

MARÍA PILAR FUMANAL*
ALFONSO YÉBENES**

LOS DEPÓSITOS CUATERNARIOS DE LES PENYES DE L'ALBIR EN EL CONTEXTO SEDIMENTARIO LITORAL VALENCIANO

RESUM

Els dipòsits quaternaris que recobreixen una part considerable de les Penyes de l'Albir estan constituïts per diversos cossos sedimentaris de materials de coster (cons i talussos) i eolianites grimpadores o redipositades, a banda d'una problemàtica unitat lumachel·lica de bivalves i gasteròpods.

S'estudien ací una sèrie de talls estratigràfics del sector comprès entre el Cantalar i els Illots per arribar a distingir-hi cinc complexos dunars sobreposats a dos cossos bretxoides anteriors, i sovint interstratificats amb enderroc de coster.

Finalment hom repassa una trentena de jaciments litorals d'eolianita per a deduir-ne el context regional en relació al paleoclima i les variacions del nivell marí.

ABSTRACT

The Quaternary deposits covering a wide area of Penyes de l'Albir sea-cliffs are made up of several sedimentary bodies. We find slope materials (alluvial fans and talus) and climbing aeolianites along with a troublesome lumachelle unit of bivalves and gasteropods.

Several stratigraphic profiles from this sector between Cantalar and els Illots are studied here. We identify five dune complexes (often interbedded with slope deposits) overlying two former conglomerates.

Last we go over thirty littoral aeolianite outcrops in order to infer the regional context as related to paleoclimate and sea-level changes.

RESUMEN

Los depósitos cuaternarios que recubren una parte considerable de les Penyes de l'Albir están constituidos por diversos cuerpos sedimentarios de materiales de ladera (conos y taludes) y eoliani-

* Departament de Geografia. Universitat de València.

** Instituto de Bachillerato. 03590 Altea, Alicante.

tas trepadoras o redepositados, además de una problemática unidad lumaquélica de bivalvos y gasterópodos.

Se estudian aquí una serie de cortes estratigráficos del sector comprendido entre el Cantalar y els Illots, que nos permiten distinguir cinco complejos dunares, frecuentemente interestratificados con derrubios de ladera, y que se superponen a dos cuerpos brechoides más antiguos.

Finalmente se repasa una treintena de yacimientos litorales de eolianita con el objeto de deducir el contexto regional en relación con el paleoclima y las variaciones del nivel marino.

1. INTRODUCCIÓN

El abrupto relieve de les Penyes de l'Albir destaca a lo largo de unos 6 km entre las bahías de Altea y Benidorm, con una geometría dominante de tipo cantil-talud de pie convexo, zapado en la actualidad por acción del oleaje. Esta activa remoción basal ha afectado de forma desigual a los tramos que se suceden en este peculiar paisaje de la costa meridional valenciana debido, principalmente, a la consistencia específica de los distintos materiales geológicos que afloran en el frente marino.

Las características estructurales de les Penyes de l'Albir, fundamentalmente dirección y buzamiento, alabeamiento y fracturación, condicionan la unidad litológica mesozoica (YÉBENES, 1996) sometida a la acción erosiva marina. Así en ocasiones son materiales resistentes, como los de las unidades de "Calizas blancas con clipeínas" o de "Areniscas calcáreas y calcarenitas", los que afrontan eficazmente el embate marino, mientras que, en otros sectores, aparecen materiales mucho menos resistentes, especialmente los de la unidad "Alternancia de margas y calizas con ammonites" que son ero-

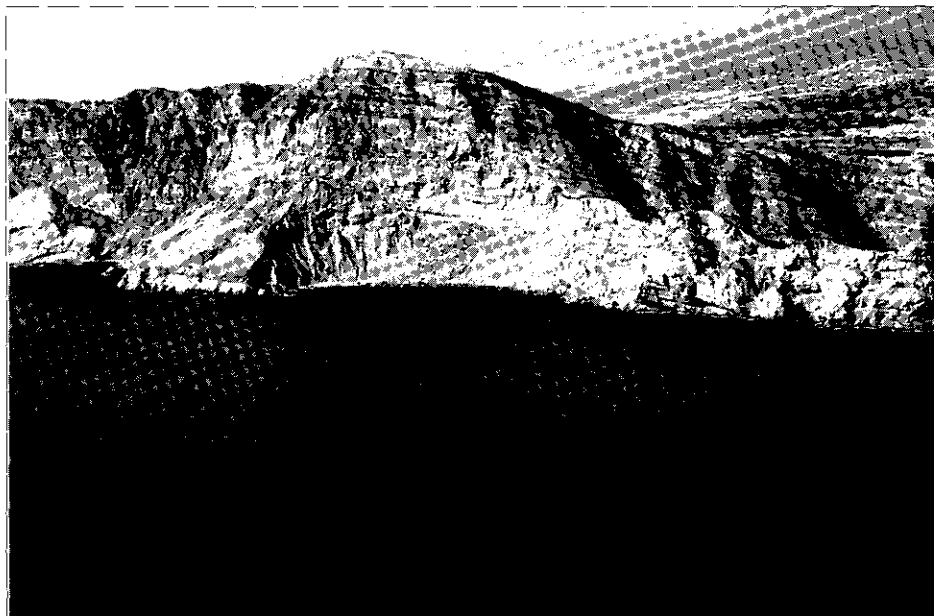


Foto 1. Vista aérea oblicua del sector más elevado de la Serra Gelada centrado en el entrante del Cantalar y, a la izquierda, el Morro de Sant Jordi y la Cala dels Illots.

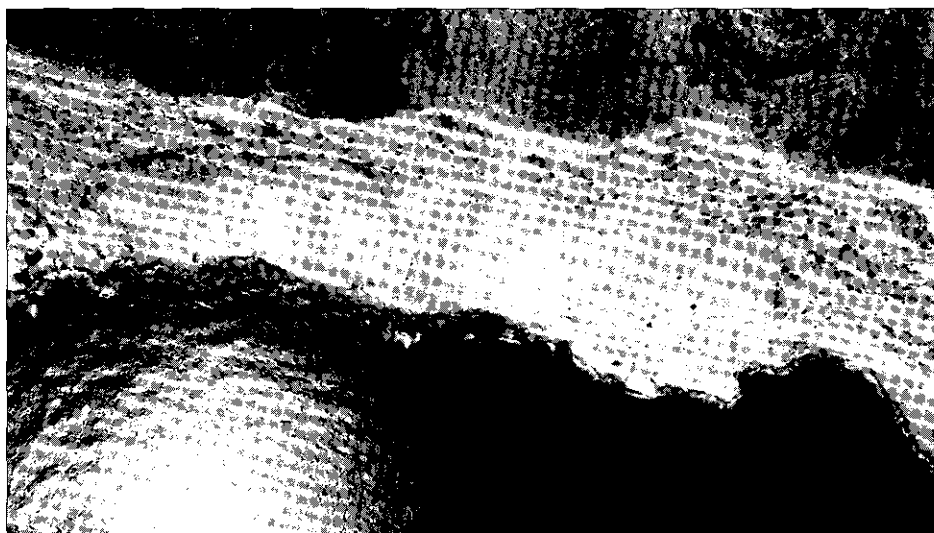


Foto 2. Talud oriental de la Serra Gelada desarrollado sobre un cantil fracturado de materiales mesozoicos. La foto aérea vertical recoge el prisma eolianítico al S del Port del Tamarit y las cabeceras degolladas de los barrancos superiores.

sionados con mayor facilidad. Morfológicamente, esto se traduce en una geometría arqueada de entrantes y salientes en los que pueden adivinarse fuertes dismantelamientos recientes, como en el caso de la Cala del Cantalar, Cala dels Illots, etc. (ESTEBAN i ROSSELLÓ, 1996, fig. 1 y foto 1).

El talud de la vertiente oriental de la Serra Gelada suele estar desarrollado sobre los materiales mesozoicos poco resistentes de la "Alternancia de margas y calizas con ammonites". En su mayor parte está cubierto por depósitos pleistocenos potentes (foto 2), constituidos por mantos coluviales y eolianitas. Además, en algunas unidades eólicas se observan frecuentes cantos, más o menos dispersos, que atestiguan la coexistencia de procesos eólicos y coluvionares.

Pese a su espectacularidad, no son ejemplos únicos en la costa S del País Valenciano, ya que, a partir de Dénia (les Rotes/Cap de Sant Antoni, Cap de la Nau, Ifac, Cap de l'Horta, Cap de Santa Pola, etc.) y especialmente en los tramos acantilados o en zonas donde el relieve está próximo a la costa, se han identificado numerosas acumulaciones brechoides, de ladera, intercaladas con calcarenitas. Su estudio cronoestratigráfico (ROSSELLÓ *et al.*, 1995; VIÑALS, 1995; VIÑALS y FUMANAL, 1995; FUMANAL, 1995; REY *et al.*, 1993; MARTÍNEZ GALLEGU *et al.*, 1993; etc.) ha ido configurando algunas formaciones significativas que se añaden a la información proporcionada por los testimonios de antiguos niveles marinos en Dénia, Altea, Alacant, Santa Pola, etc. (DUMAS, 1977; ROSSELLÓ, 1985; CUERDA, 1995; MATEU y CUERDA, 1978; CUERDA y SANJAUME, 1978; GOY y ZAZO, 1987 y 1988; GOY *et al.*, 1993, etc.) sobre la evolución cuaternaria de la línea de costa.

El objetivo fundamental de este trabajo es el estudio estratigráfico y sedimentológico de las diferentes unidades pleistocenas localizadas en les Penyes de l'Albir y su encuadre en el contexto general del Cuaternario litoral valenciano.

2. ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DEL CUATERNARIO DE LES PENYES DE L'ALBIR

Los depósitos pleistocenos cubren ampliamente el talud de les Penyes de l'Albir extendiéndose como una orla desde el Racó de l'Albir al S de Altea, hasta la Punta de les Caletes, al N de Benidorm. Sin embargo, el estudio estratigráfico se ha centrado principalmente en un conjunto de cuerpos sedimentarios ubicados en los entrantes y vaguadas que se despliegan inmediatamente al S del faro de l'Albir, desde la Cala de la Pila hasta la Cala dels Illots (foto 3). En este tramo costero, la incisión de regueros y barrancos, de muy fuerte pendiente, ha dejado al descubierto diversas secciones transversales del conjunto deposicional, lo que, unido al corte frontal, reavivado por el oleaje, permite reconocer la geometría y distribución areal de las distintas unidades.

La arquitectura de estos potentes depósitos cuaternarios es muy compleja. Los diferentes niveles se superponen con frecuentes solapamientos y cambios laterales que dificultan su correlación. Por esta razón se han establecido varios sectores, dentro de cada uno de los cuales la sucesión y disposición geométrica de los cuerpos sedimentarios ha podido ser bien establecida. La correspondencia entre las unidades de los distintos afloramientos resulta algo más problemática.

2.1. Sector Cantalar

Tan sólo se conserva un perfil adosado a la base del cantil del margen sur del Cantalar. Se trata, sin duda, del resto de un depósito mucho más extenso que ha sido ero-



Foto 3. Les Penyes de l'Albir en los sectores de acumulación eolianítica de els Illots (derecha) y Morro de Bou (izquierda). Entre ambos aflora el talud brechoide más antiguo, también adosado al acantilado mesozoico.

sionado y destruido recientemente. La base del registro estudiado se encuentra situada a unos 90 m s.n.m. (foto 4). Se pueden distinguir tres tramos:

CD-1: 0-2 m. Brecha de fragmentos heterométricos de calizas cretácicas parcialmente cementados. Este nivel, de base claramente erosiva, sólo se preserva localmente en paleodepresiones profundas talladas sobre los materiales mesozoicos de la "Alternancia de margas y calizas con ammonites".

CD-2: 0-5 m. Areniscas grises poco cementadas que se apoyan erosivamente sobre el sedimento anterior. Muestran una fuerte bioturbación por raíces (rizoconcreciones) y cantos calcáreos angulosos irregularmente dispersos. En los tramos menos bioturbados, se observan estructuras de laminación paralela a la pendiente.

CD-3: Más de 20 m. Areniscas calcáreas blancas erosivas sobre CD-2, ricas en bioclastos. Todo el conjunto presenta *sets* de laminaciones cruzadas de gran escala junto a laminación paralela.

Los afloramientos mesozoicos del Cantalar se encuentran recubiertos parcialmente por un depósito coluvial actual y subactual, con fragmentos de calcarenitas blancas, que alcanza el nivel del mar.

Así pues, en este sector se pueden distinguir tres unidades fundamentales:

1. Conglomerado brechoide moderadamente cementado (CD-1). Representa un nivel coluvial, en origen más extenso. Un intenso período erosivo, previo a la sedimentación de CD-3, sólo permitió su conservación en antiguas depresiones.

2. Areniscas grises (CD-2). Corresponden a un depósito dunar, sólo parcialmente conservado por las mismas razones que el anterior. En el único afloramiento constatado predominan facies de interduna con testimonios de colonización vegetal.

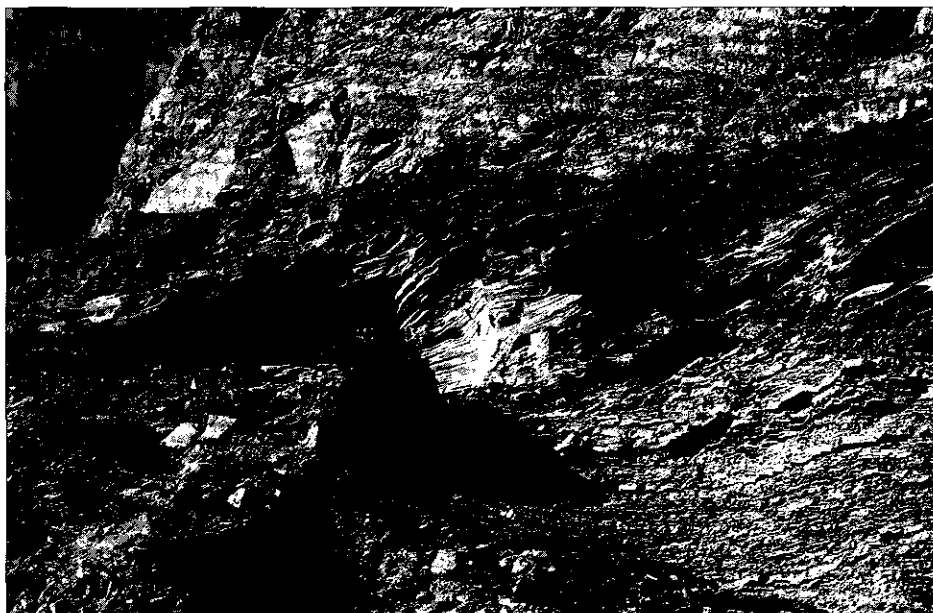


Foto 4. Brecha y areniscas pleistocenas adosadas, a unos 90 m s.n.m., al cantil de l'Alt del Governador, al S del Cantalar.

3. Areniscas calcáreas blancas (CD-3). Se interpreta como un sistema complejo de dunas rampantes, con frecuentes superficies limitantes de segundo orden.

2. 2. Sector Pila-Llosar

Se reconstruye a partir de varios perfiles (Pila I y II, Llosar I y II), situados entre la vaguada de la Pila y el Llosar. Todos ellos se encuentran a diversas alturas en el talud apoyado sobre la parte norte del Morro de Sant Jordi, antes de alcanzar la fuerte convexidad basal desarrollada sobre las "Calizas con clipeínas" del Jurásico (foto 5). Los planos de estratificación que separan los diferentes tramos muestran buzamientos deposicionales hacia el mar que oscilan entre 18 y 25°.

Perfil Pila I

En el límite norte del Morro de Sant Jordi, denominado Punta de la Pila, el fuerte vaciado de la Cala del Cantalar ha producido la disección longitudinal de los materiales cuaternarios que recubren el talud. El perfil Pila I se ha levantado en la parte inferior de éste, a unos 25 m s.n.m. (foto 6)

I-CP-1. 0-3 m. Conglomerado brechoide rojizo, heterométrico, de fragmentos de calizas cretácicas, con cementación variable, aunque siempre moderada. Este nivel desaparece en la parte inferior del talud. Su base es claramente erosiva sobre el sustrato mesozoico, perteneciente a la unidad "Alternancia de margas y calizas con ammonites". Este



Foto 5. La Cova de la Pila se halla oculta detrás de los farallones jurásicos del primer término, que buzanan hacia tierra. A diversas alturas del talud se localizan los perfiles Pila y Llosar. (El topónimo se refiere a la estratificación que sigue el talud a la izquierda).



Foto 6. Perfil Pila I, descubierto por el vaciado reciente de la Cala del Cantalar. Obsérvese el brusco contacto del talud-cono con el cantil cretácico.

plano basal, pendiente hacia el mar, marca entalladuras y cubetas de vaciado, claramente controladas por la naturaleza del sustrato, mejor desarrolladas sobre los tramos margosos que sobre los calcáreos. El techo corresponde a una superficie regularizada.

I-CP-2. 1,20 m. En contacto neto y erosivo se superpone un depósito arenoso complejo, de cementación desigual, que comienza con un nivel blanquecino de cantos de caliza cretácica, pequeños y angulosos. Las areniscas calcáreas del resto del tramo muestran también cantos dispersos, similares a los anteriores. Además contienen fragmentos de conchas de bivalvos, que se hacen más abundantes en dos niveles, mal definidos, situados en la parte superior. La bioturbación es intensa con frecuentes rizoconcreciones que tan sólo permiten observar esporádicamente restos de laminaciones paralelas y cruzadas de gran escala.

I-CP-3. 0,50 m. Calcarenitas bioclásticas cementadas (*rudstones*), con laminación paralela. Alto contenido biodetrítico de tamaño centimétrico, fundamentalmente bivalvos, entre los que domina *Glycymeris*, y algunos restos de gasterópodos marinos, que poseen una cierta orientación según pautas circulares bastante difusas.

I-CP-4. Más de 5 m. Areniscas calcáreas poco consolidadas de color beige, con cantos angulosos pequeños de caliza (3 a 5 cm) y conchas de bivalvos dispersas, que disminuyen hacia la parte superior. Muestran una fuerte bioturbación con desarrollo de rizoconcreciones y, en las zonas menos alteradas, laminaciones cruzadas de gran escala y laminaciones paralelas. La unidad se encuentra bastante carstificada y con numerosos alvéolos y microquedades.

El techo del conjunto regulariza el perfil de la ladera (foto 6). Sobre estos depósitos se superponen conos de derrubios actuales, de radio corto, cuyo ápice se sitúa en la ruptura de pendiente con que se inicia el talud.

Perfil Pila II

Se ha levantado en la parte superior del talud, a unos 85 m s.n.m.

II-CP-1. 1,5-2 m. Areniscas calcáreas blancas con laminación paralela y laminación cruzada de gran escala. Se apoyan sobre una superficie erosiva irregular de la unidad cretácica de "Alternancia de margas y calizas con ammonites". Este tramo desaparece al descender por el talud, a unos 65 m s.n.m., coincidiendo con la aparición del conglomerado brechoide correspondiente a I-CP-1.

II-CP-2. 1 m. Areniscas calcáreas, desigualmente cementadas con cantos calcáreos dispersos, angulosos y de tamaño pequeño. También engloban algunos fragmentos de bivalvos. La bioturbación es intensa y las rizoconcreciones impiden una buena observación de las estructuras primarias en las que, en todo caso, predomina la laminación paralela.

II-CP-3. 0,40 m. Calcarenitas bioclásticas con laminación paralela. Contienen restos de bivalvos.

Perfil Llosar I

El tramo inferior del barranco circula encajado en la unidad cretácica de "Alternancia de margas y calizas con ammonites". Flanqueando su trayectoria quedan expuestas amplias secciones de las acumulaciones cuaternarias que, en la actualidad, están siendo paulatinamente desmanteladas. El perfil Llosar I se ha levantado en la margen izquierda, a unos 70-80 m s.n.m. (foto 7 y fig. 1).

I-LI-1. Conglomerado brechoide cementado. Sólo se observa su techo.

I-LI-2. 3 m. Areniscas grisáceas moderadamente consolidadas, bioturbadas, con laminación paralela.

I-LI-3. 0,50 m. Calcarenitas bioclásticas cementadas, con laminación paralela, ricas en fragmentos de bivalvos.

I-LI-4. 6 m. Areniscas de color ocre, poco cementadas. En la parte inferior, domina la laminación cruzada, mientras que en la superior aparece también laminación paralela y cantos angulosos de caliza dispersos.

I-LI-5. 5 m. Arenas sueltas de color ocre claro con laminación paralela dominante.

Perfil Llosar II

Levantado en la margen derecha del mismo barranco, a unos 70 m s.n.m. (foto 8 y fig. 2).

II-LI-1. 0,50 m. Conglomerado brechoide rojizo que se apoya erosivamente sobre la unidad cretácica de "Alternancia de margas y calizas con ammonites".

II-LI-2. 5 m. Areniscas grises poco cementadas, con laminación cruzada de gran escala y laminación paralela en la parte superior. En la mitad del tramo hay un nivel con abundantes clastos calizos aristados.

II-LI-3. 0,50 m. Calcarenitas masivas con numerosos restos de bivalvos. Su techo corresponde a una discontinuidad.

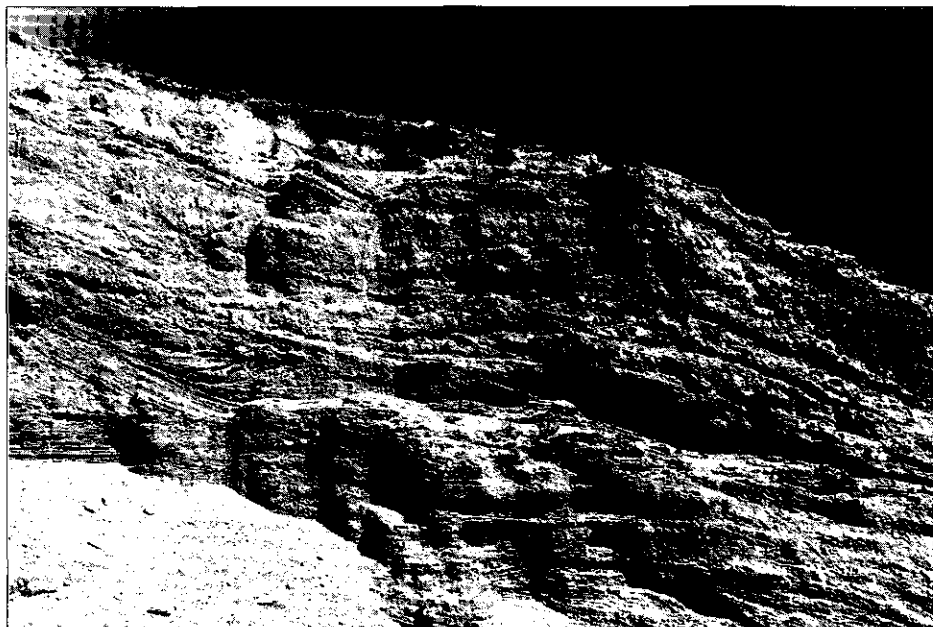


Foto 7. Perfil Llosar I, en la orilla izquierda de un barranco que acaba encajado en las margas y calizas cretácicas. El corte que afecta a las areniscas y calcarenitas sobrepasa los 12 m (Cf. fig. 1).

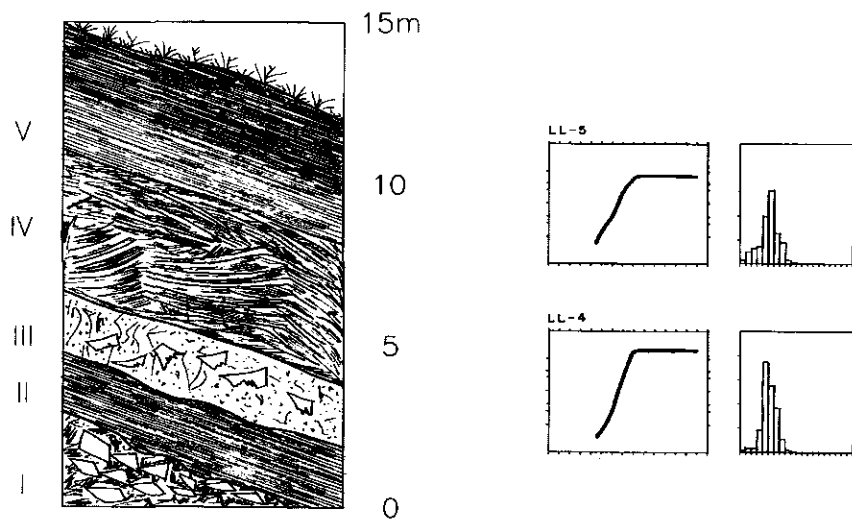


Fig. 1. Perfil Llosar I. Curvas granulométricas e histogramas.

II-LI-4. 8 m. Areniscas de color ocre poco consolidadas. Es un tramo complejo que muestra tres niveles con laminación cruzada de gran escala y que incluyen cantos angulosos de caliza, separados por dos niveles con laminación paralela, que a su vez se disponen oblicuamente en relación con el tramo 5.

II-LI-5. 1 m. Arenisca calcárea blanca, de grano grueso, bien cementada, con laminación paralela.

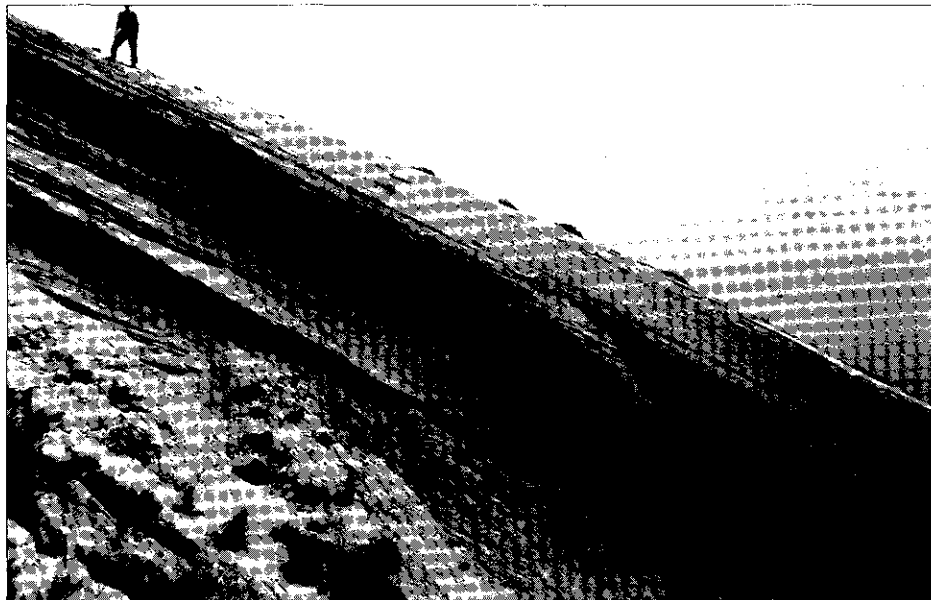


Foto 8. Perfil Llosar II, en la margen del barranco más próximo a la Pila, a unos 70 m s.n.m. Sobre la brecha pleistocena descansan niveles que a gran escala concuerdan con la pendiente. La llamativa presencia de una "lumaquela" de bivalvos es comentada en el texto (v. fig. 2).

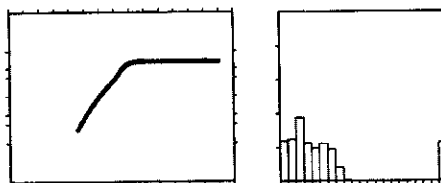


Fig. 2. Perfil Llosar II. Curva granulométrica e histograma.

A partir de estos cuatro perfiles se han establecido las siguientes unidades para el sector Pila-Llosar:

1. *Conglomerado brechoide moderadamente cementado* (tramos I-CP-1, I-LI-1 y II-LI-1) de espesor variable, que alcanza un máximo de 3 m, y recubre la mayor parte del sustrato mesozoico, salvo en algunos puntos del talud situados a más de 60 m s.n.m., como en el perfil II-CP. Esta unidad basal tapiza una superficie irregular, acarcavada en algunos puntos, e indica una importante fase erosiva previa que afectaría a materiales mesozoicos y, tal vez, a depósitos cuaternarios más antiguos, hoy desaparecidos. La acumulación de las brechas condujo a una regularización del perfil de la ladera. Estos sedimentos corresponden a un depósito coluvial heterométrico, desplazado por gravedad simple, movimientos en masa y arroyadas. Durante su formación, el mar se encontraría más alejado que en la actualidad. Con posterioridad y antes de la sedimentación de la unidad suprayacente, el talud de la vertiente fue en parte destruido, debido probablemente a la remoción activa marina, lo que implicaría una aproximación de la línea de costa.

2. *Areniscas grises* (tramos I-LI-2 y II-LI-2). Se le atribuye un origen eólico y sólo aflora en la zona del Llosar, donde llega a alcanzar un espesor de 3 m. Corresponde a una primera fase de dunas rampantes, que recubrirían en parte los antiguos coluviones o puntualmente se depositarían sobre el sustrato mesozoico. Los tramos 1-CP-2 y 2-CP-2, que ocupan la posición estratigráfica de las areniscas grises, podrían estar relacionados con cambios laterales de facies de esta unidad o, con mayor probabilidad, representar los niveles basales de la siguiente.

3. *Areniscas calcáreas blancas con laminaciones cruzadas* (tramo II-CP-1). Se identifica exclusivamente en la parte superior de la Pila, con un espesor máximo de 2,5 m, y materializa un segundo episodio de dunas rampantes, sólo preservado en depresiones erosivas locales de la parte superior del talud. En ellas se habría dismantelado la unidad de conglomerado brechoide subyacente hasta llegar al sustrato cretácico.



Foto 9. Calcarenita bioclástica de aspecto lumaquélico (tramos 1-CP-3, 1-LI-3 y 2-LI-3). Su carácter masivo, disposición inclinada y calibre plantean un difícil problema de interpretación. (El fragmento fotografiado, rodado por el oleaje, se ha desprendido de una cornisa superior).

4. *Areniscas calcáreas blancas bioturbadas* (tramos I-CP-2 y II-CP-2). Unidad eólica que sólo se observa en la zona de la Pila, con un espesor de alrededor de 1 m. La abundancia de rizooncreciones implicaría un periodo de baja tasa de acumulación de sedimento.

5. *Calcarenitas bioclásticas* (tramos 1-CP-3, 1-LI-3 y 2-LI-3). Este nivel de 0,5 m de espesor sólo se reconoce en este sector (foto 9). Su interpretación plantea un problema sedimentológico de primera magnitud. Hemos contemplado diferentes hipótesis de trabajo para explicar el ambiente de formación de este depósito, en función de sus características fundamentales, que son: *a)* buzamiento hacia el mar de unos 25°, similar al nivel coluvial subyacente, con afloramiento continuo entre 25 y 90 m de altura s.n.m.; *b)* abundancia en fragmentos de conchas marinas de tamaño centimétrico; *c)* frecuente laminación paralela, *d)* asociación estrecha y tránsito gradual rápido a depósitos evidentemente eólicos que, además, contienen cantos angulosos y biodetritos similares más dispersos.

Las hipótesis consideradas son las siguientes:

*Terraza marina, perteneciente a un antiguo nivel de playa, con numerosos bioclastos y posible laminación de *foreshore*, que habría experimentado una basculación por efecto de la neotectónica cuaternaria. La presencia de cantos angulosos asociados y su intercalación entre depósitos de dunas rampantes con conchas similares dispersas parece refutar esta hipótesis. Por otra parte, no existe ninguna prueba de tal basculamiento, de eje NE-SW, en la Serra Gelada y, además, si se restituye la unidad a una posición horizontal, las dos formaciones coluviales (el conglomerado brechoide subyacente y la megabrecha del sector Cuevas descrito más adelante), cuyos techos corresponden a superficies de laderas regularizadas, quedarían en una disposición horizontal, evidentemente anómala para un medio sedimentario de ladera.

** Depósito de talud subaéreo alimentado por una terraza marina más antigua que debería encontrarse a más de 90 m s.n.m., a donde habría sido elevada, por efecto de la neotectónica cuaternaria. Esta hipotética playa fósil proporcionaría los fragmentos de conchas que aparecen en la unidad bioclástica. Sin embargo, la búsqueda detallada de cualquier resto de este tipo, tanto en la zona alta del talud como en el cantil, ha resultado infructuosa. Además, sería difícil explicar cómo podría formarse un sedimento tan concentrado de bivalvos cuaternarios a partir de los aportes de un cantil en el que la extensión superficial de la terraza sería mínima en comparación con la de los afloramientos cretácicos.

*** Se trata de una facies especial desarrollada a partir de un depósito de dunas rampantes. Esta hipótesis se enfrenta a un problema fundamental: en la extensa bibliografía consultada no hemos encontrado ninguna referencia a este tipo de facies en ambientes eólicos. Por otra parte, dicho presupuesto debería contestar al menos a dos cuestiones relevantes: *a)* ¿bajo qué condiciones aerodinámicas sería posible el transporte de fragmentos de este calibre en un sistema de dunas trepadoras?; *b)* ¿cómo justificar la gran concentración de fragmentos de conchas y su laminación paralela a la pendiente de sedimentación?

Para responder a la primera cuestión sería necesario realizar un estudio experimental, en un túnel aerodinámico, que mostrara las condiciones necesarias para movilizar tales bioclastos, sobre todo en lo que se refiere a la velocidad del viento. En relación con la segunda cuestión, creemos que la riqueza en conchas puede ser debida a un fenómeno de

concentración secundaria relacionado con la acción de aguas de arroyada difusa que actuarían en un contexto de ladera sobre depósitos no consolidados de dunas rampantes que contenían restos dispersos de bivalvos. También la deflación eólica puede favorecer la abundancia de bioclastos en un proceso similar al descrito por Carter (1976) para explicar los pavimentos de conchas. En cualquier caso (aguas de arroyada y/o deflación eólica), la movilización selectiva de los materiales más finos conduciría a la formación de un depósito residual, o ligeramente retransportado, enriquecido en elementos biogénicos gruesos.

En la actualidad, y a la espera de las experiencias necesarias, o de nuevos datos e interpretaciones, consideramos esta hipótesis como la más plausible. De todos modos, los frecuentes restos de bivalvos en la unidad de calcarenitas bioclásticas implica la existencia de un sector playero cercano capaz de proporcionar las conchas descritas. Por otra parte, la acción del agente eólico implica la existencia durante el Pleistoceno de rachas de viento de velocidad que, pese a su todavía imposible cuantificación, debió ser muy elevada.

6. *Areniscas ocreas* (tramos 1-CP-4, 1-LI-4 y 2-LI-4), que alcanzan un espesor máximo de 8 m. Corresponden a un tercer episodio de dunas rampantes que ascenderían por el talud al tiempo que recibían fragmentos angulosos de caliza desprendidos del cantil cretácico. En la parte superior de esta unidad puede aparecer una pasada de arenisca calcárea blanca (II-LI-5), de grano grueso y bien cementada, con laminación paralela. La distribución granulométrica en este último nivel (foto 8) indica que, tras un transporte inicial por el viento, los materiales han sido desplazados vertiente abajo por arroyadas bastante enérgicas. Por tanto, se interpreta como un depósito de concentración secundaria desarrollado a techo de las eolianitas.

7. *Arenas ocre claro* (tramo 1-LI-5). Es la unidad más reciente de este sector y su espesor puede superar los 5 m. Se interpreta como un cuarto episodio de dunas rampantes. El predominio de estructuras de laminación planar, paralelas a la superficie de *climbing*, podría indicar una redistribución ladera abajo de las arenas, tanto por simple gravedad como por arroyada difusa.

2.3. Sector Cuevas

En el área correspondiente al sur del Morro de Sant Jordi y hasta els Illots aflora continuamente un depósito de 3 a 5 m de espesor, constituido por una *megabrecha* (foto 10 y fig. 3). Se trata de un conglomerado brechoide, con bloques de gran envergadura (que pueden superar los 5 m) y cantos aristados, heterométricos. Su cementación es total y está alterado por una intensa carstificación. Sus grietas y oquedades muestran gruesas coladas estalagmíticas sobre las que se encuentran materiales arenosos eólicos depositados en fases sedimentarias posteriores.

La unidad se extiende directamente sobre el sustrato mesozoico, que corresponde a la "Alternancia de margas y calizas con ammonites". Arranca de la base del cantil vertical y marca la ruptura de pendiente a una altura de unos 210 m s.n.m., extendiéndose sobre la ladera como restos, en forma de digitaciones o lóbulos, de un antiguo talud. Los materiales coluviales o eólicos formados con posterioridad, se encajan entre las pronunciadas entalladuras que diseccionan este potente nivel que, de esta manera, dibuja una paleotopografía sobresaliente sobre otros cuerpos deposicionales más jóvenes. Las acumulaciones cuaternarias de los sectores adyacentes, Pila-Llosar e Illots, aparecen claramente alojados en esta unidad.



Foto 10. La formación "Cuevas" es un conglomerado brechoide, que incluye grandes bloques, cementado y carstificado. Las oquedades visibles en la foto, contienen coladas estalagmíticas y depósitos eólicos posteriores. El arranque de la megabrecha se sitúa por encima de los 200 m s.n.m.

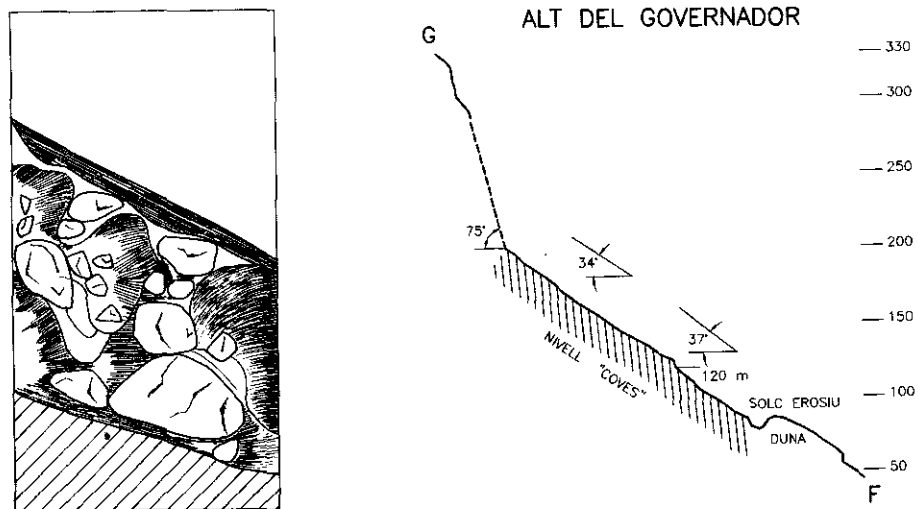


Fig. 3. Perfil de la megabrecha y corte transversal de la ladera desde el acantilado hasta la duna fósil. La formación "Cuevas" mantiene pendientes próximas a 34° .

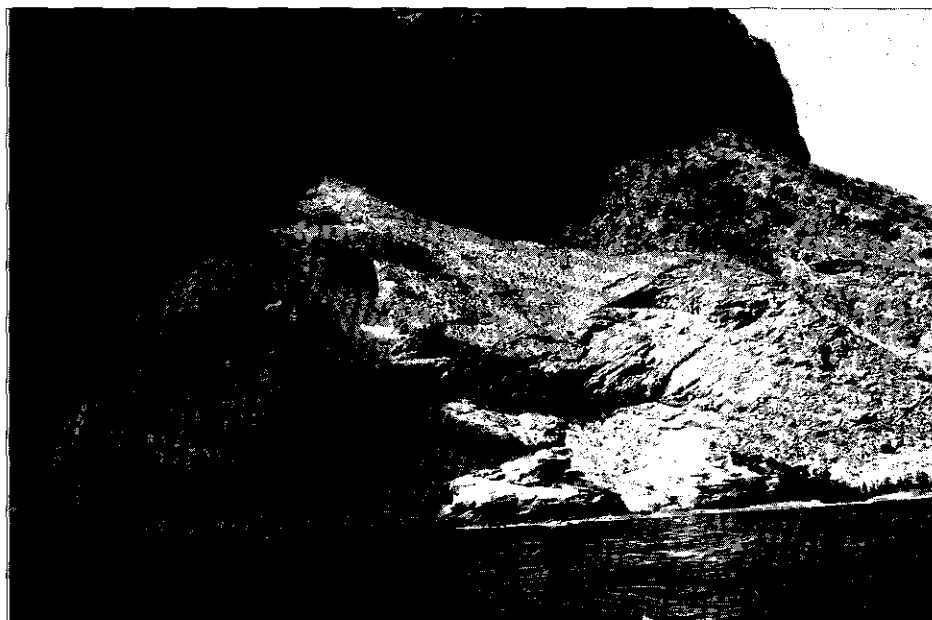


Foto 11. Sector Illots. Vista desde el mar del conjunto de conos y taludes estudiados con detalle en la Cala dels Illots. Las formaciones eólicas pleistocenas sobrepasan los 35 m en su fachada y se acercan a los 150 en su ápice.

Dicho depósito corresponde a un antiguo manto coluvial con el que se inicia la serie pleistocena de les Penyes de l'Albir. La megabrecha se acumuló directamente sobre el sustrato mesozoico en un ambiente sedimentario de ladera. Ello supone el retroceso del cantil y desarrollo del talud sin remoción activa en la base, lo que, teniendo en cuenta su tendido gradiente, requiere una línea de costa distante.

Tras su formación experimentó una intensa carstificación y un importantísimo desmantelamiento, lo que probablemente indica que existe un hiato considerable entre esta unidad y la subsiguiente, que ya aparece encajada en aquella. Tanto sus características litológicas como su posición estratigráfica permiten correlacionar esta serie con otras análogas atribuidas en sentido relativo al Pleistoceno inferior-medio en la secuencia regional, como es el nivel G-4/G-5 del Puig Campana (REY *et al.*, 1993).

2. 4. Sector dels Illots

Se estudia en la Cala dels Illots, que limita por el S la zona que se ha considerado con detalle en este trabajo. El perfil-tipo, (foto 11 y fig. 4), ubicado hacia el centro de la cala, ha quedado expuesto por tres de sus lados (frontal y sagitales), a causa de la fuerte entalladura de los barrancos laterales. Está compuesto por los siguientes tramos:

I-1. Conglomerado brechoide rojizo moderadamente cementado que buza hacia el mar unos 25°. Su espesor muestra variaciones muy importantes en pequeñas distancias, oscilando entre 0,5 y 6 m, ya que recubre y regulariza una superficie erosiva muy desigual tallada sobre la unidad mesozoica "Alternancia de margas y calizas con ammoni-

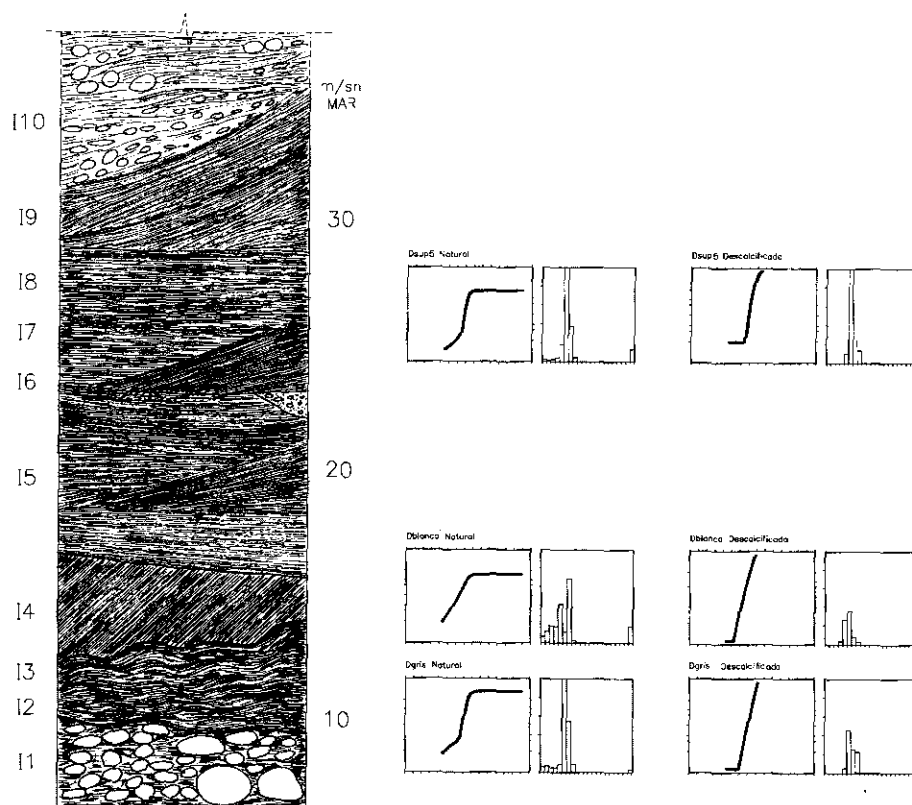


Fig. 4. Sector Illots. Perfil de los niveles I-1/I-10, con predominio de areniscas y alguna intercalación detrítica de ladera. Curvas granulométricas e histogramas.

tes". Incluso, en el margen sur de la cala, este nivel rellena un paleovalle perpendicular a la línea de costa, cuyo fondo se encuentra por debajo de la cota cero. El espesor de las brechas acumuladas en este punto sería, en cualquier caso, superior a los 15 m.

I-2. 4 m. Areniscas blanco-grisáceas semicubiertas con cantos angulosos dispersos y laminaciones cruzadas.

I-3. 2,50 m. Areniscas grises poco cementadas, con laminaciones paralelas que muestran ondulaciones de tamaño métrico. Cerca de la base se observan cantos angulosos de caliza dispersos. El tramo está constituido fundamentalmente por granos de cuarzo subangulosos a subredondeados, transparentes y de tonos acaramelados (foto 12), con un contenido muy bajo en bioclastos.

I-4. 2-5 m. Areniscas calcáreas blancas en contacto erosivo irregular sobre el nivel anterior. Petrológicamente se diferencia por su riqueza biodetrítica, sobre todo pequeños fragmentos de bivalvos y gasterópodos y foraminíferos bentónicos (foto 13). Esporádica-

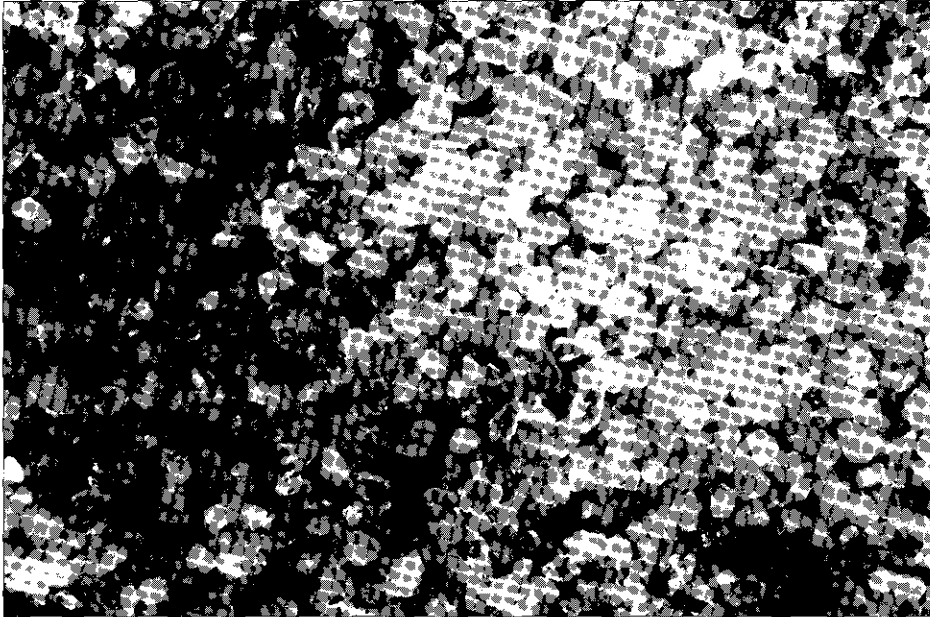


Foto 12. Arenisca gris (I-3). Microfotografía en la que se aprecian los granos de cuarzo predominantes.

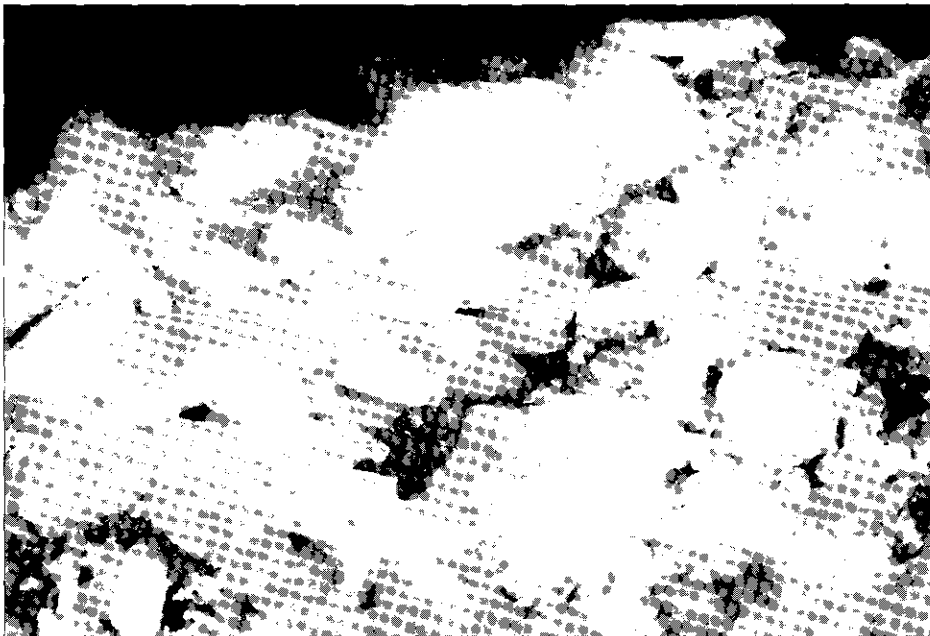


Foto 13. Arenisca calcárea blanca (I-4) de alto contenido biotritico. La microfotografía permite identificar los fragmentos de concha.

mente se observan grandes conchas enteras de *Pecten*. Constituyen un único *set* de laminación cruzada de gran escala.

I-5. 3-5 m. Areniscas blancas con laminación paralela y laminación cruzada de bajo ángulo. En la parte superior se distingue algún cuerpo canaliforme con abundantes cantos angulosos de caliza. Las estructuras se ven a menudo afectadas por un vaciado alveolar de tipo *tafoni*.

I-6. 4-5 m. Tramo semicubierto en cuya parte superior se observan laminaciones cruzadas y paralelas.

I-7. 4 m. Areniscas calcáreas blancas similares a las del tramo I-4, que también constituyen un único *set* con laminación cruzada de gran escala. La base es claramente erosiva.

I-8. 2 m. Areniscas calcáreas menos cementadas y algo cubiertas con laminación paralela irregular dominante.

I-9. Hasta 2 m. Areniscas calcáreas blancas con laminación cruzada de gran escala.

I-10. 20 m. Potente cuerpo arenoso que parece rellenar un surco paralelo a la actual línea de costa. El costado interno del surco corresponde al conglomerado brechoide basal y su inclinación coincide con la del buzamiento de este tramo. El costado externo está tallado erosivamente sobre las areniscas de los niveles subyacentes. En los sedimentos arenosos horizontales del relleno se intercalan frecuentes cuerpos conglomeráticos canaliformes de algunos metros de anchura, con cantos subredondeados que, en ocasiones, muestran estratificación cruzada e imbricaciones.

I-11. 15-20 m. Areniscas poco cementadas de color ocre claro con abundantes laminaciones paralelas y menos laminaciones cruzadas. Su base erosiona claramente al tramo anterior. Contiene cantos angulosos de caliza cretácica, procedentes en gran parte de la unidad "Areniscas calcáreas y calcarenitas". En su composición dominan los granos de cuarzo subangulosos a subredondeados. Todo el tramo está diseccionado por grandes entalladuras y cicatrices que revelan el desmantelamiento de importantes volúmenes de material.

I-12. Hasta 4 m. Arenas sueltas de color ocre claro con frecuente laminación paralela. Están formadas por granos subredondeados de cuarzos blancos y acaramelados.

I-13. Hasta 4 m. Arenas sueltas de color claro con morfología de dunas, activas, que coronan todo el conjunto, elevándose hasta 250 m, y llegan a alcanzar el cantil vertical.

I-14. En el extremo meridional de la Cala dels Illots se observa, junto a la orilla del mar y a 0,5-1 m s.n.m., un nivel conglomerático cementado, de poco espesor, con cantos redondeados/aplanados.

Los tramos anteriores pueden ser agrupados en varias unidades:

1. *Conglomerado brechoide moderadamente cementado* (tramo I-1). Se trata de un depósito coluvial de color rojizo, de espesor muy variable, desplazado casi siempre por movimientos en masa, que, en este sector, recubre todo el sustrato hasta una altura de, al menos, 85 m s.n.m. Esta unidad basal abarca una superficie irregular que llega a formar un valle perpendicular a la línea de costa cuyo fondo se sumerge bajo el nivel del mar actual. Dicha disposición implica una importante fase erosiva que afectaría a materiales mesozoicos y, quizás, a la megabrecha de la formación Cuevas que hoy no aflora sobre el mesozoico en este sector de els Illots. El techo de la unidad corresponde a una superficie regularizada que buza unos 25° hacia el mar. La presencia del paleovalle con el fondo situado bajo el mar actual demuestra que, durante su acumulación, la línea de costa se encontraría bastante más alejada de lo que lo está en este momento.

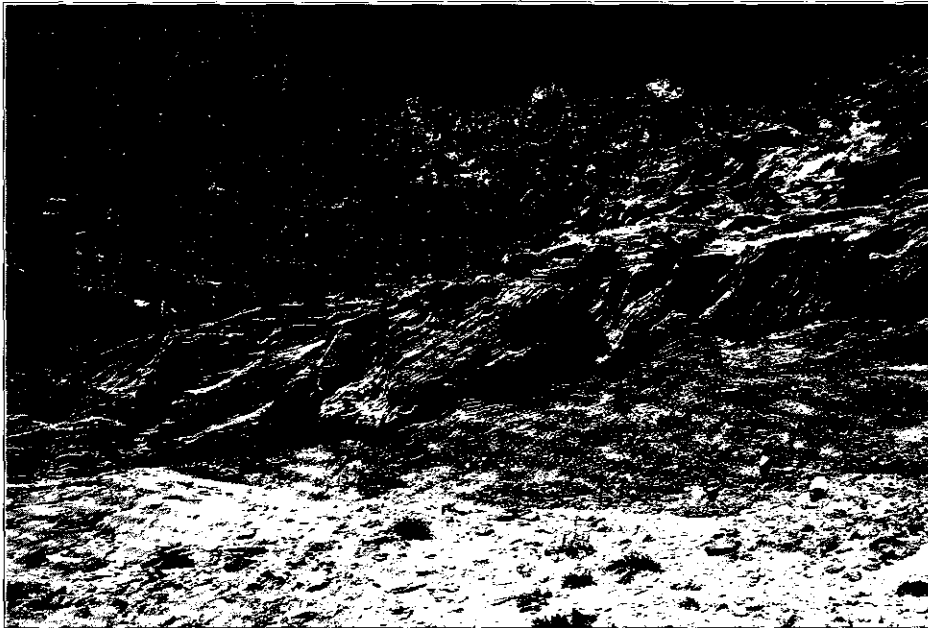


Foto 14. La arenisca calcárea blanca (I-4/9) del sector Illots. Se aprecia su característica estratificación cruzada o paralela y su meteorización diferencial.

2. *Areniscas grises* (tramos I-2 y I-3). Unidad de origen eólico, de unos 6 m de espesor, que corresponde a una primera fase de dunas rampantes que recubrirían la ladera tapizada por los coluviones anteriores. Petrológicamente se caracterizan por su riqueza en granos de cuarzo y por la práctica ausencia de bioclastos. Los gráficos texturales (curvas e histogramas de frecuencia) de las arenas muestran un material eólico, de óptima clasificación (fig. 4). La abundancia de laminaciones paralelas en la parte superior indicaría un ambiente de interduna. Las ondulaciones que muestran estas láminas podrían reflejar deformaciones postsedimentarias debidas a la saturación en agua de los sedimentos (RIQUELME, 1996). En este nivel se ha obtenido una datación por Tl de 95.000 BP (Wa-2/94).

3. *Areniscas calcáreas blancas* (tramos I-4, I-5, I-6, I-7, I-8 y I-9). Pertenecen a un segundo complejo de dunas rampantes que alcanza un espesor de hasta 25 m. Su base irregular y claramente erosiva puede considerarse como una superficie limitante de primer orden (foto 14). El conjunto de esta unidad comprende tres edificios eólicos blancos (I-4, I-7 y I-9), con su característica laminación cruzada de *foreset*, entre los que se intercalan dos cuerpos interdunares más grisáceos (I-6 y I-8), en los que predomina la laminación paralela. La presencia de cantos calcáreos angulosos dispersos y a veces agrupados en estructuras canaliformes, demuestra la interferencia entre los procesos eólicos y los relacionados con el transporte gravitacional y/o en masa de los fragmentos procedentes del cantil. Estas dunas se caracterizan por su riqueza en bioclastos, componente que provoca una mala clasificación de las arenas aunque, si se procesan descalcificadas, este índice mejora notablemente y las curvas adquieren su típico trazo eólico. El tramo I-5, con alto

contenido en cuarzo, sin apenas bioclastos, y con predominio de laminación paralela y cruzada de bajo ángulo, muestra numerosas superficies limitantes de tercer orden. Sus características texturales tienen también rasgos plenamente eólicos (buena clasificación, asimetría positiva). En I-4 se han obtenido dataciones por Tl. El laboratorio de Varsovia (Wa-1/94) proporcionó un rango cronológico entre 113 y 80 ka, mientras que el de Nottingham (Tl Quaternary Surveys) dio un resultado de $89,8 \pm 12$ ka. La cronología absoluta del tramo I-5 le sitúa entre 71 y 55 ka (Wa-3/94), mientras que el laboratorio de Nottingham estima una fecha similar al del estrato precedente (89,8 ka, SG-23).

4. *Areniscas y conglomerados (I-10)*. Esta potente unidad arenosa, de unos 40 m de espesor, rellena un surco paralelo a la costa que estaría situado entre el talud tapizado por el conglomerado brechoide y las areniscas calcáreas blancas subyacentes a las que erosiona parcialmente. La colmatación del canal se produce por acreción vertical en la que alternan materiales arenosos con estructuras de origen eólico, arenas masivas y conglomerados. La geometría de este peculiar depósito implica una intensa fase erosiva tras la sedimentación de la unidad infrayacente. Las características de los cuerpos conglomeráticos atestiguan un transporte por flujos hídricos de notable energía y capacidad de carga, que se desarrollarían aprovechando la morfología en surco preexistente. Con ello alternarían episodios eólicos, de tipo interdunar, que irían rellenando progresivamente la cubeta. En algunos puntos próximos a este sector es posible observar ejemplos actuales, a pequeña escala, de acumulaciones en vaguadas talladas en depósitos eólicos por las que se encauza la escorrentía. En los niveles arenosos basales se han obtenido dos dataciones entre 44 y 38 ka (Wa.5/94) y $58,1 \pm 9$ ka (SG-24).

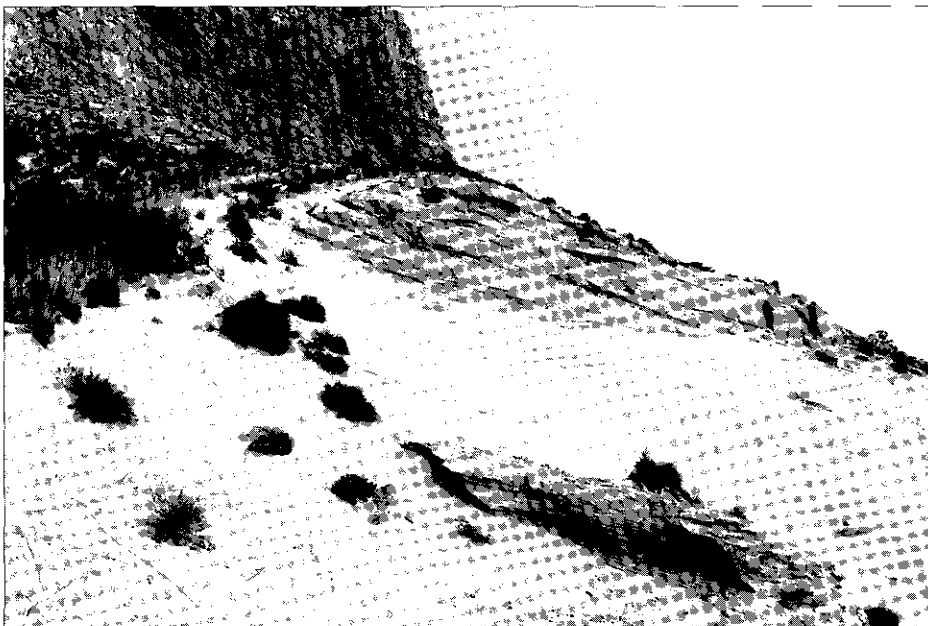


Foto 15. Dunas actuales (I-13) que recubren las eolianitas ocreas (I-11/12) que coronan el conjunto de la gran hendidura de la Caleta dels Illots en la cara que mira al sur, a unos 95 m s.n.m. (19.11.1993).



Foto 16. Asomo de playa fósil flandriense (5.150 BP) al sur dels Illots, cerca del Morro del Bou. El nivel de cantos empastados se ha conservado al abrigo de una balma reciente y es el único testigo seguro de línea de costa preactual.

5. *Areniscas ocre* (I-11). Se trata de arenas poco cementadas, que coronan la unidad anterior a partir de unos 70 m s.n.m. y se elevan sobre la parte media y alta del talud. Este conjunto, muy rico en cuarzo y bien clasificado, se interpreta como un tercer episodio de dunas rampantes. El predominio de las laminaciones paralelas a las superficies de *climbing* indicaría la redistribución ladera abajo de las arenas eólicas, tanto por simple gravedad como por arroyada difusa. En la base se ha obtenido una edad de $60,5 \pm 7$ ka (Nottingham, SGE-25).

6. *Arenas sueltas ocre claro* (I-12). Recubriendo el techo de la unidad subyacente y extendiéndose sobre la parte media-superior del talud, se encuentran depósitos eólicos recientes con frecuente laminación paralela. Las curvas e histogramas texturales muestran una óptima clasificación, con pequeñas rupturas o "colas".

7. *Dunas activas* (I-13) En la parte más alta del talud se localizan dunas móviles con alturas en sus frentes que superan los 2 m (foto 15). En zonas más bajas, con menores espesores, a veces epidérmicos, dominan las arenas que están siendo redistribuidas en la actualidad por flujos gravitatorios, viento y arroyadas, y, posiblemente reproducen los procesos que contribuyeron a la formación de ciertos depósitos eólicos pleistocenos.

8. *Conglomerado de cantos redondeados* (I-14). Corresponde a una playa fósil de extensión reducida, sin restos de fauna, que se conserva a 0,5-1 m s.n.m., junto a la línea de costa, en el extremo meridional de la Cala dels Illots cerca del Morro del Bou (foto 16). Constituye hasta el momento el único testimonio de una playa relictica consolidada en les Penyes de l'Albir, posiblemente conservado por la protección de un saliente rocoso. Una

datación por ^{14}C (BETA-79430) de 5.150 ± 70 BP permite adscribir esta formación al ciclo flandriense.

Si bien nuestro estudio se ha centrado en la zona norte de les Penyes de l'Albir, también se ha realizado un reconocimiento superficial del resto de afloramientos pleistocenos situados más al sur, a los que sólo es factible acceder desde el mar. Se puede afirmar que, en general, el sustrato cretácico de la unidad "Alternancia de margas y calizas con ammonites" se encuentra ampliamente tapizado por un conglomerado brechoide de color rojizo que, a su vez, aparece recubierto por complejos edificios dunares rampantes, de color blanco, que alcanzan un gran desarrollo y se elevan hasta más de 170 m s.n.m.

CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LA SECUENCIA SEDIMENTARIA

La correlación entre las unidades establecidas en los diferentes sectores resulta, en algunos casos, problemática. A pesar de ello, es posible reconstruir, al menos con carácter tentativo, la secuencia cuaternaria y, por tanto, la evolución sedimentaria de les Penyes de l'Albir.

Durante el Pleistoceno, depósitos eólicos de origen marino y aportes coluviales procedentes de diversos conos desarrollados al pie del cantil, colmataron este espacio y se extendieron sobre la acera inmediata, hoy anegada por el mar, tal como lo demuestra el hecho de que los propios Illots no sean sino restos dunares ruiniformes que emergen de la plataforma.

CUADRO I			
	UNIDADES	DATACIÓN	EDAD
Playa	Conglomerado de cantos redondeados	5,1/5,3 ka ^{14}C	Holoceno
Eólicas	Duna actual		Holoceno
	Arenas sueltas ocre claro		Pleistoceno superior
	Areniscas ocre	50-70 ka Tl	Pleistoceno superior (5a-4)
	Areniscas calcáreas blancas	80-113 ka Tl	Pleistoceno superior (5c)
	Areniscas grises	95 ka Tl	Pleistoceno superior (5c)
Coluviales	Conglomerado brechoide moderadamente cementado		Pleistoceno medio?
	Megabrecha		Pleistoceno inferior?

La formación más antigua de la zona corresponde a la **megabrecha** que tan sólo se ha observado en el sector *Cuevas*. Este importante depósito coluvial tendría una extensión mucho mayor que la actual, puesto que existen pruebas de un fuerte desmantelamiento previo a la sedimentación de las unidades suprayacentes, claramente encajadas en la megabrecha. Se extiende en contacto directo sobre un antiguo talud modelado sobre el sustrato cretácico de "Alternancia de margas y calizas con ammonites". Su posición estratigráfica y sus características litológicas, total cementación e intensa carstificación, parecen atestiguar su antigüedad. Este potente nivel *podría* correlacionarse con otros cuerpos

atribuidos en sentido relativo al Pleistoceno inferior en la secuencia cuaternaria regional, como es el G-4/G-5 del Puig Campana (REY *et al.*, 1993).

La presencia de este manto coluvial, con el que se inicia la serie cuaternaria, implica que el acantilado de les Penyes de l'Albir ya se encontraba perfectamente desarrollado durante el Pleistoceno inferior. Además, puesto que la megabrecha arranca desde la base del cantil vertical, a más de 200 m s.n.m., se puede suponer que éste tendría una altura similar a la actual y que tras su sedimentación no se ha producido, en el sector, un retroceso apreciable del cantil. Sin embargo, durante la formación de la unidad sí debió existir una cierta meteorización de la pared, la necesaria para generar el volumen de derrubios del coluvión, sin que existiera remoción activa en la base del talud. Teniendo en cuenta el gradiente del depósito y el carácter proximal de los sedimentos, cabe suponer que la línea de costa se encontraría en situación distante.

Tras su acumulación, y previamente a las construcciones sedimentarias posteriores, la megabrecha experimentó una intensa carstificación y un importantísimo desmantelamiento, lo que parece evidenciar la existencia de un hiato considerable entre este nivel y el suprayacente. Después de dicha fase erosiva, el talud de la ladera adquiriría una mayor pendiente que la que mostraba con anterioridad.

El **conglomerado brechoide** de color rojizo, moderadamente cementado, aparece en todos los sectores y se ha identificado incluso en otras zonas de les Penyes que no han sido objeto de este estudio. Se trata de un amplio manto coluvial que buza con fuerte gradiente hacia el mar. Las características geométricas de algunos afloramientos (como el del S de Cala dels Illots), permiten afirmar que, al igual que en el caso de la megabrecha, el coluvionamiento se extendería, por debajo del nivel marino actual, en dirección a un nivel de base más alejado. Tanto por razones puramente estratigráficas como por correlación con formaciones similares, mejor datadas, el conglomerado brechoide podría atribuirse al Pleistoceno medio.

La serie continúa con un conjunto de grandes complejos dunares rampantes que ascienden sobre la ladera, tapizada por el conglomerado brechoide y, a partir de una cierta altura, se apoyan sobre el sustrato cretácico que corresponde casi siempre a la "Alternancia de margas y calizas con ammonites". Desde un punto de vista geométrico, las arenas se van adosando a la ladera, ganando altura y acercándose progresivamente al cantil vertical. En consecuencia, los sucesivos episodios eólicos se van apoyando en parte sobre generaciones anteriores, a las que incluso llegan a erosionar. De esta manera, se produce una secuencia apilada en *onlap* sobre la ladera. La presencia de edificios eólicos sumergidos, por ejemplo en els Illots, es un claro indicador de que, al menos, en lo que se refiere a los dos primeros complejos de eolianita gris y blanca, su acumulación se inició cuando el nivel del mar era inferior al actual.

No resulta sencilla la correlación entre las diferentes unidades eólicas de los sectores estudiados. Sin embargo, creemos posible generalizar cinco grandes episodios dunares que pueden extenderse a toda la zona. En el sector Pila-Llosar, aparecen varios cuerpos de asociación conflictiva por lo que su discusión será abordada después.

1. Un primer depósito dunar poco potente constituido por **areniscas grises**, medianamente consolidadas aflora en todos los sectores, incluido el Pila-Llosar. Se superpone, discordante sobre el amplio manto detrítico constituido por el conglomerado brechoide. La inclusión de cantos calcáreos aristados testifica procesos coetáneos de fragmentación del cantil. Las dataciones obtenidas sitúan esta primera fase de sedimentación eólica en el ciclo interglacial correspondiente al estadio isotópico 5. El escaso espesor que muestra

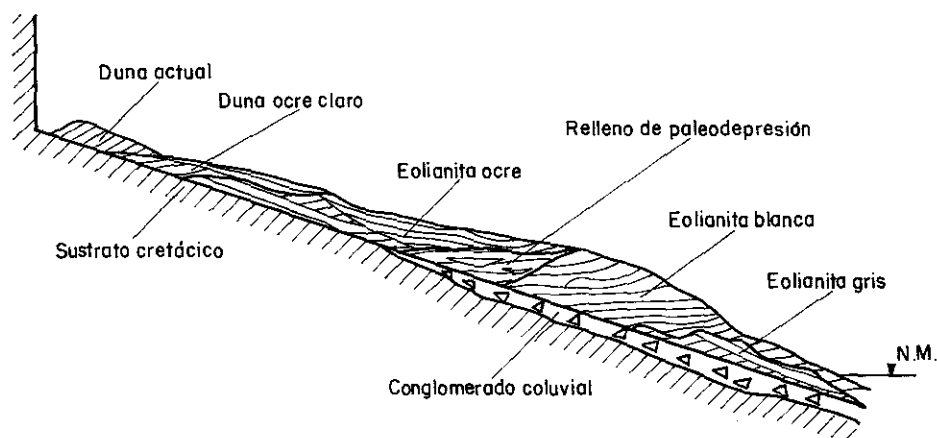


Fig. 5. Corte teórico que esquematiza la sucesión de cuerpitos de deposición gravitatoria y eólica en el talud diseccionado de la Caleta dels Illots.

esta unidad puede estar relacionado con un episodio erosivo postdeposicional que, al actuar sobre materiales escasamente cementados, provocó su intenso desmantelamiento antes de que comenzara la acumulación del siguiente complejo dunar.

2. Un segundo sistema, las **areniscas calcáreas blancas**, se superpone erosivamente sobre el anterior (fig. 5). Aparece en todos los sectores con excepción del Pila-Llosar donde su presencia puede ser discutible. Es probable que una gran parte de los afloramientos dunares, que aparecen en otras zonas no estudiadas de les Penyes de l'Albir, pertenezcan a este segundo episodio, durante el que se formaron los edificios más potentes y mejor preservados, tal vez porque su consolidación es mayor que la de los demás cuerpos eólicos. Muestra una cierta complejidad y podría ser dividido en numerosas subunidades separadas por superficies limitantes de segundo orden. Las características geométricas y sedimentológicas del depósito son descritas en detalle por Riquelme (1996). Composicionalmente se caracteriza por su riqueza en bioclastos, fundamentalmente, bivalvos, gasterópodos y foraminíferos bentónicos, lo que implica que los materiales de estas dunas procedían de una plataforma con una producción de restos calcáreos relativamente alta, lo que a su vez, podría indicar un mar relativamente cálido. Los procesos bioestratinómicos marino-litorales debieron provocar una importante fragmentación de los esqueletos calcáreos, sobre todo de bivalvos y su concentración en ambientes playeros que debían encontrarse muy próximos a la línea de costa actual. No obstante, el gran volumen de sedimentos eólicos, acumulados en les Penyes de l'Albir en esta segunda fase, requiere una fuente de alimentación extensa, por lo que cabe suponer que la movilización de los materiales bioclásticos para formar las dunas tuvo lugar cuando el descenso eustático ya había comenzado. De esta manera se podría explicar la aparente anomalía que supone el hallazgo en la arenisca blanca calcárea de fragmentos de bivalvos, generados en el litoral, junto a foraminíferos bentónicos, característicos de sedimentos relativamente profundos (BLÁZQUEZ y USERA, 1996). En efecto, el descenso eustático induciría procesos bioestratinómicos y de reelaboración relacionados con la movilización eóli-

ca de los sedimentos depositados previamente en la plataforma marina. Así pues, serían aquellos procesos tafonómicos los responsables de la mezcla de restos que, aunque generados en diferentes condiciones ambientales, terminaron asociados en los depósitos dunares.

3. El tercer sistema de dunas rampantes se superpone también de forma erosiva sobre el anterior y corresponde a las **areniscas ocres**, poco cementadas. Se trata de un conjunto de cuerpos arenosos, muy ricos en cuarzo, en los que predominan las laminaciones paralelas a las superficies de *climbing*, lo que indicaría su redistribución ladera abajo, tanto por simple gravedad como por arroyada difusa. Los sedimentos eólicos ascenderían por el talud al tiempo que recibían fragmentos angulosos de caliza procedentes del cantil, aportados sobre todo por gravedad simple. Las dataciones obtenidas podrían situar este episodio en la transición entre los estadios isotópicos 5 y 4, en condiciones climáticas más frías. En el sector de els Illots, entre el segundo y el tercer complejo dunar, se intercala la unidad de **areniscas y conglomerados**, que rellena un paleosurco paralelo a la costa, creado y colmatado tras la sedimentación del segundo edificio eólico y antes de la del tercero. El canal muestra un relleno acrecional en el que alternan materiales arenosos y conglomerados canalizados, que atestiguan un transporte por flujos hídricos.

4. El cuarto episodio eólico corresponde a la unidad de **arenas sueltas ocre claro**, con escasos restos bioclásticos, que recubren al edificio anterior y se extienden sobre la parte media-superior del talud. Predominan las estructuras de laminación paralela, debidas a la redistribución de arenas eólicas, y son frecuentes las interferencias producidas por desprendimiento de cantos angulosos del cantil.

5. El quinto y último sistema dunar corresponde a las **dunas activas**, localizadas en la parte más alta del talud. En zonas más bajas, las arenas móviles están siendo redistribuidas en la actualidad por flujos gravitatorios, viento y arroyadas.

En el sector Pila-Llosar, entre las areniscas grises y las ocres afloran varias unidades: areniscas calcáreas blancas con laminaciones cruzadas, areniscas calcáreas blancas bioturbadas y calcarenitas bioclásticas, toda ellas de origen eólico, cuya integración en el esquema anterior resulta problemática. Las areniscas calcáreas blancas con laminaciones cruzadas del perfil Pila II podrían considerarse fácilmente correlacionables con las areniscas calcáreas blancas del Cantalar y de los demás sectores. Sin embargo, entre los afloramientos contiguos de la Pila II y el Cantalar, ambas unidades no parecen mostrar continuidad lateral. El nivel de areniscas calcáreas blancas bioturbadas tan sólo aparece en la Pila, mientras que las calcarenitas bioclásticas se reconocen en todo el sector Pila-Llosar. Podría interpretarse que ambas unidades representan facies especiales desarrolladas dentro del nivel areniscas calcáreas blancas. De hecho, Blázquez y Usera (1996) destacan la similitud existente entre las asociaciones de foraminíferos presentes en las calcarenitas bioclásticas y en la parte inferior de las areniscas calcáreas blancas. Sin embargo, no deja de resultar sorprendente que ni las calcarenitas, ni las areniscas calcáreas bioturbadas, aparezcan intercaladas en las areniscas calcáreas blancas que afloran en el Cantalar, a escasos metros de la Pila.

Los diferentes sistemas dunares de les Penyes de l'Albir muestran características diversas (color, estructuras dominantes, texturas, contenido en bioclastos, etc.), que pueden encontrar explicación en los cambios cuaternarios, tanto climáticos como geomórficos. Las variaciones climáticas pudieron influir en la producción orgánica de la plataforma, así como en la generación de componentes detríticos procedentes del cantil (cantos

angulosos, granos de arena procedentes de la arenización de la unidad cretácica "Areniscas calcáreas y calcarenitas", etc.).

Los cambios geomórficos, relacionados con la posición, más o menos alejada de la línea de costa, controlarían los tipos, características y extensión de los campos de dunas desarrollados entre las paleoplayas y el cantil. En los máximos transgresivos eustáticos, como en la actualidad, el mar actuaría sobre los edificios dunares sedimentados previamente, erosionándolos y llegando a tallar cantiles sobre ellos. De igual forma, al controlar el volumen de bioclastos disponibles, influirían en la relación entre componentes bioclásticos y detríticos acumulados en los depósitos dunares.

Finalmente, durante el Holoceno, en les Penyes de l'Albir dominan fundamentalmente los procesos erosivos, ya que la transgresión flandriense desmantela importantes volúmenes de sedimentos pleistocenos. El acercamiento del nivel de base provocó la formación de la convexidad basal de la ladera y, con ello, un reajuste en el perfil de los barrancos. Sin embargo, algunos depósitos de modesta envergadura testifican una cierta actividad morfogenética. Sirvan de ejemplo las acumulaciones de dunas actuales descritas con anterioridad, los conos y abanicos que se extienden en diversos puntos a partir del cantil y, sobre todo, la playa flandriense, representada por el **conglomerado de cantos redondeados**, que aparece en Morro del Bou al sur de la cala dels Illots.

4. LOS DEPÓSITOS DE L'ALBIR EN EL CONTEXTO REGIONAL

4.1 La formación y preservación de las eolianitas

En el croquis adjunto (fig. 6) se localizan una treintena de afloramientos de eolianitas cuaternarias de diferentes tipos y edades que han sido citados y/o estudiados en el espacio litoral comprendido entre Dénia y Cap de l'Horta por autores como Fallot y Gignoux (1927), Darder (1945), Gaibar (1972 y 1974), Dumas (1977), Harvey (1978 y 1984) y por nosotros mismos.

Aunque no se ha realizado todavía un estudio detallado de todos ellos y, por tanto, cualquier conclusión puede resultar prematura, el análisis de sus características generales sí permite plantear algunas cuestiones relacionadas con la distribución espacial de las eolianitas y sus tipos.

Se puede afirmar que la localización de estas eolianitas —no se olvide que las formaciones dunares tienen mucho de efímeras— resulta a primera vista bastante irregular, si bien se observa una mayor densidad en el flanco septentrional de los "Promontorios de la Nau". Esta ligera disimetría da pie para plantearse una interrogante fundamental: ¿qué factores controlan la presencia de eolianitas en una determinada región?

No es sencillo dar respuesta a esta cuestión, pero, en cualquier caso, parece claro que habrá que tener en cuenta dos grandes grupos de condicionantes: el primero, relacionado con el desarrollo de los edificios dunares y, el segundo, referido a la conservación de los mismos. Es decir, ¿se preservan más volúmenes de eolianitas cuando se forman más dunas o cuando se destruyen menos? Conviene tener en cuenta que, además, hay factores que incluso pueden influir en sentido contrapuesto. Así, por ejemplo, la orientación de la costa respecto a los vientos dominantes, la exposición y el abrigo son circunstancias que favorecen respectivamente la acumulación y la difícil preservación de los sedimentos eólicos.

El potencial de formación y desarrollo de los sistemas de dunas litorales está controlado por cinco factores fundamentales: viento, sedimento, mar, topografía y vegeta-

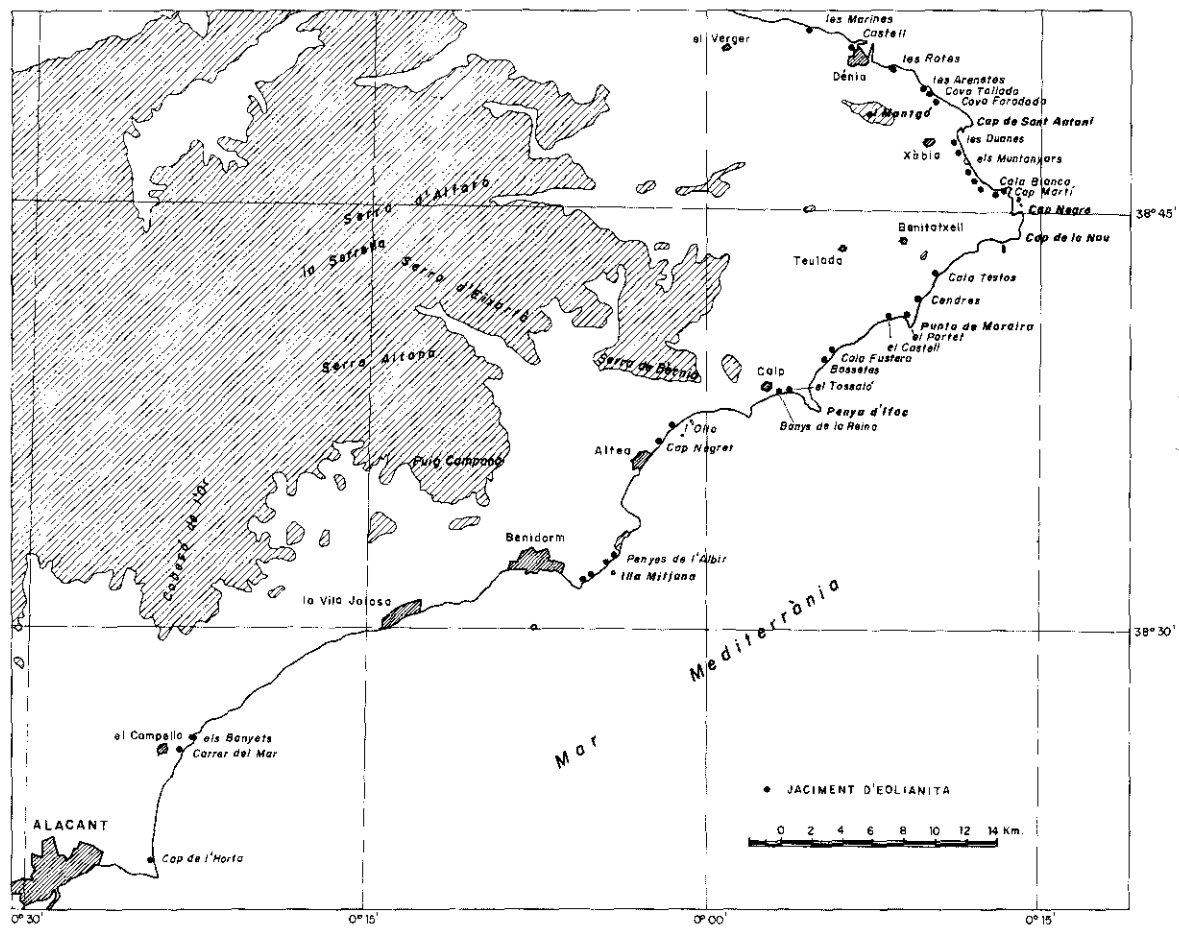


Fig. 6. Yacimientos litorales de eolianita entre Dénia y Alacant. (El área rayada corresponde a territorios por encima de 400 m s.n.m.).

ción. El conjunto de interacciones entre estos parámetros, que en muchos casos son independientes, determina el transporte de sedimentos y su acumulación en forma de dunas, y son también los responsables tanto de su morfología como de su escala.

El **viento** posee atributos, tales como velocidad, dirección, duración, etc., que establecen su potencial transportador de sedimentos. Así, los granos de arena se movilizan por encima de una velocidad crítica de 4 m/s (BAGNOLD, 1954). Anteriormente, se ha mencionado el interés que tendría la realización de estudios experimentales para explicar la posible movilización eólica de fragmentos centimétricos de conchas, e incluso conchas enteras de pectínidos, que aparecen en algunos tramos de las eolianitas de l'Albir. Por otra parte, la variabilidad direccional de los vientos es un factor que influye de manera fundamental sobre la morfología de las dunas (PYE, 1993). De otro lado, la relación entre la dirección del viento y la orientación de la costa determina el grado de exposición de los tramos costeros y, en consecuencia, la probabilidad de formación de las dunas. Así, entre el Cap Martí y la Punta de Moraira, la situación casi meridiana de los cantiles deja libre el juego a los vientos del primer y segundo cuadrante; en cambio, a medida que se prosigue hacia el sur, se imponen las orientaciones béticas, cuyo correspondiente viento perpendicular pertenece al segundo cuadrante.

Los **sedimentos** arenosos de las playas suelen ser la fuente de alimentación de las dunas. Esto plantea el problema de la relación entre playas tirrenienses y las eolianitas asociadas. La sincronidad entre ambas suele ser difícil de demostrar pues son escasos los ejemplos en los que es posible observar el tránsito lateral entre facies de playa, con laminación de *foreshore*, y las de postplaya con estructuras dunares. Lo más frecuente es que las eolianitas aparezcan superpuestas a las playas fósiles, lo que inclina a pensar que, en la mayoría de los casos, aquellas puedan ser posteriores a éstas. Las testigos tirrenienses representan depósitos de *high-stand*, mientras que las situaciones más favorables para el desarrollo y preservación de edificios dunares podrían corresponder a los inicios de las fases de descenso del nivel del mar en las que, al quedar expuestas zonas de la plataforma, se dispondría de una fuente de alimentación más extensa.

La disponibilidad y, en menor grado, las características texturales y composicionales de las arenas también influyen en la formación, morfología y tamaño de las construcciones eólicas. Todo ello depende de factores muy variados tales como la anchura y profundidad de la plataforma, las condiciones sedimentarias en el fondo marino, la proximidad a desembocaduras de ríos mayores, la erosión de acantilados, la existencia de depósitos dunares preexistentes, etc.

En relación con los granos marinos intraconcales —fundamentalmente bioclastos y oolitos— presentes en los sedimentos dunares, creemos que una correcta interpretación de los mismos, como indicadores de edad o de paleoambientes, exige diferenciar cuatro etapas: 1) la producción de dichos granos bien sean oolitos, precipitados químicamente, bien esqueletos calcáreos; 2) la movilización marina de los granos, con transporte hacia la costa, que incluye procesos bioestratinómicos (desarticulación, fragmentación de los restos esqueléticos, etc.) y la resedimentación y posible reelaboración (desenterramiento) de los granos; 3) la vehiculación eólica de clastos de origen marino, que en ocasiones se puede realizar en más de una etapa e incluir la acumulación provisional en dunas primarias; 4) la sedimentación definitiva de los granos en las dunas en que los encontramos.

La interpretación de esta secuencia de procesos puede ser compleja, puesto que, además, los cambios climáticos pleistocenos y las variaciones eustáticas asociadas producen modificaciones ambientales y, como consecuencia, las condiciones pudieron variar

entre la primera y la cuarta etapa. Un grano producido en un momento cálido pudo ser movilizado y acumulado definitivamente en otro más frío.

La influencia del **mar** se manifiesta sobre todo en su control sobre el balance del sedimento arenoso. En efecto, en ciertas zonas o períodos, las olas y las corrientes asociadas, transportan la arena hacia la costa, provocando la acreción y/o progradación de la playa y la consiguiente construcción de dunas, mientras que, en otros sectores o momentos, predomina la erosión. Las relaciones entre los desplazamientos de la línea de costa y el comportamiento de las dunas litorales han sido muy discutidas, pero en cualquier caso, como señala Bird (1993), son de carácter ambiguo.

La **topografía** costera, referida tanto a la subyacente a las dunas, como a la del entorno (orientación de los cantiles, gradientes antelitorales...), también es un factor importante en relación con la formaciones dunares. En este sentido la actividad neotectónica, debe ser tenida en cuenta por su capacidad para modificar el relieve, tanto durante el proceso de acumulación de sedimentos como con posterioridad a la misma, por lo que la topografía actual no tendría por qué coincidir con la existente previamente.

La **vegetación** desempeña un papel preponderante, a menudo infravalorado, tanto en las etapas embrionarias de las dunas como en su desarrollo y posible fijación. La extensión de la cubierta vegetal, el tipo (árbol, arbusto, matorral, herbáceo) y la disposición del sistema radicular ejercen un importante control sobre el crecimiento y la movilidad. En los sistemas dunares pleistocenos estudiados son frecuentes los tramos con rizoconcreciones, o rizolitos *sensu* Klappa (1980). Calvet *et al.* (1975) las definen como "estructuras concrecionadas, generalmente de carbonato cálcico, que se forman en relación directa con las raíces y que en general conservan de una manera aproximada la morfología de la raíz". Así pues, la abundancia de rizoconcreciones puede utilizarse como criterio para evaluar la densidad de la cubierta vegetal desarrollada sobre la duna, lo que a su vez permite aproximarnos a las condiciones paleoclimáticas y evolutivas. No obstante, conviene tener presente que una baja tasa de sedimentación también puede provocar un aumento de la cantidad de rizoconcreciones en un depósito eólico.

El segundo gran grupo de factores está asociado con las posibilidades que poseen los materiales dunares para integrarse en el registro estratigráfico, al menos desde el Pleistoceno hasta la actualidad. La conservación, más o menos completa, depende de la importancia relativa de los parámetros preservadores frente a los destructores. También sería conveniente distinguir, al menos, dos fases en estos procesos: una primera sinsedimentaria, durante la formación de los depósitos eólicos y, una segunda, postsedimentaria, correspondiente a los procesos que afectan al edificio dunar, una vez desaparecidas las condiciones que propiciaban la acumulación. Por ejemplo, en les Penyes de l'Albir, la arenisca gris experimentó una intensa erosión sinsedimentaria, previa a la deposición de la siguiente unidad de eolianitas blancas.

Entre los factores que tienden a favorecer la conservación o destrucción de las eolianitas se puede señalar la orientación de la costa en relación con las direcciones dominantes de los vientos y, como consecuencia, de los oleajes. Naturalmente, la preservación es mejor en las posiciones de abrigo que en los sectores expuestos, y de forma similar, en las costas bajas protegidas por sistemas de restingas la exposición es mucho menor que en las costas acantiladas, por lo que la posibilidad de perduración será mayor.

El grado de litificación de las eolianitas, también influye de forma importante. Las más cementadas (en general más ricas en carbonatos) resisten mejor que las detríticas. En los depósitos de l'Albir, el importante volumen de las dunas blancas puede estar rela-

cionado no solo con mayores acumulaciones originales, sino con un alto grado carbonatación, a veces acentuada por la formación de rizoconcreciones.

El desarrollo de costras calcáreas y/o depósitos coluviales, sobre las eolianitas pleistocenas es una eficaz defensa contra su erosión, como en el caso de Cendres, Cova Tallada, Olla d'Altea, Illeta del Campello, etc.

Las variaciones del nivel del mar mediatizan la conservación de las dunas. Muchas eolianitas generadas en fases transgresivas son canibalizadas por la propia transgresión. En los períodos de *high-stand*, como en la actualidad, la erosión marina actúa sobre las dunas depositadas con anterioridad, reduciendo su extensión.

Por último, en épocas recientes, la acción humana directa relacionada con la extracción de materiales de construcción como la *tosca*, y con la urbanización del espacio litoral, también ha contribuido a la destrucción de los edificios dunares pleistocenos, como es el caso de Dénia, Xàbia o el Cap de les Hortes.

La segunda cuestión se refiere a los tipos de eolianitas. La clasificación morfológica de las dunas (barjanes, transversales, parabólicas...) exige un estudio sedimentológico detallado sobre afloramientos con buenas y variadas exposiciones. Una división sencilla, distinguiría entre eolianitas de restinga o asociadas a playas y eolianitas rampantes. Entre las primeras, cabe incluir la de les Marines en la cercanía de Dénia y la magnífica restinga fósil de els Muntanyars de Xàbia, interrumpida por l'Arenal —accidente tectónico— que se abre a una marisma residual. También pertenece a este grupo la duna fósil del Fortí de Moraira, abierta hacia el mediodía. A uno y otro lado de la Penya d'Ifac (la Fossa, el Cantal Roig-els Banyes de la Reina) las areniscas remontan restingas cuasi tombólicas.

Las eolianitas trepadoras o *rampantes* se desarrollan sobre acantilados, más o menos perpendiculares respecto al flujo de arena, y alcanzan altitudes superiores a 200 m en les Penyes de l'Albir y de 50-60 m en Teulada (Cendres I y II). Cumplen sin duda tal condición los cortados que se alzan desde les Arenetes hasta cerca del Cap de Sant Antoni, especialmente en la Cova Tallada, donde una cantera ha beneficiado la *tosca* al menos desde el final de la edad media. Circunstancias en principio más desfavorables no impiden la presencia de estos materiales en el litoral este de Teulada a 50-60 m s.m.m., fenómeno que se repite al oeste del Portet de Moraira (Pla de la Mar), al resguardo de la bahía. Las masas calcareníticas de Cala Fustera y les Bassetes, más próximas al nivel marino, corresponden igualmente a dunas rampantes que miran hacia el SE. El propio sistema de les Penyes de l'Albir, que centra nuestro interés, se conserva en dos posiciones básicas: 1) al abrigo (es decir al SW) de ciertas prominencias, como ocurre en la Caleta dels Illots y en el tramo inmediato hasta más allá del Pont y del sector correspondiente a Benidorm, al S del Port del Tamarit; 2) en sectores expuestos, como el Llosar y la Pila —no muy bien conservados— y les Coves de Paltra, cerca de la Punta de les Caletes.

En la bibliografía no existen prácticamente referencias a estudios sedimentológicos detallados sobre eolianitas rampantes, sobre todo en lo que se refiere a la descripción e interpretación de sus estructuras sedimentarias internas. Tal como se menciona en la descripción de los depósitos de l'Albir, la laminación horizontal, paralela a la superficie de *climbing*, parece ser una característica bastante extendida en este tipo de dunas, relacionada con la removilización ladera abajo de las arenas, bien por simple gravedad o por la acción de arroyada difusa. También es bastante frecuente observar la presencia de fragmentos angulosos, dispersos o concentrados, procedentes de los cantiles, lo que atestigua que la sedimentación eólica se ve interferida a menudo por procesos gravitacionales, por caída o por transporte en masa.

CUADRO II

YACIMIENTO	TIPO DE DEPÓSITO	LITOLOGÍA PREDOMINANTE	EDAD ABSOLUTA (ka) DE DATACIÓN	MÉTODO	LABORATORIO
COVA TALLADA 2	duna rampante	arenas silíceas y carbonatadas	17,2 +/- 2,6 ka	TI	Warsz. UG-2667
XÀBIA (Sondeo 1) a -17m	cordón dunar	arenas silíceas y carbonatadas	226 +/- 35 ka	TI	Warsz. X-1-21
XÀBIA (Sondeo 1) a -7 m	cordón dunar	arenas oolíticas	88 +/- 13 ka	TI	Warsz. X-1-7
XÀBIA (Sondeo 2) a -16m	cordón dunar	arenas silíceas y carbonatadas	172 +/- 26 ka	TI	Warsz. X-2-22
CENDRES II	duna rampante	arenas silíceas y carbonatadas	112 +/- 17 ka	U/Th	Geological Survey
MORAIRA	cordón dunar	arenas oolíticas	132 +/- 7 ka	U/Th	Geological Survey
CALA TESTOS	duna rampante	arenas silíceas y carbonatadas	344 ka	U/Th	Geological Survey
CALA FUSTERA	duna rampante	arenas oolíticas y silíceas	39 +/- 6.000 ka	TI	Warsz. 7-93
IFAC	cordón dunar	arenas oolíticas y silíceas	50/53 +/- 8.000 ka	TI	Warsz. 8-93 y 9-93
BANYETS	cordón dunar	arenas silíceas y carbonatadas	> 6,6 ka	TI	Warsz. UG-2670
BANYETS	cordón dunar	arenas silíceas y carbonatadas	16 +/- 2,4 ka	TI	Warsz. UG-2672
ILLOTS - 2	duna rampante	arenas silíceas y carbonatadas	95 ka	TI	Warsz. 2-94
ILLOTS - 3	duna rampante	arenas bioclásticas y silíceas	89,9 +/- 12 ka	TI	Nott. SG-22
			80/113 ka	TI	Warsz. 1-94
ILLOTS - 4	duna rampante	arenas silíceas y carbonatadas	55/71 ka	TI	Warsz. 3-94
			89,8 ka	TI	Nott. SG-23
ILLOTS - 5	sedimentos eólicos y aluviales	arenas y limos silíceos y carbonatados	38/44 ka	TI	Warsz. 5-94
			58,1 +/- 9 ka	TI	Nott. SG-24
ILLOTS - 6	duna rampante	arenas silíceas y carbonatadas	60,5 +/- 7 ka	TI	Nott. SG-25
MORRO BOU	playa	cantos rodados calizos	5,17 +/- 0,07 ka	C14	Beta- 79430

4. 2. La secuencia regional y las eolianitas de l'Albir

En la secuencia cuaternaria general registrada en los acantilados prebéticos valencianos se distinguen dos potentes series coluviales. La inferior, discordante sobre el sustrato mesozoico, consiste en diversos niveles brechoides con clastos muy angulosos cuyas unidades se superponen en contacto neto. La edad de su formación se atribuye al Pleistoceno medio (FUMANAL, 1995). La más joven, de moderada litificación, corresponde a un grueso coluvión construido durante el Pleistoceno final, constituido por cantos aristados englobados en una matriz arcillosa rojiza. Entre ambos cuerpos se intercala frecuentemente un nivel arenoso, de eolianitas rampantes, cuya datación permite su asignación al estadio isotópico 5. Esta información complementa la que ofrecen los paleodepósitos de playa y sistemas fósiles de restinga-albufera en este ámbito geográfico. Los siguientes afloramientos ratifican la existencia de estas tres unidades fundamentales: coluvión inferior, tramo arenoso y coluvión superior

Sector entre Dénia y Cova Foradada. Las dos unidades coluviales descritas forman una orla casi continua sobre las estribaciones septentrionales del Montgó-Cap de Sant Antoni. Un importante cuerpo arenoso, del que la Cova Tallada es principal exponente, se intercala entre ambos y está relacionado con las fases transgresivas que se reflejan en los restos de playa muy fosilíferos, atribuidos generalmente al Tirreniense (DUMAS, 1978).

Sector Cap de Sant Antoni-Cap de la Nau. Al S del espolón de Sant Antoni un importante afloramiento calcarenítico corresponde a la restinga fósil de els Muntanyars de la bahía de Xàbia, cuyas dataciones la sitúan en el estadio isotópico 5 (FUMANAL *et al.*, 1993). Hacia el S, sobre los acantilados de la Nau hasta la Punta de Moraira, diversos perfiles –series Granadella, Testos, la Cala, Cendres I y Cendres II (FUMANAL y VINALS, 1988)– repiten la trilogía comentada. En este caso, los cuerpos dunares interpuestos entre los depósitos de ladera, (Cendres II), proporcionaron edades de 112 ka (U/Th).

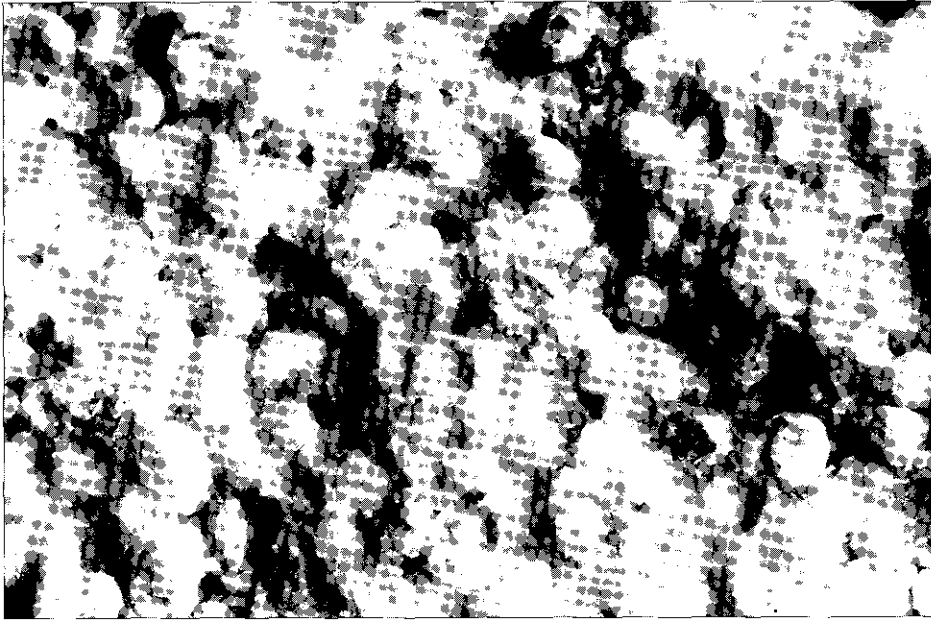
Tramo Moraira-Altea. Se localiza aquí la serie Moraira, paleorestinga datada en 132 ka por U/Th. Hacia el S siguen las series Fustera, Bassetes, Ifac y Altea. Corresponden a restos de eolianitas y playas tirrenienses (en el caso de Altea), sobre las que se acumulan mantos coluvio-aluviales del Pleistoceno superior.

Otras secuencias importantes, ya al S de Serra Gelada, serían las de la Illeta del Campello (en las que alternan niveles de playas, dunas y coluviones), las significativas terrazas tirrenienses del Cap de l'Horta y el conjunto de Santa Pola-Guardamar que está representado principalmente por materiales infralitorales muy fosilíferos del Pleistoceno medio-superior, depósitos dunares y niveles coluvio-aluviales brechificados que se extienden sobre los anteriores durante las fases regresivas.

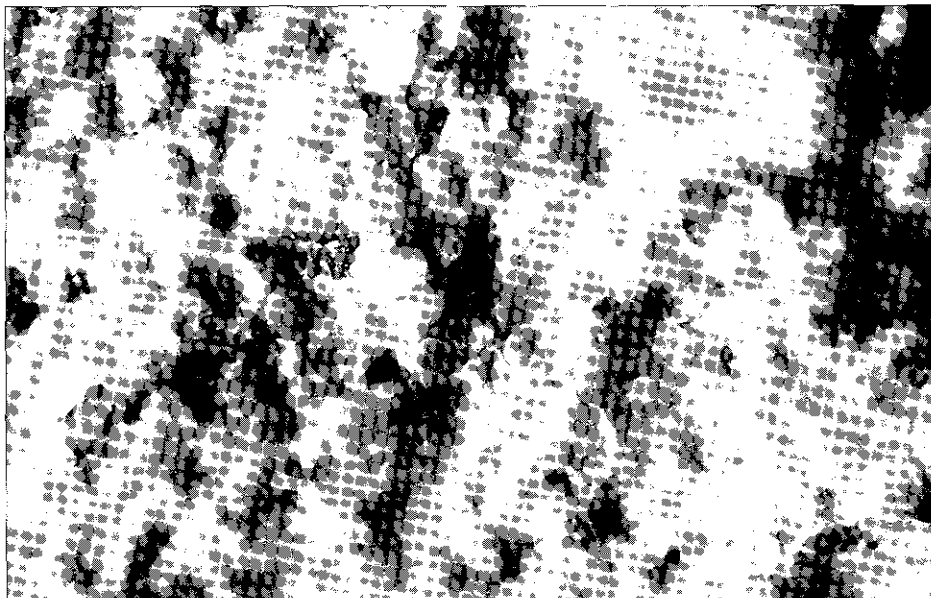
Dentro de las unidades eólicas atribuibles al estadio isotópico 5, los niveles más antiguos están formados casi en su totalidad por granos oolíticos, (caso de las series Moraira, Xàbia, Ifac, Fustera, etc. fotos 17 a/d), mientras que los más recientes carecen prácticamente de oolitos y muestran una gran riqueza en componentes siliciclásticos. Este último sería el caso de todos los tramos eólicos que se conservan en les Penyes de l'Albir.

Podemos afirmar, por tanto, que el registro estratigráfico de les Penyes de l'Albir añade una nueva unidad más antigua, la megabrecha coluvial del sector Cuevas, a la secuencia cuaternaria del litoral valenciano. Este cuerpo, atribuible de forma tentativa al Pleistoceno inferior, no ha podido ser localizado hasta ahora en los diferentes depósitos cuaternarios de los acantilados valencianos. Por contra, el episodio coluvial correspondiente al conglomerado brechoide de les Penyes de l'Albir, asignado al Pleistoceno

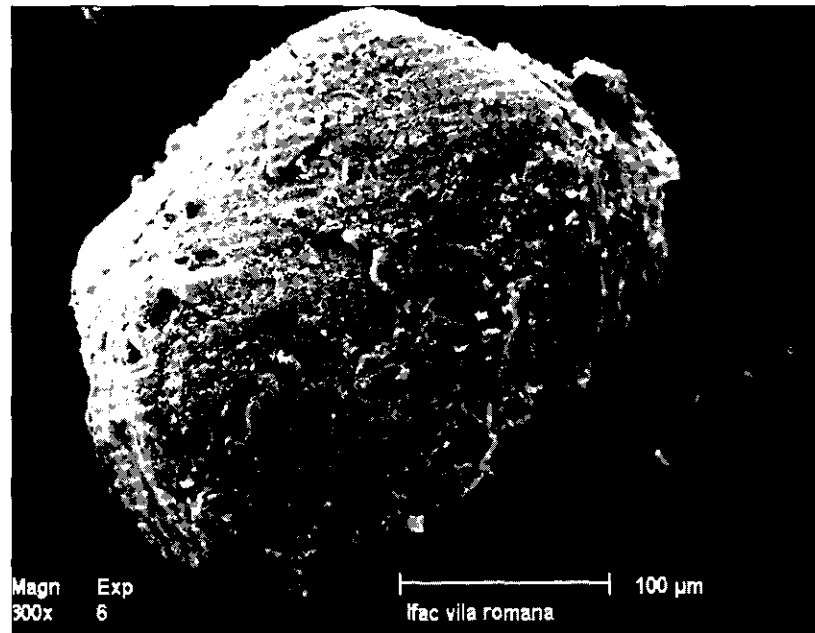
Foto 17. Aspecto microfotográfico de diversas muestras de dunas oolíticas asignables al estadio isotópico 5.



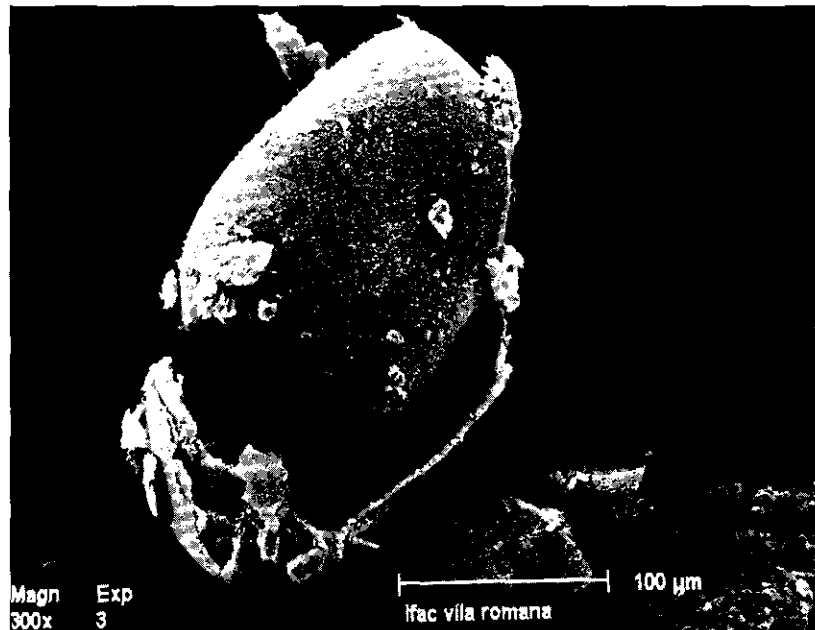
17.a) Moraira, luz cruzada x 1,5;



17. b) Xàbia, luz cruzada x 2,5;



17. c) Ifac, villa romana: oolito con la envoltura completa;



17. d) Ifac, villa romana: oolito con el cascarón desprendido (microfotografías de Elzbieta Myczyńska-Dowgjallo)

medio, puede ser correlacionado perfectamente con la base de los perfiles-tipo reconocidos en otros puntos.

Las distintas dunas rampantes que se superponen en l'Albir, carecen de componentes oolíticos similares a los que constituyen los intervalos dunares de Moraira, Xàbia, etc. Goy *et al.* (1993) plantean la hipótesis de que las facies oolíticas, presentes en playas y dunas fósiles, sean un indicador petrológico del denominado Tirreniense II, coetáneo del estadio isotópico 5e (128 ka). En este caso, los depósitos dunares más antiguos de l'Albir (las areniscas grises y las areniscas calcáreas blancas), podrían estar relacionados con el estadio isotópico 5c (95 ka), lo que concuerda con las dataciones disponibles. Sin embargo, las cronologías obtenidas en el tercer edificio dunar proporcionan edades más recientes (70-50 ka) que la perteneciente al estadio isotópico 5a (≥ 70 ka). No obstante, es posible que este episodio esté asociado al tránsito entre el estadio 5a y el comienzo del episodio frío del estadio 4. Los depósitos dunares cuarto y quinto no han sido datados, aunque el último continúa activo hoy.

Por último, las fluctuaciones transgresivas del mar holoceno se reflejan fundamentalmente en fuertes procesos erosivos, responsables de la destrucción del conjunto deposicional de l'Albir. Sin embargo, en el afloramiento del Morro del Bou, se ha conservado una terraza marina flandriense cuya datación ^{14}C proporciona una edad de unos 5.100 años BP.

BIBLIOGRAFÍA

- BAGNOLD, R.A. (1954) *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen, London.
- BIRD, E.C.F. (1993) *Submerging Coasts. The Effects of Rising Sea Level in Coastal Environments*. J. Wiley, Chichester.
- BLÁZQUEZ A.M. y J. USERA (1996) Foraminíferos cuaternarios en la dunas de Serra Gelada (Alicante, España). *Cuad. de Geografía*, 60: 327-340.
- CALVET, F., POMAR, L. y M. ESTEBAN (1975) Las rizocreciones del Pleistoceno de Mallorca. *Inst. Inv. Geológicas*. Univ. Barcelona, 30: 35-60.
- CARTER, R.W.G. (1976) Formation, maintenance and geomorphological significance of an aeolian shell pavement. *J. Sed. Petrology*, 46: 418-429.
- CUERDA, J. (1995) Yacimientos del Pleistoceno marino de Alicante. Grup Valencià de Quaternari (eds.): *El Cuaternario del País Valencià*. Cf. pp 251-259.
- CUERDA, J. y E. SANJAUME (1978) Datos paleontológicos y sedimentológicos del litoral pleistoceno de Santa Pola. *Cuad. de Geografía*, 23: 19-62.
- DARDER, B. (1945) Estudio geológico del Sur de la provincia de Valencia y norte de la de Alicante. *Bol. Inst. Geol. y Min.*, 57: 59-304 y 367-775.
- DUMAS, B. (1977) *Le Levant Espagnol. La g n se du relief*. Tesis Doctoral. Paris. Universit  Paris Val de Marne-XII. 520 pp.
- ESTEBAN, V. i V.M. ROSSELLÓ (1996) Formes terrestres, dip sits e lics i marins de la Serra Gelada. *Cuad. de Geografía*, 60: 223-242.
- FUMANAL, M.P. (1995) El valle del Gorgos, litoral de Xàbia: Un transecto en el dominio bético del País Valenci no. *El Cuaternario del País Valenci no*. Universitat de València. Valencia. Cf. pp. 169-176.
- FUMANAL, M.P. (1995) Los acantilados b ticos valencianos. *El Cuaternario del País Valenci no*. València, Universitat de València. Cf. pp. 177-185.
- FUMANAL, M.P., *et al.* (1993) Evolución cuaternaria de la bahía de Xàbia (Alicante). FUMANAL, M.P. y J. BERNABEU (eds.) *Estudios sobre Cuaternario*. València, Universitat de València, 288 pp. Cf. pp. 17-30.
- FUMANAL, M.P. y M.J. VI NALS (1988) Los acantilados marinos de Moraira: su evolución

- pleistocena. *Cuaternario y Geomorfología*, 2: 23-31.
- GAIBAR, C. (1972) Los movimientos recientes del litoral alicantino. I: El segmento septentrional hasta el Peñón de Ifach. *Rev. Inst. Est. Alicantinos*, 7: 21-66.
- GAIBAR, C. (1974) Los movimientos recientes del litoral alicantino. II. El segmento extendido entre la Punta de Ifach y el Cabo de las Huertas. *Rev. Inst. Est. Alicantinos*, 11: 43-106.
- GIGNOUX, M. et P. FALLOT (1927) Contribution à la connaissance des terrains néogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes d'Espagne. *Congrès Géol. Inst. C.R. XIV Séance*. Espagne, II. Cf. pp 413-512.
- GOY, J.L. and C. ZAZO (1987) Quaternary shorelines: their disposition related to the continental deposits and neotectonics in the Elche Depression (Alicante, Spain). *Abs. 12th INQUA*, Congress Ottawa, Canadá, 176 pp.
- GOY, J.L. and C. ZAZO (1988) Sequences of Quaternary marine levels in Elche Basin (Eastern Betic Cordillera, Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 68: 301-310.
- GOY, J.L., ZAZO, C., BARDAJÍ, T., SOMOZA, L., CAUSSE, C. et C. HILLAIRE-MARCEL (1993): Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcie, Sud-Est de l'Espagne. *Geodyn Acta*. París, 6-2: 104-119.
- HARVEY, A.M. (1978) Dissected alluvial fans in Southeast Spain. *Catena*, 5: 177-211.
- HARVEY, A.M. (1984) Aggradation and dissection sequences on Spanish alluvial fans. *Catena*, 11: 289-304.
- KLAPPA, C.F. (1980) Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27: 613-629.
- MATEU, J. y J. CUERDA (1978) Morfología cuaternaria del litoral entre el Altet y Cap de Santa Pola. *Cuad. de Geografía*, 23: 63-82.
- MARTÍNEZ GALLEGU, J., REY, J., FUMANAL, M.P. y L. SOMOZA (1993) Evolución cuaternaria del dominio marinocontinental situado entre el Puntal de Moraira y la Serra de Bèrnia (Alicante, España). *III Reunión del Cuaternario Ibérico*. Coimbra.
- PYE, K. (1993) Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. PYE, K. and N. LANCASTER (eds.). Oxford, Blackwell, *Aeolian Sediments, Ancient and Modern*. Cf. pp. 23-44.
- REY, J., FUMANAL, M.P., FERRER, C. VIÑALS, M.J. y A. YÉBENES (1993) Correlación de las unidades morfológicas cuaternarias (dominio continental y plataforma submarina) dels sector Altea-La Vila Joiosa, País Valencià, España. *Cuad. de Geogr.*, 54: 249-267.
- RIQUELME, J. (1996) Estructuras internas de las eolianitas de les Penyes de l'Albir. *Cuad. de Geogr.*, 60: 341-361.
- ROSSELLÓ, V.M. (1985) El pleistocè marí valencià. Història de la seva coneixença. *Geomorfologia litoral y Cuaternario. Homenaje a Juan Cuenda*. Valencia, Universidad de Valencia. Cf. pp. 135-174.
- ROSSELLÓ, V.M., ESTEBAN, V., YÉBENES, A. y M.P. FUMANAL (1995) Les Penyes de l'Albir: geomorfologia litoral cuaternaria. ALEXANDRE, T. y A. PÉREZ GONZÁLEZ (eds.) *IX Reunión Nacional sobre Cuaternario. Reconstrucción de paleoambientes y cambios climáticos durante el Cuaternario*. Madrid, CSIC-AEQUA. Cf. pp. 3-14.
- VIÑALS, M.J. (1995) Secuencias estratigráficas y evolución morfológica del extremo meridional del Golfo de Valencia. Grup Valencià de Quaternari (eds.): *El Cuaternario del País Valencià*. Cf. pp. 163-167.
- VIÑALS, M.J. and M.P. FUMANAL (1995) Quaternary development and evolution of the sedimentary environments in the central Mediterranean Spanish coast. *Quaternary International*, 29/30:119-128.
- YÉBENES, A. (1996) Estratigrafía y estructura de la Serra Gelada. *Cuad. de Geografía*, 60: 200-222.