

VICENÇ M. ROSSELLÓ*
MARIA P. FUMANAL*

INTRODUCCIÓ LES EOLIANITES DE LES PENYES DE L'ALBIR**

RESUMEN

Las eolianitas de les Penyes de l'Albir han inmovilizado un volumen de cerca de 16 hm³ sobre el flanco marítimo de la Serra Gelada en una secuencia cuaternaria de llamativas formas relictas donde interfieren procesos marinos, eólicos y propios de ladera. Parece haber pesado más la anchura y naturaleza de la plataforma marina que los repetidos cambios de nivel que apenas han dejado huella. Las dunas adosadas rampantes pertenecen a diversos sistemas —tres al menos— que tratamos de individualizar, así como unas formaciones encostradas de ladera muy significativas.

ABSTRACT

The eolianites from the Penyes de l'Albir have immobilized a volume of about 16 hm³ on the marine fringe of the Serra Gelada within a quaternary sequence of outstanding relict forms where marine, eolic and those proper of slope processes meet. It seems as if would have more weight the nature and broadness of the shelf than the reiterate changes of the sea level which have hardly left any print. The attached climbing dunes belong to several systems —three at least— which try to individualize as we do with the very signifying incrustated slope deposits.

RESUM

Les eolianites de les Penyes de l'Albir han immobilitzat un volum de prop de 16 hm³ sobre el flanc marítim de la Serra Gelada en una seqüència quaternària de cridaneres formes relictas on interfereixen processos marins, eòlics i propis de vessant. Sembla haver-hi pesat més l'amplària i naturalesa de la plataforma marina que no els repetits canvis de nivell que amb prou feines han deixat empremta. Les dunes adossades grimpadores pertanyen a diversos sistemes —tres almenys— que hom assaja d'individualitzar, així com unes formacions de vessant molt significatives.

* Departament de Geografia. Universitat de València.

** Els treballs que integren aquest volum monogràfic han rebut el suport de la Institució Valenciana d'Estudis i Investigació (projectes 07.061 i 07.079), de la Conselleria de Cultura, Educació i Ciència de la Generalitat Valenciana i de l'Institut d'Estudis "Juan Gil-Albert", a través del projecte "La Nau" 101-90.

I. ULLADA GEOGRÀFICA

Entre Altea i Benidorm, tant des de terra com des de mar, emergeix una alineació muntanyosa de més de 400 m d'altitud i uns 6 km de tirada, que roman, desenganxada d'altres relleus, vora mar. Els terrassans l'anomenen Serra Gelada —per extensió, segons que sembla, d'una Cova *Gelada*, que hi havia—, mentre que els mariners l'han coneguda sempre com a les Penyes de l'Albir. Una tradició hidrogràfica equivocada (a la que ensopegà Cabanilles [1797] i nosaltres mateixos) maneja el fals topònim de *Peñas del Arabi*, que cal desestimar, a la llum de la documentació (MARTINES, 1991).

Aquesta disimetria toponímica es correspon amb una palesa disimetria geomòrfica. Vista del NE o del SW, la serra sembla una falca vertical cap a mar i inclinada cap a terra. Si l'Illa Mitjana, separada per un freu de 400 m, repeteix en miniatura l'esquema de les Penyes, l'Illa de Benidorm n'és la prolongació meridional: els penya-segats que marquen el front marítim s'hi alineen.

L'Albir, esmentat ja a la carta de poblament de 1325, és un mot àrab [al-bí'r] que vol dir 'el pou' i estava situat en l'Alfàs [al-fáhş], és a dir, 'el camp sembrat', que passà a denominar el terme municipal que es reparteix amb el de Benidorm, la serra. Als extrems, la torre de la Bombarda (documentada el segle XVI), al costat de la farola actual, i la de les Caletes o l'Escaleta, demostren la importància estratègica del sector.

1) La serra, com hem dit, tira sis quilòmetres i escaig de NE a SW, una alineació prebètica, i li podem atribuir una amplària mitjana d'un quilòmetre i mig. L'Alt del Governador (438 m) o la Muntera, ara ocupat per una antena, constitueix el cim més elevat.

2) El flanc d'anticlinal o bloc basculat i fracturat és profundament afectat de la banda terrestre per la incisió d'una dotzena llarga de barrancs "conseqüents", que s'han encaixat força a la capçalera i solen tenir part del curs mitjà i baix reblit de blocs i codolars. Tot fa pensar en unes conques anteriors més àmplies, idea que confirmen dues o tres conques fragmentàries, suspeses a més de 200 m sobre la mar. No semblen explicar-se tampoc d'altra manera els escampats cons al·luvials del Pla de l'Asador, perfilats per la isohipsa de 40 m.

La incisió dels barrancs és tan cridanera que solen dur com a denominació el genèric *racó*: de la Cova Bou, de Pallarés, de la Solsida de Canyís, del Xorrillo..., de la Sospalma de l'Ingeniero, de Pataca (on hi ha la depuradora d'aigües residuals), de l'Infern, etc. El Barranc de Soler i el de la Carbonera formen la Rambla, abans de perdre's a l'Estany de l'Albir. En realitat, tant al racó de l'Albir com al de l'Oix, hi havia sengles *ameradors*. A la part de l'Albir, encara, algú parla del Barrancó de l'Amerador que coincidiria amb l'Estany i recollia l'aigua perduda del Rec Major i del de Baix. El Barranc de Pataca, el més transcendent pel que fa a l'edificació del ventall interior, té un tram d'un quilòmetre del seu curs, paral·lel al litoral, entre flancs de més de 200 m d'altitud. El buidatge de la serra pot haver fornit l'escampall de 800 m de radi al que no hi són estranyes potències superiors als 15 m.

3) El tema, però, que ha concitat inicialment la nostra atenció són els dipòsits eòlics del costat marí, de les Penyes de l'Albir estrictes. Un de nosaltres (VMR), fa vint-i-cinc anys, havia interpretat com a cons d'esbaldregall els grans volums adossats als espadats de la serra: en efecte, vists des del cim del penya-segat, amb prou feines s'hi podia donar altra explicació. Un altre membre de l'equip, tanmateix, ja va tocar la qüestió amb un major realisme (ESTEBAN, 1991): des de la mar i des de l'aire havia copsat els cons de materials arenosos, adesiara intercalats amb materials gruixuts heteromètrics. Tercerament, la

campanya de prospecció de la plataforma La Nau-II, organitzada per una de nosaltres (M.P.F.) l'any 1992, va permetre constatar l'evidència: es tractava d'imponents construccions dunars, relativament recents, que s'enfilaven pel penya-segat, amb potències superiors als 200 m, de vegades. El volum dels dipòsits eolianítics ha estat estimat en 15.750.000 m³ (ESTEBAN, 1996).

* * *

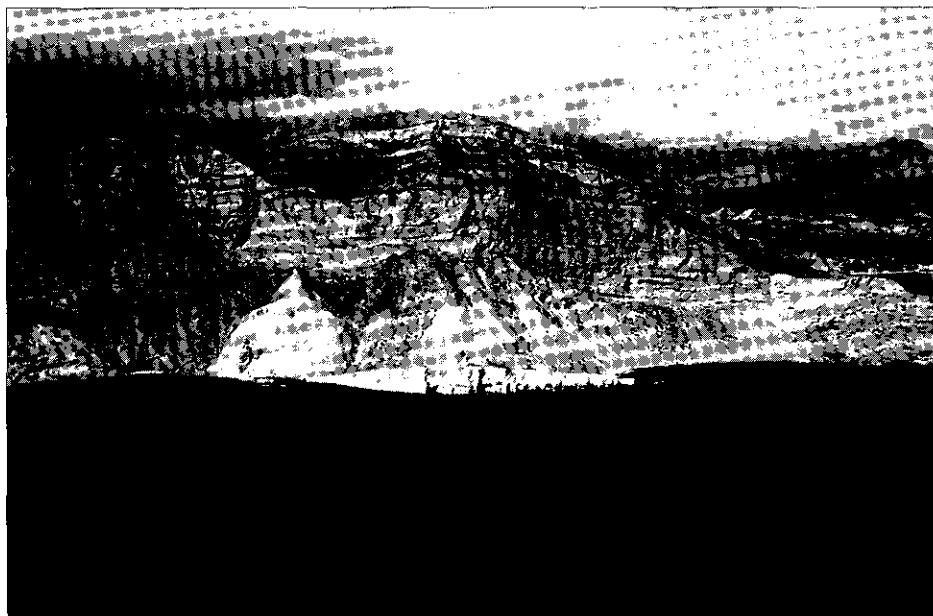


Foto 1. Part septentrional de la Serra Gelada, dominada per l'Alt del Governador, que abasta la Calleta dels Illots, a l'esquerra, el Morro de Sant Jordi, avançat al centre, i el talús margós del Cantalar, que limita a la dreta amb el Bac.

Si la bibliografia sobre els sectors de litoral espadat és migrada (TRENHAILE, 1987), més escassa és encara la que es refereix a les eolianites adossades als penya-segats. L'espectacularitat de les formes que descriurem i maldarem per explicar fa mal justificar-ne el desconeixement en la innegable mala accessibilitat i en l'aparença desconcertant del seu conjunt.

Un dels pocs casos de dunes adossades estudiats a la península ibèrica és de la costa andalusa occidental (VANNEY et MENANTEAU, 1979). Es tracta de penya-segats "morts", fossilitzats per les dunes estabilitzades del "sistema extern" o barrera litoral, que es troben a la ria de Huelva, Matalascañas i Arenas Gordas. El "sistema intern" descansa sobre les arenes "würmianes" de base, que semblen contenir dues generacions de dunes fixades, d'un to lleugerament rogenç o gris i separades o recobertes de gres ferruginós o *alios*. Fet i fet, el conjunt estudiat és només holocènic.

A l'Europa temperada humida no sol haver-hi dunes plistocèniques adossades als penya-segats i, de més a més, ara per ara tot l'interès es concentra a l'estudi de les holocè-

niques i actuals. Les dunes o eolianites plistocèniques són més pròpies de la riba meridional mediterrània; Bourgou (1991) les cita, de passada, al Cap Bon. A Israel les dunes litorals atenyen un màxim desenvolupament entorn del 1000 BP (TSCAR, 1990: 52). Per això els casos d'eolianites plistocèniques de les Balears, Pitiüses i del litoral valencià esdevenen més significatius.

2. LA INTERFÀCIES LITORAL

Amb prou feines podem trobar dins l'àmbit geomorfològic un banc de proves més suggeridor i útil que el litoral, on els problemes d'escala espacial i fins i tot temporal perden virulència. Determinats processos, els podem abastar dins unes dimensions 'humanes' i seguir-los en intervals d'anys o decennis. La interfàcies litoral —aigua/terra, atmosfera/hidrosfera, atmosfera/hidrosfera/litosfera/biosfera, si voleu— té una riquesa, activitat i complexitat extraordinàries. La convergència de processos hi és a l'ordre del dia.

Ara bé, la complexitat real desbarata qualsevol enfocament simplista. La *no-linealitat* que impera al medi litoral és conseqüència dels efectes de retroacció (*feedback*) que en fan cumulativa l'evolució (PHILIPS, 1992). Aquesta acumulació és singularment substancial al fenomen de les eolianites, ací estudiat. No-linealitat "significa que l'acte de jugar té la manera de canviar les regles" (GLEICK, 1988), cosa que ens remet a les teories del caos, tan presents a la nova ciència. Qui pot negar l'aspecte *caòtic* d'un amuntegament eolianític com els que tractem?

L'efecte de variació estocàstica dels *inputs* exteriors —matèria i energia— se sobreimposa al control 'estat-depenent' de l'evolució litoral a través de l'herència *markoviana*, que admet miríades de possibilitats. El problema que la gènesi de les formes litorals depenga d'uns estats geomòrfics anteriors, es complica amb condicions ambientals atzaroses. Cal afegir-hi el *temps de relaxació*, exigit pel canvi geomòrfic a fi d'atènyer l'equilibri després del qual hi ha un corriment en condicions límit, que tenen prou d'estocàstiques (COWELL and THOM, 1994). Aquest temps de relaxació, al nostre cas, és de l'ordre dels 10.000 anys, fet que ens situa en una 'conseqüència' d'allò que s'esdevingué en el finiglacial.

La dicotomia penya-segat *vs.* platja, la resolen els manuals amb el paral·lel erosió *vs.* deposició. Nogensmenys, el nostre cas n'escapa, ja que considerem dipòsits en litorals dominats per les ones que exigeixen condicions quasi estables. Aquests dipòsits construeixen inicialment una restinga o barrera "transgressiva" dunar que *pot* derivar en dunes adossades i dunes *cliff-top* (cimeres d'espadat). Aquestes últimes —potser les més investigades— poden assolir centenars de metres d'altitud i van connectar originàriament la plataforma amb dunes parabòliques *long-walled* sobre els espadats (JENNINGS, 1967). Les condicions requerides són una plataforma de baix gradient, vents marins forts, ones d'alta energia i —sobretot— abundós assortiment d'arena.

3. UN GARBUIX DE CONCAUSES I PROCESSOS

Considerem estocàstics els fenòmens perquè no som capaços de descontextualitzar-los de l'atzar o, dit d'una altra manera, d'albirar la probabilitat de llurs concauses. No per això hem de desistir de la recerca. Amb perspectiva geològica, les dunes representen unes formes transitòries, mòbils, amb no gaire probabilitat de persistir en la columna estra-



Foto 2. Barranc "de la Xeme-neia", esvoranc de la Caleta dels Illots. Amuntegament d'aparença caòtica d'un con basal, blocs despresos, tres cossos d'eolianita i fluxos actuals d'arena (19.11.1993).

tigràfica. Altrament les dunes reaccionen al canvi ambiental —a diversa escala temporal—, sobretot a les variacions d'assortiment i al canvi de nivell marí. Les interaccions dinàmiques són males d'aclarir a causa de la disposició caòtica de la majoria d'eolianites (NORDSTROM, PSUTY and CARTER, 1990).

3.1. *Els factors*

La mobilitat i poca perdurabilitat de les dunes fan pensar en una trama de controls ambientals prou variats: tectònica, canvi del nivell marí, disponibilitat de sediment, condicions de la platja i del fons antelitoral, sense oblidar la vegetació. Molts d'aquests factors actuen com a antagonistes: un assortiment abundós, p.e., pot compensar una pujada ràpida del nivell marí (NORDSTROM, PSUTY and CARTER, 1990).

Hi ha relativament poca recerca sobre el cercle de les formes eòliques (més estudiades dins un enquadrament àrid que no litoral). Una part d'aquesta mancança cal endossar-la a la fretura d'estudis del règim de vents i del transport de sediments. Pye (1993) ha reconsiderat set factors bàsics: 1) Disponibilitat d'arena, sense la qual cap forma eòlica té

interès per a nosaltres; 2) distribució de calibres (hi ha arenes més o menys aptes per a determinades formes i circumstàncies); 3) força, direcció i freqüència del vent —i, al nostre cas, paleovent; 4) caràcter del mantell vegetal, que explica fixacions i superposicions; 5) naturalesa de la topografia local i de l'entorn: cales, penya-segats, barrancs, per a nosaltres; 6) canvis climàtics i del nivell marí i 7) aixecament i enfonsament tectònic a llarg termini. Hi afegiria —en relació als factors 1), 5), 6) i 7)— la disposició de la plataforma submarina immediata (ROSELLÓ *et al.*, 1995).

El mateix Pye (1983) havia emfasitzat tres factors com a més fonamentals en la creació de les dunes transgressives o mòbils: la taxa d'assortiment d'arena, l'energia del vent i l'eficàcia de la vegetació fixadora. En una perspectiva actual comanden.

3.2. Els nivells

L'anhelat paradigma de nivells quaternaris marins estàndard, aplicables a tots els litorals mundials, que maldava per assolir el projecte IGCP 200, se'n vingué a baix a mesura que la recerca s'incrementava. Les sèries cronomètriques de radiocarboni, urani i d'altres mètodes, donen un registre acceptable de l'oscil·lació del nivell marí durant l'última seqüència glacial/interglacial. Els esculls coral·lins de Barbados, la península d'Huon (Nova Guinea), les illes Ryukyu, Atauro, etc. aportaren en les dècades 1960 i 1970 precisions cronològiques destacables, d'acord amb l'anàlisi de la corba dels isòtops d'oxigen dels foraminífers de mar profund, els espeleotemes i el "glaç glacial". L'esmentada corba —que encara presideix el nostre paradigma— es basa en dos testimonis barrinats al fons pacífic i denominats amb les ja mítiques sigles V28-238 i 239 (SHACKLETON and OPDYKE, 1976) fa més de vint anys.

A l'àmbit mediterrani —no sempre extrapolable als grans oceans— s'ha maldat per afinar la cronologia dels estadis isotòpics a base de nombrosos testimonis de pistó (VERGNAUD-GRAZZINI *et al.*, 1986). Han resultat prou il·lustradors de determinades "anomalies", els mantells de sapropel, fangs que es presenten majorment als estadis senars, que d'antuvi foren interpretats com a "interglacials" per Emiliani (1955) i que coincideixen amb mínims de δO^{18} . Els esmentats sapropels semblen correspondre a estancaments de la conca mediterrània oriental en els estadis 1, 5 i 7, precisament en moments transicionals, fenomen que permet matisacions cronomètriques. Així l'S 3 i S 4 corresponen als subestadis 5a (84-80 ka BP) i 5c, càlids, mentre que el sapropel S 5 accentua i recalca el 5e (126-116 ka) com encara més càlid. L'S 9 igualment qualifica el subestadi 7e molt calent. Precisament els màxims descensos del nivell marí d'aquest determini s'esdevingueren abans (-125 ka) del 5e i devers 250 ka BP, abans del 7e (VERGNAUD-GRAZZINI *et al.*, 1977; THUNELL, WILLIAMS and KENNET, 1977).

De tota manera, delà de l'estadi 6, la sincronicitat de la Mediterrània i l'oceà global esdevé mala de demostrar. Però el registre és encara menys fiable pel que fa a les seqüències glacials/interglacials anteriors, del plistocè mitjà, que van dels 400 als 700 ka BP. Els testimonis de mar profund i algunes sèries d'urani dels esculls emergits suggereixen nivells interglacials "alts", semblants a l'actual, en sis o set ocasions; hom hauria de pensar en nivells glacials "submergits", almenys altres tants. Per a l'últim glaciari han estat proposades fondàries de -80 a -130 m, comunament, però hi ha registres de -175 i -240 m (TRENHAILE, 1989).

Ni tan sols a la Mediterrània occidental hom ha pogut unificar mínimament les altituds atribuïdes als episodis transgressius, sobretot quan depassen els 200 o 250 ka. La

seqüència mallorquina, reconstruïda per Butzer (1985), continua sent, comptat i debatut, la més sòlida, en estalonar-se —de més a més de les datacions absolutes— en les associacions de mol·luscs especificades per J. Cuerda (1975).

Podem recórrer, a fi de tenir una visió aproximada, les altituds *actuals* (que no sempre seran les originàries) dels paleonivells coneguts als litorals valencians i mallorquins, amb les imprescindibles referències mundials. Ho farem en sentit ascendent, de més antic a més modern.

Un molt discutible “calabrià” hauria de correspondre a dates menys reculades que els 700 ka, tal volta a l'interglaciari Cromer (Günz-Mindel, estadi isotòpic 19); les preteses altituds de terrasses marines, entorn dels +80 m o més, són un miratge, tot i que s'hagen apuntat, no lluny del nostre entorn, a Santa Pola. Dins el mateix plistocè mitjà, hom ha assignat una altitud de +40 m al “sicilià”, coincidint amb l'interglaciari Holstein (Mindel-Riss, estadi isotòpic 13); se'n pot dir el mateix, que la neotectònica invalida les argumentacions locals, en tractar d'extrapol·lar-les a contextos més amplis.

L'oscil·lació positiva de la mar corresponent a l'estadi isotòpic 9, compresa dins la glaciació alpina Riss, no sembla haver assolit, en principi, el nivell actual. Algú havia assignat a aquest estadi el “paleotirrenià”, que sembla més prudent deixar en “pretirrenià”, el qual sembla convenir més a un nivell *actual* de +4/8 m d'entorn de 270 ka o als aproximats 250 del 7e, deduïts del sapropel S 9. Els registres consistents de Bermuda (HARMON, 1985) situen la penúltima gran pulsació càlida entre 215 i 205 ka, precedida per unes calcarenites marines de 220 ka (també de l'estadi 7) i seguida per eolianites de 175 i 150 que ja serien del 6. Els 7c i 7a, de devers 230-210 ka, amb altàries *actuals* de +2/4,5 i +6,5/8,5 m (“tirrenià II a i b” de Butzer, 1985), entrarien còmodament al “tirrenià I” de l'escola de Madrid (ZAZO *et al.*, 1993 i 1994). L'estadi isotòpic 6, fred, marca una de les probables majors davallades del nivell marí en unes dates aproximades als 140 ka BP.

El més interessant dels estadis isotòpics és el 5, que dona entrada al plistocè superior i coincideix parcialment amb l'interglaciari Eem (5e) que va durar uns 10.000 anys. L'estadi 5e dona el primer nivell absolutament “alt”, que s'apropà al 0 actual (potser entre +1 i +5 m) i que a la majoria dels nostres jaciments oscil·la entre +9 i +15 m (amb fauna parcial de *Strombus bubonius*); la seua posició cronològica sol enredonar-se a 125 ka (Bermuda, 124 ka Barbados) amb un marge que va des de 139 a 118: correspon a l'“eutirrenià” o “tirrenià II” de la majoria d'autors i ha estat plenament verificat a Mallorca entre 147 i 128 ka. Trenhaile (1989) assumeix una pujada de 7 m entre 122 i 119 ka BP i a partir d'aquesta data i fins als 18 ka, una davallada constant, preferint al seu model ignorar les evidents oscil·lacions interestadials.

En efecte, 5c, col·locat aproximadament a 110 ka (105 Barbados) i 5a a 75 ka (82 Barbados) mostren nivells inferiors al del 5e i fins i tot més baixos que el 0 actual, de l'ordre de -50 m. Veritat és que als nostres dominis solen traduir-se com a “tirrenià III” o “neotirrenià”, entre +0,5 i +3 m. Els subestadis 5c i 5a apareixen com a nivells marins oolítics a Egipte, contra 5d i 5b eolianítics semiàrids (EL-ASMAR, 1993). Zazo, Goy i col·laboradors han proposat en algun moment (1993) un “tirrenià IV” que semblen haver refusat després (ZAZO *et al.*, 1994). Entre 18 i 16 ka s'esdevé una mena d'estabilització del nivell marí a fondària superior als -100 m (última regressió, estadi 2). Des de 16 a 3 ka BP l'ascens marí, anomenat transgressió flandriana, és gairebé constant i s'arriba a la situació actual.

No seria sorprenent, dins els avatars que sotgen els paradigmes, que la trama inconcussa durant un quart de segle dels estadis isotòpics d'Emiliani, Vergnaud-Grazini, Shackleton, Opdyke, etc. deixés de ser un dogma i haguem d'aclamar-nos a una nova nume-

ració o nomenclatura, menys climàtica? Els que ja hem renunciat als glaciers europeus alpins, als nivells epònims eustàtics i a les primeres datacions absolutes, des del nostre humil escepticisme no tenim por de res. Coixos i tot, sense crosses, caminarem.

3.3. Plataforma i espadats

3.3.1. Models

Independentment dels tractaments matemàtics, simulators (ESTEBAN, 1996) o d'altra mena que s'apliquen als litorals espadats i la seua base, ara i ací caldria simplificar la relació d'un penya-segat que suporta dunes adossades amb una plataforma marina o *shelf* més o menys influent —o influïda— i un nivell marí oscil·lant a escala geològica. Les plataformes s'han desenvolupat a *expenses* del continent (TRENHAILE, 1989), una part per les pèrdues d'aquest i una altra per l'acumulació resultant, fins i tot en condicions de nivell marí estable.

El soccavament sol ser previ al col·lapse o a la solside, als que segueixen l'escampament d'enderrocs i la seua possible conversió en arena. Un onatge enèrgic accelera el procés. Una rasa de 2 o 3 km d'amplària amb un gradient aproximat del 3 %, elaborada els últims 600 ka, respon a alguns models proposats. Ara, la plataforma litoral que tenim al davant de les Penyes fins a -170 o 180 m és molt més ampla que allò que li correspondria amb retaula muntanyenc o sense; hi prima l'acumulació? Trenhaile (1989) ha observat que les plataformes de 10 km o més d'amplària exigeixen estabilitat o subsidència. Les observacions d'Esteban en aquesta mateixa publicació insinuen una aportació massica predominant a partir de l'abocament (recent o sub-recent?) del riu Algar, confirmat per la

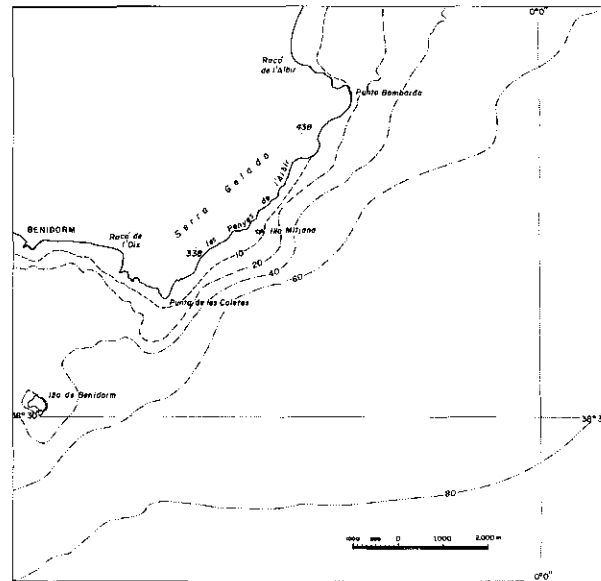


Fig. 1. Croquis de la plataforma submarina d'enfront de les Penyes de l'Albir, que n'ha condicionat l'evolució geomòrfica. La isobata -100 m resta a 28 km de la costa.

fletxa sotaiguada de la Punta de les Caletes, produïda per la deriva NE-SW. És clar que l'aclariment es refereix al mantell detrític de plataforma immediata, on no es pot descartar el forniment erosiu de les mateixes Penyes de l'Albir.

3.3.2. La rasa actual

La plataforma, la podem considerar globalment fins a la isòbata -170 o 180 m en un exercici teòric de més significança geomètrica que no genètica. Afinant més, al nostre cas, la distància de la fondària al·ludida, la podem xifrar en 35 km, cosa que ens dóna un gradient mitjà del $6,5 \text{ ‰}$, que *en terra* qualificariem de plana absoluta. En algun altre punt, el límit de la plataforma es pot trobar a -140 m i uns 30 km d'allunyament. Tot i amb això, el talús abrupte (fins a 11 %) s'imposa clarament en determinats indrets. No és menys cridanera la presència d'un delta marginal, "enfront d'Altea", de 8×9 km d'extensió, tocant la vora de la plataforma (GONZÁLEZ GARCÍA *et al.*, 1994). El Canyó de Benidorm, malgrat el nom, resta molt lluny de la nostra àrea, amb la capçalera a -650 m.

Un accident més important i més o menys paral·lel a la costa és la fossa tectònica anomenada "Conca d'Alacant", de 80 km de tirat, on s'acumulen sediments postorogènics (la majoria miocènics) que arriben en alguns punts als 3.000 m de gruix, just davant dels fronts d'encavalcament. Això no entrebanca l'actual planitud de la plataforma, obtinguda no sols per rebliment, sinó també gràcies al modelat superficial conseqüent a l'ascensió flandriana. Fet i fet, ara amb prou feines es registra més que sedimentació litoral.

El solatge de la plataforma (denominat "basament acústic indiferenciat" pels oceànògrafs) és majoritàriament mesozoic i al damunt s'hi ha desenvolupat un potent cos

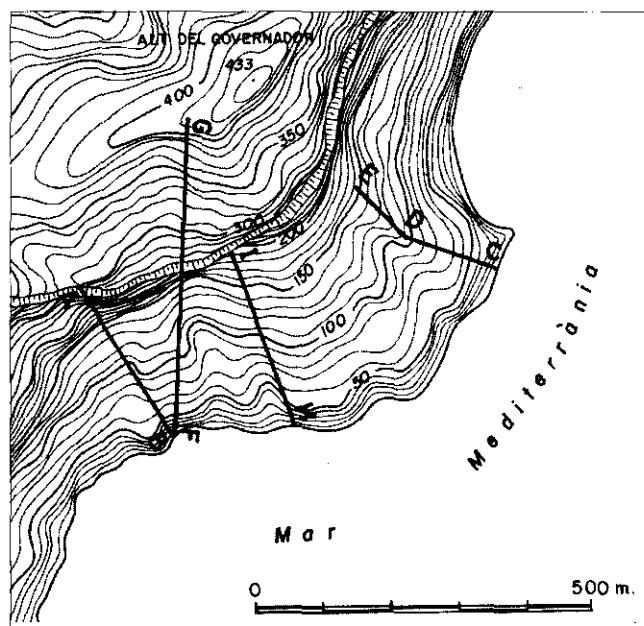


Fig. 2a. Perfils aixecats sobre les formacions estudiades: situació al mapa topogràfic (escala original 1/1.000).

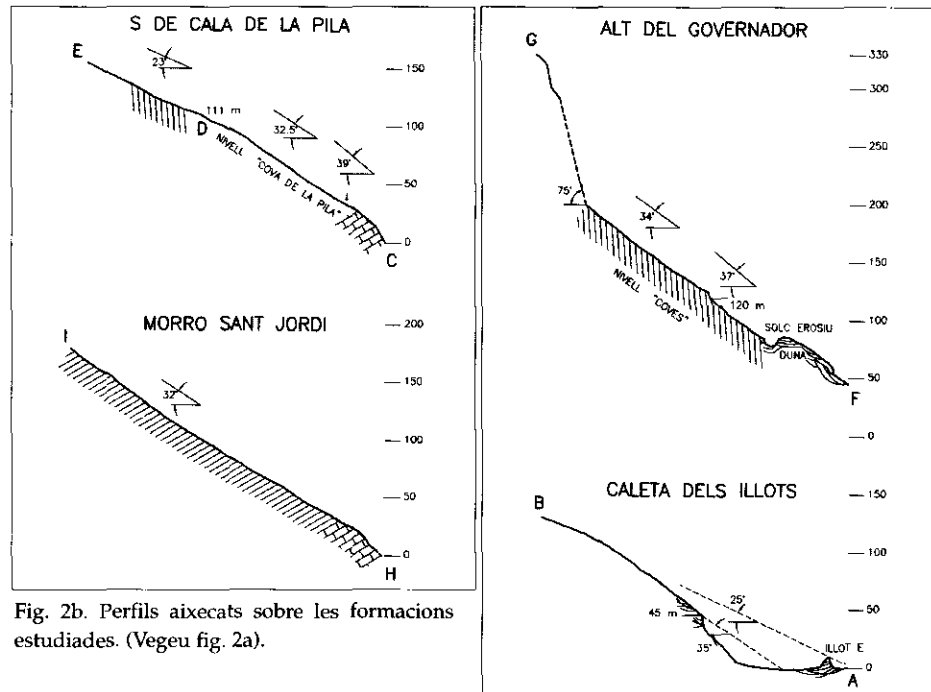


Fig. 2b. Perfils aixecats sobre les formacions estudiades. (Vegeu fig. 2a).

sedimentari, especialment holocènic, que cobreix la plataforma interna i mitjana (fins als -90 m, aproximadament) i assoleix gruixos de més de 400 m enfront de les Penyes de l'Albir (GONZÁLEZ GARCÍA *et al.*, 1994). Afecten el basament moltes falles normals i falles lístriques (que tenen les evaporites triàsiques com a nivell de desencanxament). Les característiques d'aquesta plataforma, relativament extensa i subsident, corresponen a un marge passiu (de tipus atlàntic) progradant, on el límit de la placa continental coincidiria *grosso modo* amb el talús.

Si considerem el conjunt litoral-plataforma des del punt de vista del gradient, el més fort el trobem, com és obvi, a la part emergida "terrestre-tectònica"; el relleu hi és prou enèrgic per atènyer inclinacions del 200 % —penya-segats— o del 50 %, que correspon més o menys a talusos d'equilibri dels quals poden formar part les eolianites. El nivell "Cuevas" (FUMANAL y YÉBENES, 1996) —que representa per ara el testimoni pliocènic més vell— projecta el seu pendent de 34° només a 20 m endins del litoral actual (perfil G-F); si el busquem al perfil C-E, de 23° de rostària, anem a parar a 110 m del litoral. Poca pèrdua implicaria un presumible soscavament des d'aleshores, però cal pensar que l'onatge interglacial, per desgràcia, ha eliminat selectivament la majoria dels enderrocs del pliocè mitjà, que tal volta ens haguessen servit per a una reconstrucció genètica.

La franja submergida adjunta a l'espada o als talusos, la designem com a "plataforma immediata" i és constituïda per cons de dipòsits detrítics d'un gradient entre el 6 i el 2 %, on intervenen eolianites sotaiguades i platges en bona part encrostades. Finalment, la "plataforma exterior", fins als 40 o 45 m de fondària, és una capa d'arena mitjana o fina d'un gruix de 10 o 20 m sobre el basament i que, mar enllà, passa a llim. Entorn

dels -55 m romandria el nivell marí de la fase regressiva màxima (18.000 BP, C₃) que detectaren Rey *et al.* (1993).

3.4. Vents, dunes, eolianites

3.4.1. Els vents litorals

No són precisament els vents, ni tan sols els litorals, l'element més ben conegut del nostre clima. Sovint el "clima d'ones" es justifica a base d'extrapolacions temeràries. Les dades seriadades i fiables més pròximes a l'àrea d'estudi pertanyen al Cap de Sant Antoni, observatori que té la peculiaritat de situar-se sobre un penya-segat de 160 m d'altitud, cosa que el separa quelcom d'uns fenòmens *superficials* com són l'onatge i la formació inicial de les dunes. Tanmateix, és interessant verificar-ne la resultant dels vents prevalents, N-NNE, que gairebé deixaria a redòs les estructures actuals de les Penyes de l'Albir. Fet i fet, les xifres del Cap de Sant Antoni palesen que la màxima intensitat mitjana correspon al primer quadrant. Si les intensitats màximes del gregal o NE (excepte l'estiu) oscil·len entre 18 i 40 km/h, el xaloc o SE representa molt poc en freqüència (< 5 %) i intensitat (< 15 km/h). La freqüència anual dels vents del N és del 23 % (inoperants al nostre cas, ara) i del 17 % per als del NE. L'observatori d'Alacant és més favorable al SE, però cal dir que l'embat o brisa hi té un paper fonamental (SANJAUME, 1985).

Butzer (1961) va proporcionar direccions würmianes dels paleovents per al litoral de Xaloc de Mallorca, que coincideixen d'alguna manera amb els actuals de Sant Antoni, tot i que allà, ara el vent de tempesta prevalent podria xifrar-se en 105° W. J. Riquelme (1996) albira una procedència frontal (ESE) del vent en l'estructuració dels cossos eolianítics de la Cala dels Illots, en part arredossada pel Morro de Sant Jordi. Aquest rumb no s'adiu gaire amb les estadístiques hodiernes

Pel que fa a l'onatge i al probable soccament de les formacions litorals, no podem oblidar el paper dels *fetchs* o tractes propis dels diversos vents de tempesta. El més "favorable" correspon a la direcció E, amb 1.359 km i una altària teòrica d'ona de 6,64 m. Més "real", ara per ara i tal volta durant el plistocè, és el *fetch* NE-ENE (940 km i 7,28 m), mentre que ESE es redueix a 515 km i SE —el més perpendicular— a només 291 (SANJAUME, 1985).

3.4.2. Dunes costenques

Les oscil·lacions del nivell marí, favorables en principi a la gènesi de sistemes dunars litorals, comprometen també la seua pervivència. Ha estat emfasitzada la vulnerabilitat d'aquestes formacions front al "futur" canvi climàtic (CARTER and WILSON, 1993), tenint en compte que al llarg dels darrers 20.000 anys ja hi ha prou marge per a trobar dunes formades a -40 m (el nivell marí potser va estar a -100 m, devers l'11.000 i a -130, el 18.000) i altàries que depassen els 200 m sobre el pla marí actual.

Les dunes embrionàries començaren en platges d'arena o sobre restingues de grava en règim d'atrició. Les crestes de platja, escalonades terra endins, es poden revestir o "decorar" d'arena i, poc a poc, donar peu a dunes frontals. La cosa es complica amb dunes semimòbils "transgressives" (en sentit que avancen cap a terra), després vegetades i/o grimpadores (CARTER and WILSON, 1993). Alguns jaciments neolítics irlandesos han estat sepultats per aquest procés.

El remanegament de les crestes de platja pot produir-se fins i tot amb assortiment molt escàs, tot originant dunes vegetades. L'intercanvi equilibrat entre platja i duna és

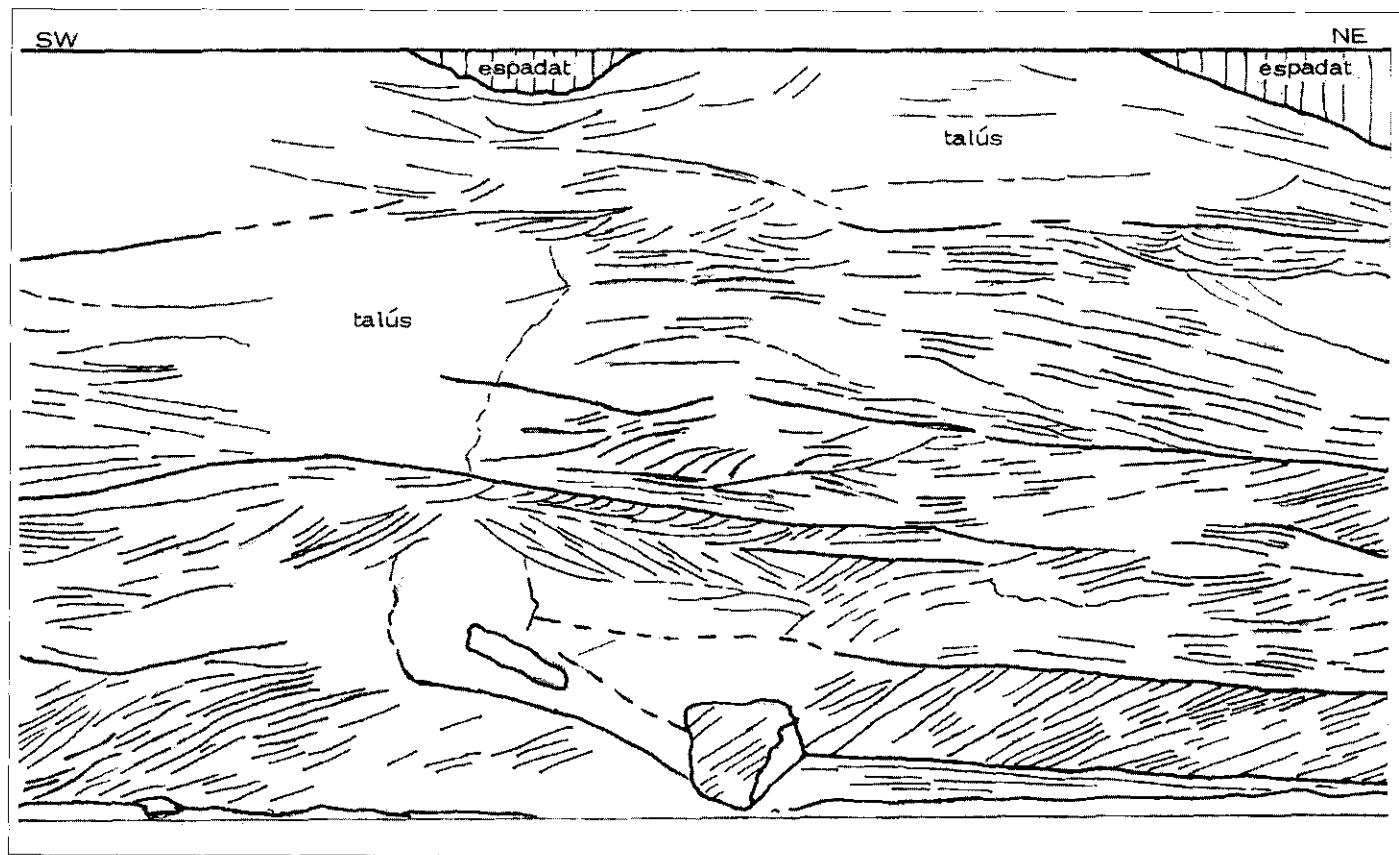


Fig. 3. Talús eolianític soscavat per la mar, al límit dels municipis de l'Alfàs del Pi i Benidorm. Observi's l'efecte del vent del NE a les diverses microestructures grimpadores, amb un *bottom set* a la part inferior i traces de presència vegetal a mitjan coster.

més tost una raresa, però no impossible longitudinalment: es perd en un indret per a guanyar en un altre. La vegetació pasmòfila afavoreix l'estabilització i consolida el balanç positiu.

Les dunes fronteres o *foredunes* mai no solen dépassar els 30 m d'altària (HESP and THOM, 1990) i mostren una acumulació en ambdues cares, com a davantals escampats en una disposició asimètrica. La cara marina presenta sòlsides (*slumps*) massives, estructures d'estimbament, capes d'allau i petites dunes-eco; dellà del cim, la cara terrestre té ombres de cresta i plomes disperses (CARTER, HESP and NORDSTROM, 1990).

La modalitat de les dunes adossades —especialment les grimpadores— respon a un condicionament topogràfic molt peculiar, que modifica la trajectòria del vent. Els anomenats camps de dunes de contrafort (*buttress dunefields*) són cossos eòlics de planta triangular que avancen terra endins i poden constituir rampes grimpadores. Cas de ser dunes transversals, assoleixen pendents de 30-34° i 10-15°, segons la cara (HESP and THOM, 1990).

A la costa de Llevant de Mallorca sovintegen les dunes adossades, atribuïdes al plistocè inferior, Riss i Würm, les quals de vegades contenen blocs i fragments menors de biocalcarenites miocèniques de l'espadat. Han estat interpretades com a formacions grimpadores que deixen un solc entre la cara d'esllavissada i el penya-segat (FORNÓS, POMAR i RODRÍGUEZ PEREA, 1983) i "dunes d'atrapament" (*sand drift*; en realitat, vegetades) bioturbadades. Presenten laminacions entravessades complexes i rizoconcrecions abundoses. Bourgou (1991), al litoral de Cap Bon, parla de "dunes de vessant" actuals, però no repara que en els talls de Ras-Addar i El-Henacher, de fàcies 'Cap Blanc', està descrivint eolianites grimpadores.

L'arena, efectivament, és incapaç de grimpar un espadat de 30 o 40° i de 22 a 25 m d'altària, amb un vent que no supere els 25 m/s. L'explicació és que el vent ensopega al penya-segat amb un angle de 45 a 50° fins a la vora tallada i és desviat paral·lelament (TSOAR, 1990). El mecanisme de les dunes-eco, ben conegut en ambients àrids continentals (PYE and TSOAR, 1990: 166), no sembla acomodar-se, ni tan sols esboçar-se, a les nostres costes; en últim cas, hauria de ser una forma relictica congriada en època de litoral prou llunyà. Tanmateix, J. Riquelme (1996), després de remarcar el predomini de les estructures primàries translacionals grimpadores, malda per explicar les direccions deduïdes de vents contradictoris, per un efecte eco o de retop. Al cap i la fi admet la possibilitat que estudiem només la part "emergida" d'un gran sistema de cossos solapats i en bona part ara sotaiguats.

3.4.3. Eolianita i periodització

La trama cronològica que hauria de permetre bastir el model evolutiu de les nostres eolianites és, per ara, molt precària i les referències properes o llunyanes aprofitables tampoc abunden. Més encara, les descripcions dels jaciments o les mostres sovint pequen d'imprecises en el color, un tret que podria fornir valuosos indicis climàtics o de composició (proporció bioclàstica, p.e.). "Gris", "blanc" o "groc" ens deixen un marge de subjectivitat o relativitat massa ample.

A part de la periodització dels hemicicles mallorquins proposats per Butzer (1985) i detallats en un altre article d'aquest volum (ROSSELLÓ, 1996), hi ha pocs estalons on recolzar una argumentació cronològica. Rohdenburg i Sabelberg (1973), tot i la multiplicitat dels cossos eòlics de ses Penyes Roges, amb prou feines senyalen una "sèrie dunar vella" calcificada (A_{iv}) que descansa sobre un jaciment de mol·luscs, i una "sèrie dunar jove"



Foto 3. El jaciment d'eolianites i col·luvions dels Illots té l'avantatge d'una incisió i un buidament natural que en descobreixen part de les estructures. Al fons, estalonada al Morro de Sant Jordi, la formació regulada del Llosar.

amb més contingut terrigen (B_{n1}), ambdues regressional i prewürmianes. Les dunes würmianes gairebé no tenen representació. Un poc més concreta és la proposta d'Henningsson, Kelletat i Hagn (1981) per a les eolianites de les Pitiüses, que també divideixen en "velles" (més consolidades i groguenques), "joves" de color més clar, i formacions subrecents i recents, que solen provenir de la destrucció de les anteriors. Les eolianites més velles serien del plistocè mitjà, les joves correspondrien al Würm i les finals a l'holocè. Bourgo (1991) distingeix al Cap Bon entre la formació oolítica Rejiche, "eutirreniana" (110 ka BP ca) i les de Cap Blanc I (70 ca) i II (40 ca), ambdues riques en conquilles.

Tot i que l'oportunitat per a formar-se dunes litorals siga en general major en els períodes regressius, les dunes transgressional són també presents a planes costenques, p.e. de Bermudas o Sudàfrica. A Austràlia (Pye, 1993), on comencen a abundar les dades cronològiques, hom ha observat diversos episodis, tant de nivell marí baix com alt i, sobretot, hi ha estat ben comprovada la formació de dunes holocèniques —grimpadores i tot— abans del 6.000 BP.

La panòpia plistocènica de què disposem, quant a dates numèriques d'eolianita, abasta per ara de 344 a 39 ka, és a dir, els estadis isotòpics 9-3, plistocè superior i una part petita del mitjà. La multiplicitat de procediments (TL, urani-tori, C^{14}) i laboratoris, com també els marges d'indeterminació deixen els nostres arguments en un terreny precari, amb un raig d'esperança col·locada en la racemització. La data més antiga pertany a una eolianita penjada a l'espadat prop de la Cala dels Testos (Poblenou de Benitatxell) i es remunta a 344 ka (FUMANAL y VIÑALS, 1988). La duna "oolítica" del Castell de Moraira (132

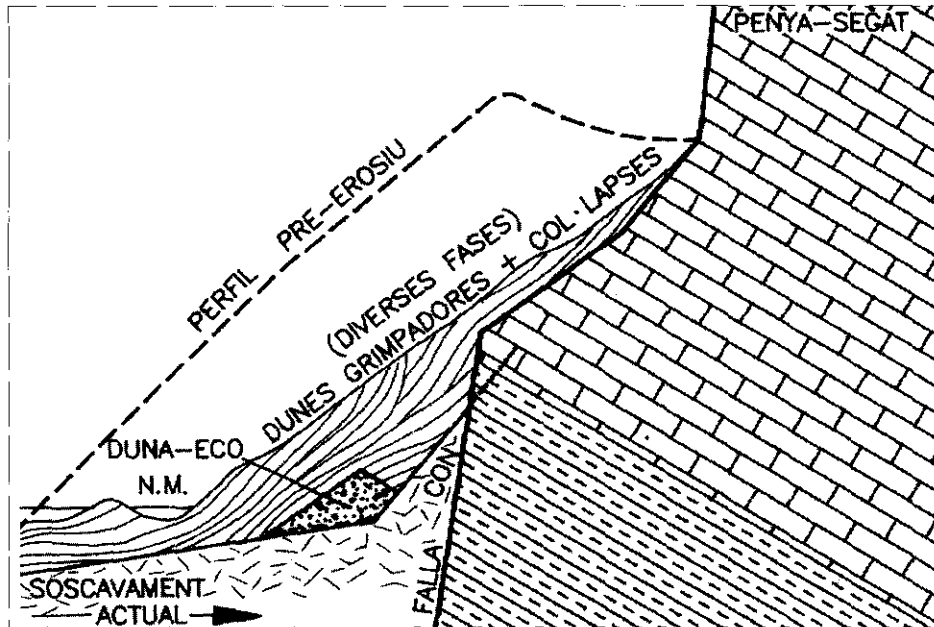


Fig. 4. Tall ideal de les acumulacions de talús i eolianítics de la Caleta dels Illots. Les dunes grimpadores pertanyen almenys a tres o quatre episodis, inclòs l'actual.

ka) s'avindria prou amb la de Cendres I que no té cronologia absoluta (FUMANAL, 1995). Un dels sondatges de la restinga fòssil de Xàbia va travessar a -17 m una eolianita de 226 ± 35 ka (assignable a l'estadi isotòpic 7); la mateixa perforació (Xàbia, 1) a -4 m, correspon a una duna de 88 ± 13 ka. Seguint el transecte, terra endins, a -16 m hom va ensopagar amb eolianita de 172 ± 26 ka (FUMANAL, USERA *et al.*, 1993), atribuïble a l'estadi isotòpic 6. Un jaciment de la costa oriental de Teulada, Cendres II, amb 112 ka (FUMANAL y VIÑALS, 1988), pertany al subestadi més antic del 5 isotòpic (SHACKLETON and OPDYKE, 1973).

Les datacions absolutes de què disposem a l'àmbit concret de les Penyes de l'Albir —exceptuada la platja flandriana de 5.170 BP— es mouen (admesos els marges d'indeterminació) entre 113 i 38 ka (estadis 5-3). Estratigràficament hom creu que la duna grisa basal d'"Illots" I-2/3, la més rica en quars i més pobra en calcari bioclàstic, és la més antiga; en tenim una única datació (Warszawa) en 95 ka BP. Com a la resta, s'ha optat per la termoluminiscència, com a mètode més adequat per a aquest tipus d'eolianites (WINTLE, 1993). Per altra banda, aquesta "duna grisa" (I-2/3) de la Cala dels Illots presenta un contingut de foraminífers poc nombrós i desenvolupat, com si correspongués a un període més fred; no cal perdre de vista, però, que els clasts terrígens silícis no són gaire "compatibles" amb les closques dels foraminífers (BLÁZQUEZ y USERA, 1996).

Malgrat la posició superior, la duna blanca d'"Illots" I-4 amb bioclasts abundosos presenta un rang cronològic de 113-80 ka (TL Warszawa) i $89,8 \pm 12$ (TL Nottingham), que encara pertanyen a l'estadi isotòpic 5. Des del punt de vista paleontològic es mostra més calcificada i amb més proporció i nombre de foraminífers desenvolupats, pròpia d'un mar més càlid, però no gaire profund; les espècies predominants, *Ammonia beccarii* i *El-*

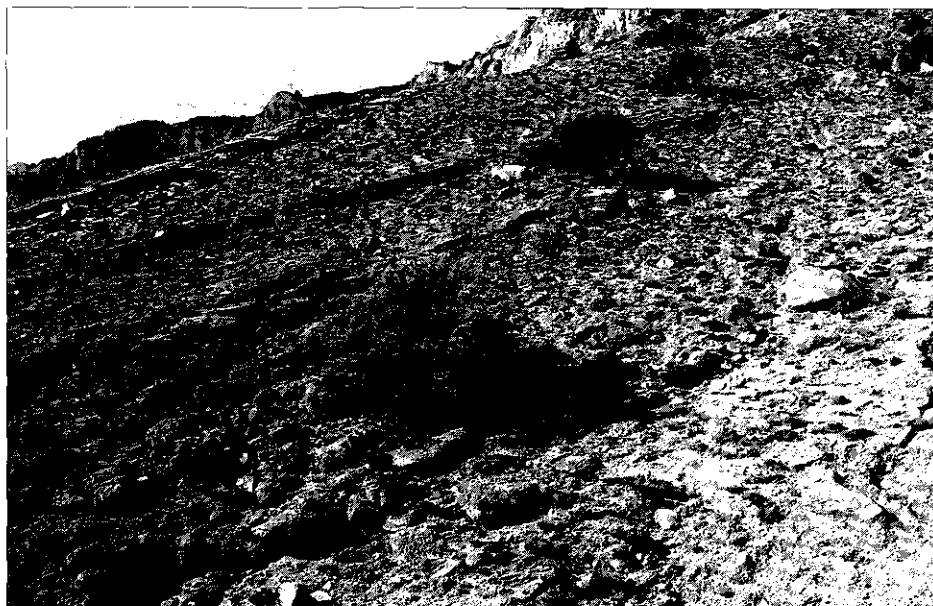


Foto 4. Un aglomerat de conquilles emapastades, que al·ludim amb el nom de “lumaquel·la”, entapissa el coster del Llosar-la Pila en tongades paral·leles al vessant; tal volta es tracti de material remobilitzat per gravetat o escolament.

phidium crispum, s'associen a la plataforma interna i, més encara, a les prades de posidònia. A fondària superior als -30 m (amb més proporció de llim i argila) s'hi dona una major abundància de foraminífers.

La incertesa cronològica sobre la següent eolianita, duna blanca d'“Illots” I-5 sense bioclasts, augmenta. Si el laboratori de Nottingham li assigna 89,8 ka, el polonès la fa oscil·lar entre 71 i 55, que ja cauria a l'estadi isotòpic 3. El coronament superior (“Illots” I-11) forma un cos d'arena de tonalitat ocrosa, que no és una reelaboració de la duna blanca. L'anàlisi feta a Nottingham li atribueix 60,5±7 ka. El rebliment de canal (arena+enderrocs, “Illots” I-6) ha ofert (dins l'estadi 3, això sí) un fort marge de discrepància: 58,1±9 ka (Nottingham) i 44-38 ka (Warszawa). Entremig se situaria un pegat eolianític del tossaló d'Ifac (53-50 ka). Per acabar, la duna grimpadora consolidada de Cala Fustera, un poc més al nord, ha donat 39 ka (TL Warszawa) al límit inferior de l'estadi 3.

La conclusió *glacioeustàtica* pot semblar desconcertant: tots els nivells mesurats cronològicament —excepte del de Xàbia, 2, que deu correspondre a l'estadi 6— són nivells alts, transgressius. Convé recordar, nogensmenys, que a la corba isotòpica de Shackleton-Opdyke (1976) els estadis freds parells duren la meitat que els senars càlids. Altrament, un cop més, cal dir que no totes les dunes han de ser regressional.

3.5. Els col·luvions de coster i la “lumaquel·la”

La Serra Gelada abunda en dipòsits continentals que sobre la façana marítima poden reduir-se a talusos, revestiments i intercalacions col·luvials de diversa gruixa (ESTEBAN i

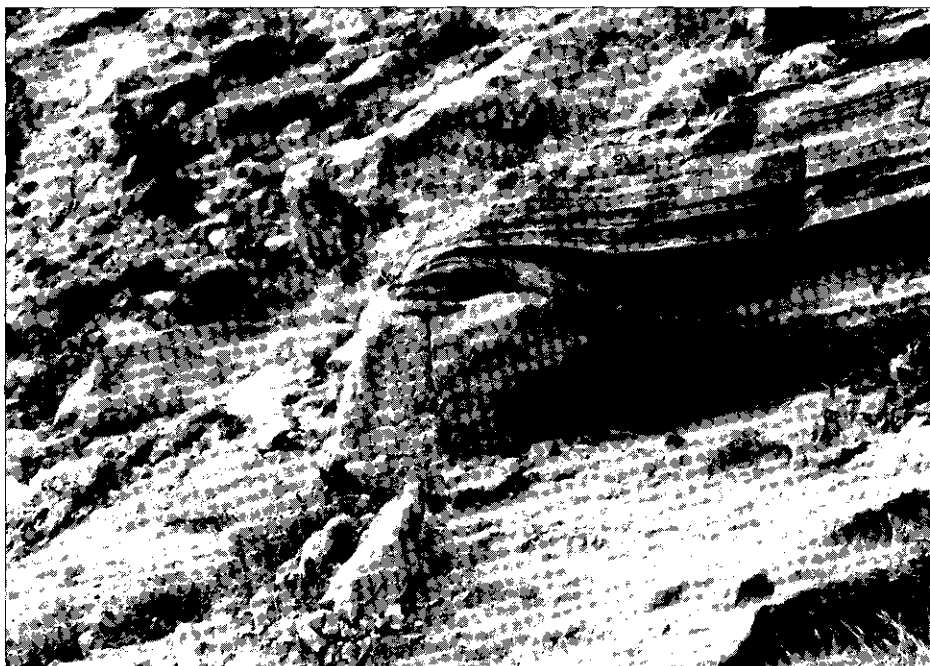


Foto 5. Un bloc decimètric, després del coster, empastat dins la duna grisenca (I-2/3) de la Caleta dels Illots. Al fons hom pot veure d'altres blocs i col·luvions basals.

ROSSELLÓ, 1996), on han intervingut els processos gravitatoris i d'escolament i una notable escapçada de conques fluvials que devien vessar cap el SE. Al peu dels cingles calcaris en retrocés, la caiguda lliure o la salsida forneix material suficient per a formar un claper o talús, sotmès a un equilibri que depèn de la immediatesa del litoral: això vol dir que les èpoques de nivell baix, fredes, han estat favorables a l'acumulació i les de nivell alt, propícies al desmantellament.

Per altra banda la meteorització del rocam hi ha contribuït per dues vies, física i química. La primera, per alternança de temperatures i humidificació, disgrega clasts grossos i heterogenis, des de blocs mètrics a còdols centimètrics, sempre cantelluts. La quimioclàstia, en canvi, justifica un joc de dissolució i precipitació del calcari que pot experimentar diversos cicles. L'alliberació d'arena n'és un resultat comprovable i també distints buidatges cavernosos assignables a processos càrstics.

Si estudiem la línia costenca amb mentalitat "fractal", les aparents rectes o corbes regulars esdevenen sovint complicades per nombrosos caps, farallons i esculls, resultat de freqüents despreniments o salsides allí on el talús té la base sotaiguada, p.e. al Cantalar —topònim ben expressiu— o al sector de les Coves de Paltra, al sud de l'Illa Mitjana.

El que hem designat com a nivell "Cuevas" (FUMANAL y YÉBENES, 1996) és una "megabretxa" o formació col·luvial de vessant que consisteix en un conglomerat bretxoi-de d'uns quants metres de gruix de còdols i blocs totalment litificat o encrostat, que arrenca del mateix espadat i adopta un angle de repòs entre 23 i 34° (veure perfil 2b). L'hem atribuït al principi del quaternari (ROSSELLÓ *et al.*, 1995) i ha tingut temps de sofrir una

forta carstificació. Sembla que es repeteix en altres penya-segats com els de Teulada i Benitatxell, també en posició residual. Els cons coalescents encrostats que procedeixen de les estretes valls de Serra Gelada, formats per bretxes anguloses cimentades amb pocs elements fins, han estat atribuïts a grans fases del pre-Würm (HARVEY, 1978 i 1984). El seu menor declivi, però, que no sol passar dels 12°, impedeix agermanar-los amb el nostre nivell.

La convivència de processos eòlics, amb assortiment majoritàriament marí, i processos de vessant, nodrits per sediments continentals, és un tret molt interessant i, tal vegada, pedra de toc per a la morfogènesi. És així que hom pot trobar blocs i còdols despresos del cingle dins les dunes o sobre la seua superfície. També s'han observat canals d'erosió o còrrecs oberts a l'eolianita, farcits de reble angulós. Els cons d'enderrocs, no solament serveixen d'estaló al sistema dunar, sinó que sovint s'hi sobreposen grans falques de clasts grossos o es formen interdigitacions entre sediments eòlics i de talús. Aquesta abundant presència no exclou fragments decimètrics o mètrics d'eolianita remobilitzada (foto 5). L'aspecte de cons d'enderrocs —i no de dunes consolidades— que presenten moltes de les formacions de coster vistes des del cim, es deu a aquesta causa.

Finalment cal esmentar una formació problemàtica (I CP-3, I Ll-3 i II Ll-3) de 30 o 40 cm de potència que hem batejat com a "lumaquel·la" i entapissa el vessant proper al Cantalar i la Cala de la Pila. Es tracta d'una mescladissa de conquilles de braquiòpodes i lamel·libranquis marins, massa gruixudes i pesants per a ser alçades pel vent, que en principi hauria de ser un dipòsit de platja. Efectivament, si la deflació sobre el material de platja és prolongada i el component gruixut important, pot originar una superfície resistent que l'ature, resultant-ne un paviment de conquilles amb la part convexa cap amunt (ZENKOVICH, 1967). La "sèrie dunar més vella" (A_{xiii} i A_{xiv} de ROHDENBURG i SABELBERG, 1973) descansa sobre una formació comparable, que seria anterior al Würm.

La "lumaquel·la" es troba a una altitud de més de 20 m en un coster de més de 20°, mantingut pel rocam cretaci que està en contacte directe amb la mar. Aquesta inclinació és incompatible amb una sedimentació litoral. La contradicció, per ara, no té desllorigador. Pensar en elevacions, canvis de nivell marí, basculaments, etc. és turmentar la imaginació. Qüestió oberta.

BIBLIOGRAFIA

- BAKKER, TH.W, JUNGERIUS, P.D. and J.A. KLJN (eds.) (1990) *Dunes of the European Coasts. Catena Supplement* 18. 223 pp.
- BLÁZQUEZ, A.M. y J. USERA (1997) Foraminíferos cuaternarios en la dunas de Serra Gelada (Alicante, España). *Cuad. de Geogr.*, 60: 327-340.
- BOURGOU, M. (1991) *Les accumulations dunaires de la péninsule du Cap Bon (Tunisie). Étude géomorphologique*. Tunis, Université de Tunis. 208 pp.
- BRÜCKNER, H. (1986) Stratigraphy, evolution and age of Quaternary marine terraces in Morocco and Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie. Sup.Bd.* 62: 83-101.
- BUTZER, K.W. (1961) Paleodimatic implications of Pleistocene stratigraphy in the Mediterranean area. *Ann. New York Acad. of Sciences*, 95: 449-456.
- BUTZER, K.W. (1985) La estratigrafía del nivel marino en Mallorca en una perspectiva mundial. *Geomorfología litoral y Cuaternario. Homenaje a Juan Cuerda*. València, Universitat de València. Cf. pp. 17-33.
- CARTER, R.W.G. (1988) *Coastal Environments*. London, Academic Press. 617 pp.

- CARTER, R.W.G. and P. WILSON (1993) Aeolian processes and deposits in northwest Ireland. PYE, K. (ed.) *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*. Geological Society Special Publication, num. 72. Cf. pp. 173-190.
- COWELL, P.J. and G. THOM (1994) Morphodynamics of coastal evolution. CARTER, R.W.G. and C.D. WOODROFFE (eds.) *Coastal Evolution Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press. Cf. pp. 33-86.
- CUERDA, J. (1975) *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Palma de Mallorca, Instituto de Estudios Baleáricos. 304 pp.
- EL-ASMAR, H.M. (1994) Aeolianite sedimentation along the Northwestern coast of Egypt: evidence for middle to late Quaternary aridity. *Quaternary Science Review*, 13: 699-708.
- ESTEBAN, V. (1993) El sistema dunar plio-cuaternario entre las Bahías de Altea y Benidorm (Sierra Helada, Alicante). *3ª Reunión del Cuaternario Ibérico (Resúmenes)*. Coimbra.
- ESTEBAN, V. i V.M. ROSSELLÓ. (1996) Formes terrestres, dipòsits eòlics i marins de la Serra Gelada. *Cuad. de Geogr.* 60: 223-242.
- FORNÓS, J.J., POMAR, L. y A. RODRÍGUEZ PEREA (1983) Las eolianitas del Pleistoceno de Mallorca y sus estructuras asociadas. OBRADOR, A. (ed.) *X Congreso Nacional de Sedi-mentología. Menorca. Comunicaciones*. Cf. pp. 1.90-93.
- FUMANAL, M.P. (1995) Los acantilados béticos valencianos. *El Cuaternario del País Valenciano*. 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., MATEU, G., REY, J., SOMOZA, L. y M.J. VIÑALS (1993) Las unidades morfo-sedimentarias cuaternarias del litoral del Cap de la Nau (Valencia-Alicante) y su correlación con la plataforma continental. FUMANAL, M.P. y J. BERNABEU (eds.) *Estudios sobre Cuaternario*. València, Universitat de València. Cf. pp. 53-64.
- FUMANAL, M.P. y M.J. VIÑALS (1988) Los acantilados marinos de Moraira: su evolución pleistocena. *Cuater. y Geomorf.*, 2: 23-31.
- GARDNER, R.A.M. and S.J. McLAREN (1993) Progressive vadose diagenesis in late Quaternary aeolianite deposits? PYE, K. (ed.) *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*. London, Geological Society. Geol. Spec. Publ. 72: 219-234.
- GLEICK, J. (1988) *Chaos: making a new science*. London, Cardinal. 352 pp.
- GOLDSMITH, V. (1978) Coastal Dunes. DAVIS, R.A. *Coastal Sedimentary Environments*. New York, Springer Verlag. 420 pp. Cf. pp. 171-235.
- GONZÁLEZ GARCÍA, E. et al. (1994) *Mapa Geológico de la plataforma continental española. 1:200.000. 72-73. Elche-Alicante*. Madrid, Instituto Tecnológico Geominero de España. Un mapa + 73 pp.
- HARMON, R.S. (1985) Late Pleistocene sea level history of Bermuda: a Review. *Geomorfología litoral y Cuaternario. Homenaje a Juan Cuerda*. València, Universitat de València. Cf. pp. 53-60.
- 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.
- HEARTY, P.J. (1986) An inventory of last interglacial (sensu lato) age deposits from the Mediterranean basin: a study of isoleucina epimerisation and series dating. *Zeitschrift für Geomorphologie, Sup.Bd.* 62: 51-69.

- HENNINGSEN, D., KELLETAT, D. und H. HAGN (1981) Die quartären Aeolianite von Ibiza und Formentera (Balearen, Mittelmeer) ihre Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der Inseln. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 31: 109-133.
- HESP, P.A. and B.G. THOM (1990) Geomorphology and evolution of active transgressive dunefields. NORDSTROM, K.F., PSUTY, N.P. and R.G.W. CARTER (eds.) *Coastal Dunes. Form and Process*. Chichester, J. Wiley. Cf. pp. 253-288.
- JENNINGS, J.N. (1967) Cliff-top dunes. *Australian Geographical Studies*, 5: 40-49.
- MC LAREN, S.J. (1993) Use of cement types in the palaeoenvironmental interpretation of coastal aeolianite sequences. PYE, K. (ed.) *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*. London, Geological Society. Geol. Spec. Public. 72: 235-244.
- MARTINES, J. (1991) Els llocs vora mar de l'Albir (l'Alfàs del Pi, La Marina, País Valencià). *A sol post*, 2: 193-218.
- NORDSTROM, K.F., PSUTY, N.P. and R.W.G. CARTER, eds. (1990) *Coastal Dunes. Form and Process*. Chichester, J. Wiley. xvi+392 pp.
- PHILIPS, J.D. (1992) Nonlinear dynamical systems in geomorphology: revolution or evolution. *Geomorphology*, 5: 219-229.
- PIRAZZOLI, P.P. (1991) *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. Amsterdam, Elsevier. X+300 pp.
- PYE, K. (1993) Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in Northeastern Australia. PYE, K. and N. LANCASTER (eds.) *Aeolian Sediments Ancient and Modern*. Oxford, Int. Assoc. of Sedimentologists, Special publication 16. Cf. pp. 23-44.
- PYE, K. and H. TSOAR (1990) *Aeolian Sand and Sand Dunes*. London, Unwin. 396 pp.
- 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) del sector Altea-La Vila Joiosa, País Valenciano, España. *Cuad. de Geogr.*, 54: 249-267.
- ROHDENBURG, H. und U. SABELBERG (1973) Quartäre Klimazyklen im westlichen Mittelerranengebiet und ihre Auswirkungen auf die Relief- und Bodenentwicklung. *Catena*, 1: 71-180.
- ROSELLÓ, V.M. (1971) Notas sobre la geomorfología litoral del sur de Valencia. *Quaternaria*, 12: 121-144.
- ROSELLÓ, V.M. (1997) Les Penyes de l'Albir (litoral prebètic valencià). Variació del nivell marí: repercussions geomòrfiques. *Cuad. de Geogr.*, 60: 295-326.
- ROSELLÓ, V.M., ESTEBAN, V., YÉBENES, A. y M.P. FUMANAL (1995) Les Penyes de l'Albir: geomorfología litoral cuaternaria. ALEIXANDRE, 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.
- SANJAUME, E. (1985) *Las costas valencianas. Sedimentología y morfología*. València, Universitat de València. 505 pp.
- SHACKLETON, N.J. and N.D. OPDYKE (1973) Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238. Oxygen isotopic temperatures and ice volumes on a 10^3 year and 10^4 year scale. *Quaternary Res.*, 3: 39-55.
- SHACKLETON, N.J. and N.D. OPDYKE (1976) Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239. Late Pliocene to latest Pleistocene. *Geol. Soc. An. Mem.*, 145: 449-464.
- THUNELL, R.C., WILLIAMS, D.F. and J.P. KENNET (1977) Late Quaternary paleoclimatology,

- stratigraphy and sapropel history in eastern Mediterranean deep-sea sediments. *Mar. Micropaleont.*, 2: 371-388.
- TRENHAILE, A.S. (1987) *The Geomorphology of Rock Coasts*. Oxford, Clarendon. 384 pp.
- TRENHAILE, A.S. (1989) Sea level oscillations and the development of rock coasts. LAKHAN, V.C. and A.S. TRENHAILE (eds.) *Applications in coastal modeling*. Amsterdam, Elsevier. Cf. pp. 271-295.
- TSOAR, H. (1990) Trends in the development of sand dunes along the Southeastern Mediterranean coast. BAKKER, TH.W., JUNGERIUS, P.D. and J.A. KLIJN (eds.) *Dunes of the European Coasts. Catena Suppl.* 18. Cf. pp. 51-60.
- VANNEY, J.R. et L. MENANTEAU (1979) Types de reliefs littoraux et dunaires en Basse Andalousie. *Melanges de la Casa de Velazquez*, XV: 5-52.
- VERGNAUD-GRAZZINI, C., DEVAUX, M. and J. ZNAIDI (1986) Stable isotope "anomalies" in Mediterranean Pleistocene records. *Mar. Micropaleontol.*, 10: 35-69.
- VERGNAUD-GRAZZINI, C., RYAN, W.F.B. and M.B. CITA (1977) Stable isotopic fractionation, climate change and episodic stagnation in the eastern Mediterranean during the late Quaternary. *Mar. Micropaleontol.*, 2: 353-370.
- WINTLE, A.G. (1993) Luminiscence dating of aeolian sands: an overview. PYE, K. (ed.) *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*. London, Geological Society. Geol. Spec. Public. 72: 49-58.
- ZENKOVICH, V.P. (1967) *Processes of Coastal Development*. Edinburgh, Oliver and Boyd. 738 pp.

