 1985). Pese a ello, se ha observado que estas facies varían a lo largo del eje longitudinal de las formas sobre las que se desarrollan. La mayor variedad de facies siempre se localiza en los perfiles de las zonas distales, donde es posible encontrar la secuencia más completa. Por el contrario, en las zonas proximales la mayoría de los perfiles estudiados estaban constituidos a lo sumo, por dos facies, la masiva/brechoide y la laminar (Fig. 3B).

No obstante, y a pesar de que para los dos episodios morfogenéticos con desarrollo de costra las facies se repiten, las costras que afectan al nivel villafranquiense se caracterizan por ser más porosas y deleznales que las del Pleistoceno medio. Esto

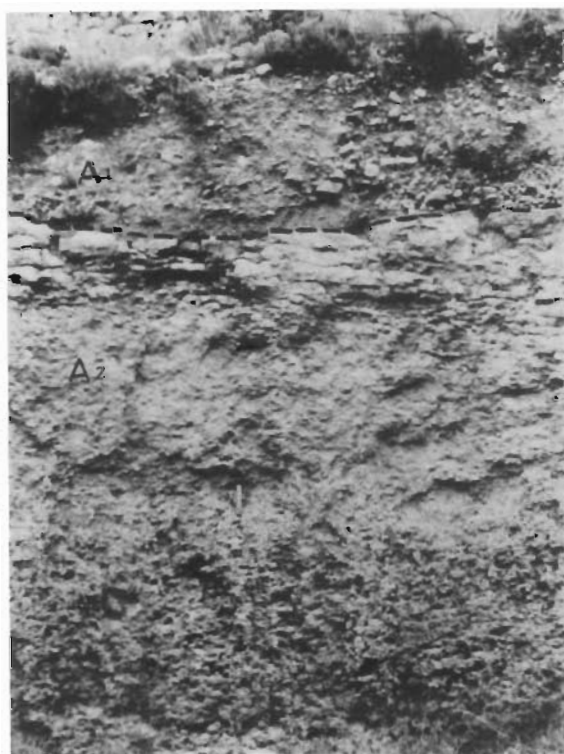


Fig. 5. Detalle del contacto entre el nivel de Abanico A_2 y el nivel más reciente A_1 , en el Barranc de Porta-Coeli. La costra calcárea marca la discontinuidad.

contradice la idea, ya tradicional, de que las costras más antiguas son más espesas y consistentes que las más recientes (BLÜMEL, 1981). A su vez, la mayoría de los perfiles correspondientes a este nivel que se han estudiado mostraban el predominio casi exclusivo de una sola facies, la masiva.

Por otro lado, son diversos los sectores a lo largo de todo el piedemonte de Bétera donde se pueden reconocer perfiles de costra del Pleistoceno medio muy completos. Una de las secuencias de facies de costra que más se repiten en este sector, para este nivel, es la de facies pulverulenta en la base, que pasa a masiva, cerrando el perfil una facies laminar, normalmente centrimétrica. Esta secuencia se reconoce fundamentalmente en los sectores distales de los abanicos, en donde son escasas las variaciones laterales de facies. En los sectores proximales y medios la secuencia se recorta en favor de dos facies, masiva o brechoide y la laminar (esta última siempre de menor espesor que en las zonas bajas).

Actualmente la costra calcárea está siendo objeto de una fuerte erosión. En la superficie de este cuerpo carbonatado, principalmente afectando a la facies laminar que suele cerrar la secuencia, se observan abundantes huecos, grietas, recementaciones, etc., resultado de la actuación de los diferentes procesos que tienden a su destrucción. En buena medida, todo ello viene en apoyo de la idea de que estas acumulaciones de carbonato son *fósiles*, y por tanto su desarrollo finalizó cuando remitieron las condiciones y los procesos que están en la base de



Fig. 6. Detalle de la composición del nivel de terraza T_1 del Barranc de Carraixet. En el techo se aprecia el cuerpo limo-arenoso que suele coronar este nivel morfogénético.

su formación. Por tanto, se trata de una formación relictas, al igual que el nivel morfogénético sobre el que se desarrolla y con el que consideramos que está relacionada genéticamente.

V. EVOLUCION GEOMORFOLOGICA DEL AREA

Del estudio realizado sobre los diferentes niveles aluviales reconocidos en este sector, podemos obtener un esquema de evolución morfogénética para la cuenca del Barranc de Carraixet. Como inicio de esta evolución hemos tomado la segunda gran etapa distensiva, que como anteriormente ya se indicó, disloca y bascula a la penillanura fundamental y conforma o reafirma las grandes morfoestructuras de la región, tal como el domo de Calderona (reactivado en esta segunda etapa), y la cuenca de Valencia (que ya había sido creada como fosa abierta al mar en la fase compresiva intraoligocena).

La configuración de este nuevo relieve permite poner en marcha una serie de etapas de erosión-depósito, que dan lugar a la aparición de una serie de niveles morfogénéticos modelados bajo unas condiciones propias. Son cuatro las principales etapas morfogénéticas que hemos podido reconocer en este sector, definidas tanto por el tipo de depósitos como por las relaciones geométricas que muestran

los diversos niveles (bien sea de encajamiento o de superposición).

La primera etapa morfogénética tiene escasa representación en este sector. Implica una superficie villafranquiense (G_3), fundamentalmente de carácter erosivo, con morfología de glacis o plataforma calcárea. En el techo, este primer nivel de estabilidad morfogénética del sector, se caracteriza tanto por presentar un fanglomerado de matriz asalmonada con cantos pequeños y sellado por una costra laminar centimétrica, como por estar constituido por una costra de tono blanco intenso, que varía de porosa y deleznable a muy compacta.

Este sector, lejos de mantenerse estable, continuó sufriendo a lo largo del Cuaternario el régimen distensivo que se había instaurado desde mediados del Terciario (GOY y ZAZO, 1974; SIMON, 1984; MARTINEZ, GOY Y ZAZO, 1987; PEREZ CUEVA, 1988). La prueba de ello está en que este glacis villafranquiense se ve afectado por una fase de fracturación que reactiva las fallas ya existentes, creando el escalón donde se instalarán los abanicos analizados.

La segunda etapa morfogénética, ya plenamente cuaternaria, es la responsable de la formación del primer sistema de abanicos (A_2) que configuran el piedemonte de Bétera. Este nivel es el que muestra más amplio desarrollo en el sector. Su período de formación parece ser bastante amplio e intenso como para fijar esta morfología en el paisaje. La superposición de cantos, gravas y limos indica la alternancia de episodios en los que predomina la esorrentía concentrada (*water-laid*) con otros de esorrentía difusa, si bien es cierto que es el primero de ellos el que marca el paisaje actual. Se trata, por tanto, de un depósito característico de una dinámica marcadamente torrencial, formado por cantos gruesos no muy rodados.

Este episodio se encuentra fosilizado por una potente costra calcárea que, por su posición morfológica, debe ponerse en relación con la última fase de construcción de este nivel morfogénético. Su presencia es indicadora de condiciones climáticas cambiantes, en cierto modo anunciadoras del inicio de un nuevo período responsable de la formación del nivel A_1 .

La actividad tectónica se mantiene durante todo el Cuaternario, siendo prueba de ello la presencia de fracturación que afecta al nivel A_2 , bien visible a la altura del campamento militar de la Mallada, en donde los depósitos encostrados desaparecen bruscamente bajo materiales más recientes. MARTINEZ, GOY y ZAZO (1987) establecen una dirección N-S y N 150 E para el sistema de fallas que afectan a estos abanicos.

Una vez que cesan las condiciones favorables a la formación de costras calcáreas, y tras un período de incisión, la tercera etapa morfogénética da lugar a la formación de un nuevo abanico aluvial (A_1), dispuesto aguas abajo del anterior. Por la disposi-

ción y relaciones geométricas que muestra este depósito respecto al más antiguo, podemos afirmar que estamos ante abanicos progradantes. Esto es fácilmente observable en el Barranc de Porta-Coeli, donde el ápice del abanico A₁ se sitúa aguas abajo y sus depósitos encajados en el nivel más antiguo. Por su morfología puede suponerse que su proceso de formación no es tan amplio ni importante como el anterior, y su preservación mucho menor, en parte debido a la falta de cementación en sus depósitos.

Tras este momento de acumulación tiene lugar un fuerte encajamiento de la red fluvial, que provoca la definitiva conformación del nivel morfogenético del Pleistoceno superior (terracea T₁ del Barranc de Carraixet, abanico A₁ de los pequeños barrancos afluentes). La cuarta etapa morfogenética está representada en el sector por el nivel de terraza holoceno T₀, relacionada con un período de estabilidad previo a la incisión reciente de la red fluvial, que da lugar definitivamente a este nivel de terraza.

Por último, y antes de cerrar este apartado, creemos conveniente comentar el carácter erosivo (en contraposición al deposicional de sus orígenes), que muestran actualmente los abanicos aluviales que conforman el piedemonte de Bétera. La organización reciente de la red fluvial (fundamentalmente como evacuadora de materiales), es una amenaza para la pervivencia de tales formas; una prueba de ello se observa en la superficie, que aparece fuertemente incidida por pequeños barrancos. Este proceso erosivo, como ya se comentó, también afecta a la costra calcárea que sella la superficie de los niveles más antiguos.

Con todo, puede señalarse que las condiciones climáticas, tectónicas y/o eustáticas han variado desde que se conformaron estos niveles aluviales. La importancia actual de la erosión lineal tiende a desmantelar estos depósitos; no obstante, la dureza y compacidad de la costra ha facilitado tanto su propia conservación como la de los niveles en cuya secuencia estratigráfica se incluyen.

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO PASCUAL, J., (1957): “La red fluvial de Valencia. Características geomorfológicas y petrología sedimentaria de sus aportes. (Resumen)”. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, (Sección Geológica), 64, p. 39-53.
- ARAKEL, A. V., (1982): “Genesis of calcrete in Quaternary soil profiles, Hutt and Leeman Lagoons, Western Australia”. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52-1, p. 109-125.
- BLÜMEL, W. D., (1982): “Calcretes in Namibia and SE Spain. Relations to substratum, soil formation and Geomorphic factors”. *Catena Supplement* 1, p. 67-82. Braunschweig.
- BRINKMANN, R., (1931): “Betikum und Keltiberikum in Sudostpanien”. *Beitr. Geol. der Westmediterrangebiet*, 6, p. 749-856. Traducción en Public. Extranjeras sobre Geol. de España. C.S.I.C. p. 305-434. Madrid 1948.
- BUTZER, K. W., FRANZLE, O., (1969): “Observations on Pre-Würm glaciations of the Iberian Peninsula”. *Z. Geomorph.*, 3, p. 85-131.
- ESTEBAN, M., KLAPPA, C., (1983): “Subaerial exposure environment”. *Carbonate Depositional Environments*, Ed. Scholle, Bebout, Moore. A.A.P.G. Memoir 33, p. 1-54.
- ESTRELA, M. J., (1986): “Terrazas y glaciais del Palancia medio”. *Cuadernos de Geografía*, 38, p. 93-108.
- ESTRELA, M. J., (1989): “Contribución al conocimiento de las costras calcáreas del Piedemonte de Bétera (Provincia de Valencia): Facies y Microestructuras”. *Actas de la II Reunión del Cuaternario Ibérico* (en prensa). Madrid 25-29 septiembre.
- GOY, J. L., ZAZO, C., (1974): “Estudio morfotectónico del Cuaternario en el Ovalo de Valencia”. *Actas de la I Reunión Nacional del Grupo de Trabajo del Neógeno y Cuaternario*, Madrid, C.S.I.C., p. 71-82.
- IGME (1974): *Mapa Geológico Nacional. Hoja 696 (Burjasot)*. Madrid, 23 p.
- MARTINEZ, J., GOY, J. L., ZAZO, C., (1987): “Un modelo de mapa neotectónico en la Región Nor-oriental de la Provincia de Valencia (España)”. *Estudios Geológicos*, 1-2. vol. 43.
- PEREZ CUEVA, A., (1988): *Geomorfología del Sector Ibérico Valenciano —entre los ríos Mijares y Turia—*. Dept. de Geografía. Universidad de Valencia, 217 p.
- RACHOCKI, A., (1981): *Alluvial fans: an attempt at an empirical approach*. Chichester, John Wiley & Sons, 161 p.
- REYNECK, H. G. (1973): *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 439 p.
- SAIZ BUENDIA, J. L., (1972): “El Barranc del Carraixet. Estudio granulométrico y morfométrico”. *Cuadernos de Geografía*, 10. Universidad de Valencia, p. 66-92.
- SANCHO, C., (1985): “El piedemonte pliocuaternario en la Región del Cinca (Provs. de Huesca y Lérida): Depósitos y evolución”. *Actas de la I Reunión del Cuaternario Ibérico*, v. 2. Lisboa, p. 381-392.
- SIMON GOMEZ, J. L., (1984): *Comprensión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. Instituto de Estudios Turolenses. Teruel, 269 p.
- SOLE SABARIS, L., (1978): “Los rebordes oriental y meridional de la Meseta: Cordillera Ibérica y Sierra Morena”, en: *Geografía general de España*, M. Terán (Ed. Ariel), p. 74-85.
- SOS BAYNAT, V., (1981): *Compendio de Geología de la provincia de Castellón*. Caja de Ahorros y Monte de Piedad de Castellón, 402 p.