

NOTAS PRELIMINARES A LA MORFOLOGÍA LITORAL DEL NORTE DE VALENCIA

El desconocimiento geográfico de las costas valencianas contrasta con la vívida descripción y geniales atisbos que dejó Cavanilles en el siglo XVIII. Se ignora en la mayoría de geografías la existencia de un rosario de albuferas casi continuo entre Valencia y el delta del Ebro, rasgo que cualquiera puede verificar con un simple viaje o repasando la documentación cartográfica. La falta de esta última hizo que Jessen no llegara más que a esbozar la antigua topografía de nuestras costas (c. 241), al no poder apoyar sus afirmaciones en base geológica estudiada.

Los geólogos, generalmente, se han desentendido de los problemas geomórficos costeros, y así hallamos inexactitudes como la de hacer arenosa la playa casi totalmente integrada por chinias entre Canet y Valencia (hoja 669, pág. 21; Muga, págs. 17 y 20), aserto repetido en casi todas las descripciones más o menos geográficas. Cavanilles, en cambio, había sabido *ver* al sur de Benicàssim “un ribazo de tres o quatro varas de altura, compuesto de marga arenisca rellena de cantos redondeados bastante gruesos y de la misma naturaleza arenisca roxa que los montes vecinos...” (I, pág. 51). Nótese, entre otras, esta observación acerca de una playa: “Los cantos más abultados apenas pasan de una libra..., calizos y arenosos, porque mezclados también entran en el mar con las avenidas del Palancia”. (Cavanilles, I, página 124).

Aparte el artículo de interés arqueológico de Jessen (1927), existen unos escasos y apreciables trabajos de Sos Baynat, redactado en 1935 y publicado en 1949, y de Aranegui (1938 y 1954), que apenas han trascendido. No sólo el desconocimiento general de la morfología costera de este sector, sino también las novedades de estos últimos años en un tema tan debatido en el extranjero, me incitan a adelantar estas páginas fundadas especialmente en la observación directa, las cuales intentan esclarecer una serie de problemas morfológicos y evolutivos de estos 180 Km. de costa, antes de que

en un trabajo más voluminoso y completo pueda abarcar el conjunto variado del litoral comprendido entre el Mar Menor y el delta del Ebro.

LAS CONDICIONES GEOLÓGICAS

Los materiales y su comportamiento geomórfico.— La configuración costera está condicionada por dos factores principales: la naturaleza del roquedo y los procesos a que está sujeto. El río Mijares o el paralelo 40° (mapa 1) dividen el país litoral en dos grandes sectores: al N. predominan los terrenos cretácicos con retazos burdigalienses sobrepuestos hacia el interior, mientras que al S. la hegemonía del Trías, con el Suprakeuper y Jurásico es casi completa, bien que subsistan algunos asomos cretácicos y en el extremo meridional grandes manchones vindobonienses o pliocenos.

Jessen distinguió acertadamente (c. 241) tres bandas paralelas en el país litoral: 1.º Tierras bajas de aluvión con abundancia de limos arcillo-sabulosos, que vemos ocupadas frecuentemente por tremedales y dunas. 2.º "Terraza diluvial de arenas y gravas en la que se suelen apoyar las mayores poblaciones a la salida de los valles fluviales". 3.º Colinas y montañas terciarias o secundarias; algunas poblaciones (c. 243) como Sagunto y Almenara han elegido su sitio en ellas por su viabilidad y condiciones estratégicas. Sucesivamente iremos viendo la conveniencia de afinar este esquema, válido en grandes rasgos, pero excesivamente simplista.

Aparte pequeñísimos retazos primarios (Silúrico y Carbonífero), el roquedo más antiguo que se presenta en extensiones considerables es el triásico, el cual forma una serie de complicados macizos desde la Sierra de Espadán a La Calderona. Más cercano a la costa, el Muschelkalk alcanza gran anchura en Chilches-La Llosa, aunque frecuentemente quede recubierto por el cuaternario. En Almenara emerge de nuevo el Muschelkalk y el Bundsandstein que buza hacia N.; una falla los separa de la mancha de La Llosa (Hahne, páginas 19-30). El castillo de Sagunto ocupa un sinclinal laxo del Muschelkalk. Entre estos terrenos las facies más características son la arenisca roja —rodano— y la caliza más o menos compacta o dolomítica; ambas serían bastante resistentes a la acción marina, pero en la actualidad no existe punto alguno sometido directamente al oleaje, como no sea en forma de guijas o cascajo y grava en los cordones o playas. Las guijas rojizas de rodano destacan, por ejemplo, en la playa de Albuixec-Puig y pueden proceder en parte del vecino cerro donde están las canteras. Idénticas observaciones se pueden hacer en la región de Sagunto y en la Olla de Benicàssim.

Muchos de los gujarros blancuzcos que componen los cordones litorales son de naturaleza cretácica. El Urgoaptiense está representado de un modo aplastante, como se ha dicho, en el sector septentrional, formando exclusivamente la altimeseta casi pelada de Talaies d'Alcalà, que tiene un buzamiento al NW. Una falla —oculta por aluviones— corta la montaña

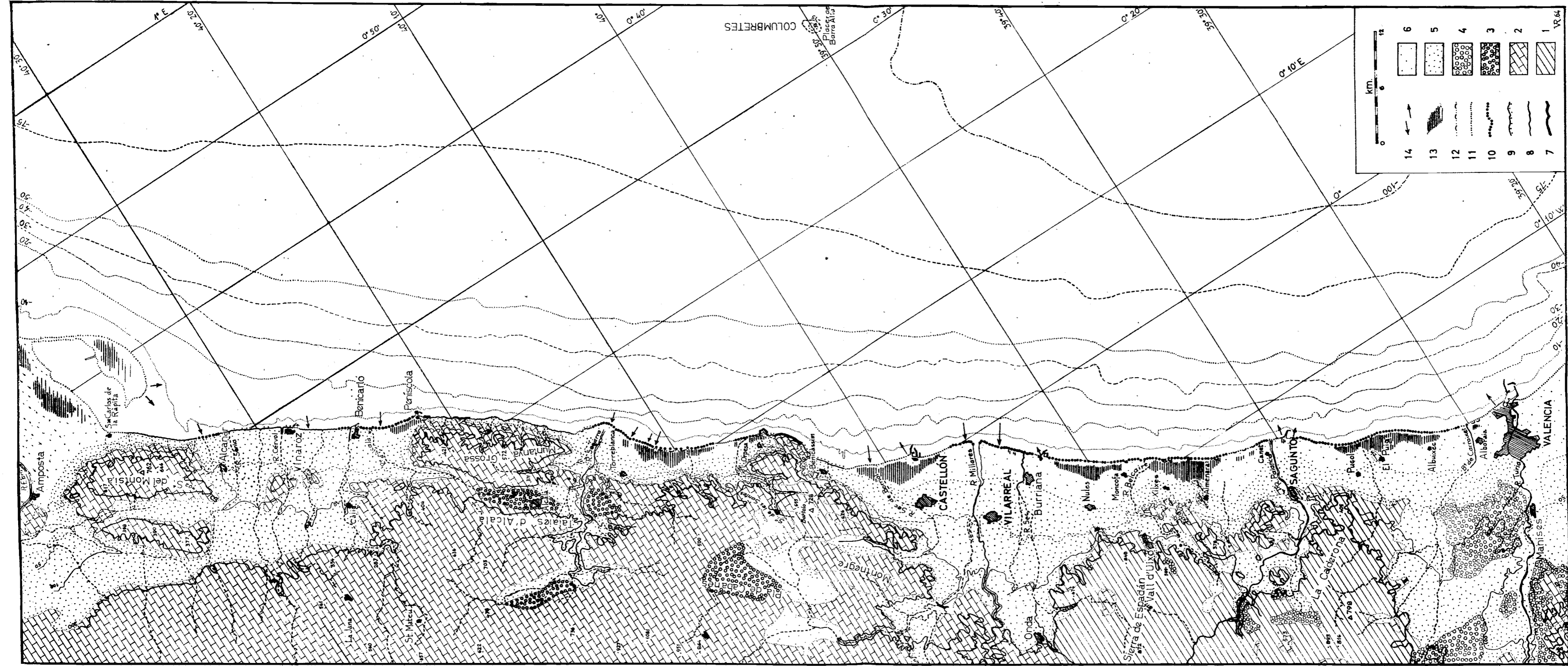


Fig. 1.—MAPA MORFOLOGICO DEL LITORAL DEL NORTE DE VALENCIA. 1-3. Roquedo anteorogénico: 1. Del Silúrico al Suprakeuper (predominio del Triás en el sector sur). 2. Del Lías al Cretácico superior (predominio del Aptiense en el sector norte). 3. Burdigaliense. — 4-6. Roquedo postorogénico: 4. Vindoboniense. 5. Pleistoceno (Glacis de piedemonte, costras zonares, conglomerados brechoides). 6. Holoceno (arenas, limos, brecha fina, etc.). — 7-14. Formas litorales: 7. Acanalado alto. 8. Pequeño cantil sin playa (aguas profundas). 9. Pequeño cantil con playa inicial (agua somera). 10. Cordon de guijas o chimas. 11. Playa de arena fina. 12. Playa con dunas. 13. Albufera. 14. Retroceso o avance de la línea litoral.

hacia Torreblanca (Hahne, pág. 32). Desde los alrededores de la Torre Colomera (N. Benicàssim) los estratos aptienses de calizas con rudístidos se acercan al mar, cosa que vuelve a suceder al N. del túnel de Oropesa donde se repiten las calizas grises.

Unos 3 Hm. al N. de Punta del Carregador (Alcocebre) emerge un paquete de estratos, que buzan 30° hacia el mar, en los que se encuentra de abajo arriba el Aptiense con *Pseudotoucasia Santanderensis*, idéntico al de Oropesa, luego capas algo margosas y amarillentas menos duras con manchas rosadas de óxido hierro y abundante fauna de pectínidos, bivalvos, cerítidos (?), etc., por clasificar, posiblemente albienses; sigue un lecho con Orbitolinas, para reaparecer las calizas con rudístos. Un kilómetro al S. de la Torre Almadum vuelve a aparecer la costa cretácica, fosilizada por el Pleistoceno poco antes de la torre.

Los pocos residuos terciarios del sector del N. pertenecen al Mioceno inferior plegado o por lo menos levantado, que se encuentra, por ejemplo, en Cabanes, al borde de una cuenca cuaternaria, y por debajo de ella, buzando 30° al NW. (Hahne). El problema de los fragmentos de rocas volcánicas será tratado más adelante con las Columbretes, pero conviene apuntar aquí su posible origen de efusiones lentas triásicas e incluso secundarias.

Desde el punto de vista geomorfológico tiene un papel muy destacado el Cuaternario, que alcanza espesores considerables en los llanos costeros. Vilanova y Cortázar dan para Puzol 12 m. de brechas y conglomerados calizos; en El Puig, 11 m. de gravas, 4 de toba caliza, bajo la cual aparece el Bund; en Meliana se hallan 23 m. de arena y arcilla sobre una toba de 0'60, por bajo de la cual se llega hasta los —49'70 m. con arena y algunos lechos de cantos rodados; otro pozo de Meliana proporcionó hasta —100 m. de arena y grava (Brinkmann, 1931, pág. 351). El delta del Palancia alcanza unos 60 ó 100 m. de potencia (hoja 668, p. 48), mientras que Templado-Meseguer le dan al que consideran Oligoceno —en realidad brecha cuaternaria— 60 ó 70 m. en Vilarreal, 52 en Almazora y 22 en Burriana (hoja 641, p. 29), que corresponden a 22, 21 y 9 bajo el nivel del mar. En el pozo de Nules consigna 22 m. de “Pleistoceno arenoso” (p. 30), bajo el cual debe hallarse la otra formación. Sondeos verificados en la ciudad de Valencia alcanzan el Plioceno a unos —150 m. Naturalmente, estos espesores disminuyen hacia el interior, en la proximidad de los cerros y montañas.

La extensión e importancia de las formaciones cuaternarias llamaron ya la atención al clarividente Cavanilles (1795), quien describe “un hormigón endurecido, compuesto de chinás, cantos y marga arcillosa roxa con algunas arenas” (I, p. 39), y redondea una casi perfecta definición de glacis de piedemonte diciendo: “Se formaron aquellas llanuras hasta los ribazos de las pérdidas que sufrieron los montes, y fueron de mayor extensión antes que el mar empezase la obra que aun continúa...” (I, p. 51). Mucho más reciente-

mente, Sos Baynat observó una especie de "escalón costero que recuerda las terrazas marinas cuaternarias, a manera de peldaño que se apoya a lo largo de las faldas inclinadas de la sierra con su cara acantilada al mar. Dado su gran desarrollo debería ser objeto de un estudio geológico especial para determinar su verdadero origen" (Sos, p. 592). Bien que el declive de la formación haga difícil su confusión con verdaderas terrazas marinas, el autor acierta al descartar las costas levantadas e inclinarse por los depósitos erosivos de las "aguas salvajes".

El enorme glacis de erosión —"playa" o "bajada"— que nos ocupa abarca toda la extensión costera con una profundidad variable de pocos metros al pie de algunos cantiles costeros (llega a desaparecer al S. de Oropesa y N. de Alcocebre), hasta 12 ó 15 Km. en Onda y Benicarló-Alcanar. Es lo que llamó Brinkmann (1931, p. 350) "terrazas de gravas cementadas por tobas calizas que forman un gran cono de deyección que desciende suavemente hacia el mar". El punto de ruptura de pendiente con los relieves estructurales alcanza en ciertos sitios los 100 m. sobre el nivel del mar (por ejemplo, en la Plana de Castellón: Tossal de la Galera, Mas de Ruisset). Los mayores ríos, como el Turia, Mijares-Rambla de la Viuda, R. de la Sènia, etcétera, hienden profundamente el conjunto, que presenta aparentemente diversas rasantes que podrían emparentarse con terrazas, pero la cuestión exige más maduro estudio.

La característica formación de gravas angulosas cementadas por una matriz rojiza con eventuales intercalaciones de limos y loess, con toda probabilidad rissienne, tiene un comportamiento particular frente al oleaje, formando pequeños cantiles de hasta 5 m. de altura, que normalmente conservan la verticalidad o se presentan escalonados cuando coexisten capas de diversa consistencia. Yendo de S. a N. aparece por primera vez en el litoral fosilizando el Urgoniano de Torre Colomera y Torre de Sant Julià —1 ó 2 m. de potencia en la costa—, repitiéndose entre Alcocebre y Torre Almadum. En la Roqueta de la Romana (S. de Alcocebre) se observa la brecha encostrada sobre diversos niveles de "loess" amarillento y alternancias gravíferas en un conjunto de unos 3 m. Al N. de Torre Almadum se encuentra a lo largo del litoral más de un kilómetro de brecha muy entreverada de pequeñas costras y limos, lo que se repite inmediatamente al S. del puerto de Peñíscola, al N. del cual desaparece hasta las Pedres de la Força (Benicarló), donde se observa bajo un suelo rojo coluvial de 2 m. de potencia, siguiendo durante buen trecho.

En la Olla de Benicàssim —al pie de las Villas— habíamos pasado la brecha gruesa rissienne a ras de agua y la misma formación se presenta como substrato del gran wadi al N. de la Albufereta de Oropesa, en cuyas orillas un suelo de origen eólico muy humificado alcanza potencias de 2 m. (*Helix*). La brecha angulosa vuelve a emerger a flor de agua frente a Capi-corb, en el fondo del Riu Sec de Benicarló y de tanto en cuanto en el tramo

costero comprendido hasta el Barranc de l'Óliba. El Puntal no es más que un escollo residual de la misma brecha. Un kilómetro al N. del R. de la Sènia, a 1'20 m. sobre el nivel del mar y medio cubierto por el cordón de grava (lám. I, fig. 1) aparece un conglomerado más fino de matriz más grisácea, muy endurecido por una costra superficial, que viene perdiendo altura desde los 15 ó 20 m. en la desembocadura del río.

Esta formación es diferente de la anteriormente seguida, desde luego, más moderna (¿Würm?), y su individualización nos permite distinguir dos formas diferentes de acantilado pleistoceno. Los estratos que recubren la brecha gruesa rojiza son más grises —S. de Vinaroz— y llegan a formar un conglomerado o pudinga fina mucho más deleznable, con costras muy tenues y eventuales intercalaciones de limos rojos, cuya masa cede al oleaje en forma de bloques desiguales (lám. I, fig. 2). Un yacimiento en la segunda caleta, al S. de Torre Almadum (lám. II, fig. 1), (fig. 2), confirma la hipótesis de dos tipos de conglomerado sucesivos. Se trata de un cauce fosilizado y exhumado, hendido primeramente en la roca cretácica y rellenado después por la brecha gruesa rojiza muy angulosa e irregular, a veces con bloques de varios diámetros; una nueva erosión encajada hasta un metro permitió el depósito de los aluviones más finos, rodados y bien estratificados, alternando con limos. El conjunto queda cubierto por una costra de un metro y más de potencia, la cual buza hacia el mar.

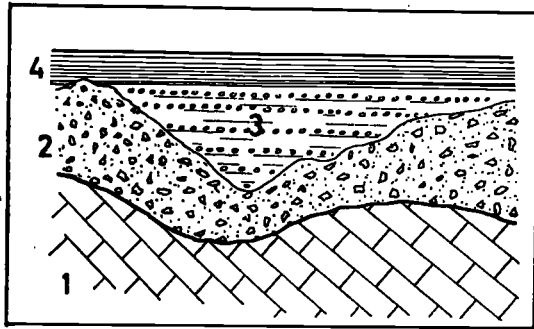


Fig. 2. — Corte en la caleta segunda al S. de Torre Almadum: 1. Urgoaptiense. 2. Brecha angulosa probablemente rissienne. 3. Depósito conglomerático estratificado (¿Würmiense?). 4. Costra zonar (1'10 m.).

El nivel acuífero responsable de la frecuencia de los tremedales y albuferas litorales posiblemente se relacione con la impermeabilidad de las costras que recubren la brecha angulosa. En efecto, la presencia de aquéllas nunca coincide con el afloramiento de ésta, como si la brecha mantuviera el nivel alto de las aguas, cuya abundancia permite contrarrestar la presión hidrostática de las marinas. Un caso más elocuente aún se presenta a unos 3 kilómetros al N. de Castellón, donde el manto procedente de las sierras y ayudado por el hombre con verdaderas *foggaras* (Font de la Reina, Font de Sant Francisco), emerge a 2 m. sobre el nivel del mar en el mismo límite de la formación pleistocena, dando lugar a los Marjals y Prat del Quadro, en los que se cultivan 600 hectáreas de arrozal, y a numerosas surgencias *dulces* en la misma costa.

Por encima de tales depósitos pleistocenos quedan algunas formaciones deltaicas, probablemente holocenas, como la que aparece al N. del Río Seco de Benicarló (lám. II, fig. 2) y alcanza hasta 10 ó 12 m. sobre el nivel del mar a la altura del Km. 140 de la carretera de Barcelona; su potencia se mantiene en unos 5 m., excepto en las desembocaduras de ramblas actuales. Análoga parece ser la acumulación muy irregular de las Villas de Benicàssim, cuya forma de erosión con balmas y desplomes ocasiona un retroceso más rápido que en los tipos anteriores.

Lo más corriente, con todo, es que en zonas deprimidas o degradadas cercanas a la costa, las gravas pleistocenas estén cubiertas por légamos sabuloso-arcillosos de vivo color rojopardo (Brinkmann, 1931, p. 350) y de origen seguramente coluvial. En las zonas pantanosas los suelos han evolucionado hacia el *gley* muy humífero, de tono gris o negruzco. Sobre las plataformas secas se hallan a menudo cuencos de *terra rossa* de color muy vivo, coluvial (pie de Muntanya Grossa, por ejemplo). Las únicas dunas consolidadas o fósiles que he visto —¿Würm regresión?— recubiertas de brecha roja lapiazada, se localizan un kilómetro al S. de Torre de la Sal (lám. III, figura 1).

Las líneas tectónicas fundamentales.—Varios son los sistemas orográficos que penetran en el país valenciano, interfiriendo a veces en esta región morfológicamente poco conocida. Los catalánides parecen dar razón del rumbo NNE.-SSW. y del predominio cretácico en el roquedo del Montsià e incluso de la Muntanya Grossa de Hirta y Talaies d'Alcalà. Numerosos pliegues de la parte central de Valencia, hasta Gandía por lo menos, presentan alineaciones con orientación ibérica —“celtibérica” para la escuela alemana—; tal sucede en el interior desde Castellón a El Puig. Fallot rehusa incluir el sistema ibérico entre las cadenas alpinas a causa de su estilo y de su geometría; hoy se tiende, sin embargo, a considerarlo dentro de un “alpino tipo” de orden inferior (Brinkmann, 1962, p. 291). Finalmente los impulsos béticos —“prebético” de Fallot— alcanzaron una parte, la meridional, de nuestro país litoral y su coincidencia con los rumbos ibéricos es responsable de la complicación tectónica de zonas como la de Sagunto.

La razón de la curvatura del golfo de Valencia reside fundamentalmente en las alineaciones descritas, bien que los “óvalos mediterráneos” de los viejos geógrafos tengan algo que ver con los fenómenos de hundimiento waláquicos, múltiples fracturas del Paleozoico-Trías desde Sagunto a Miravet y del Urgoniano de los macizos septentrionales.

La penillanura de edad pliocena superior —al decir de Brinkmann— fue fragmentada o desplazada por flexuras y fallas “tal vez entre la época pliocena y la pleistocena” (fase waláquica), lo que parece concordar con la fase “alpino tardía” que asigna Sos. Desde la desembocadura del Ebro, por Castellón, hasta Sagunto, se reconoce un sistema de fallas recientes, mediante

las cuales la pleniplanicie del Plioceno superior desciende en escalones hasta la orilla del mar o queda sepultada por los aluviones cuaternarios litorales. La gran plataforma urgoaptiense de la Muntanya Grossa, casi horizontal, muestra considerables pliegues laxos anticlinales de rumbo E.-W., buzando a S. o N. (Sos, p. 607), pero sus bordes están afectados por fracturas NNE. que descienden hasta el Mediterráneo (Brinkmann, 1962, p. 297). El aspecto morfológico de estas fracturas más recientes que los plegamientos (Hahne) milita también en favor de una edad plio-cuaternaria, en relación con la formación de la actual cuenca mediterránea (Brinkmann, p. 298). Las montañas de Cabanes (Serra de les Santes, por ejemplo) se interrumpen rápidamente por fallas hacia la costa. Al NW. de Oropesa se intercala en el paisaje, todavía más elevado, un sinclinal laxo del Aptiense, el cual, no lejos de la población, corta el valle de Oropesa. El peñasco del castillo es de nuevo del mismo roquedo (Hahne, p. 33); cerca de Oropesa Vella aparecen pliegues mucho más apretados. Los montes de Benicàssim acusan fallas paralelas a la Sierra del Desierto, con rumbo NE.-SW., dando como resultado bloques que buzan al interior; el acantilado correspondería a un plano de falla (Sos, p. 592). En la región montuosa de Sagunto, finalmente, la falla costera se disocia en una serie de dislocaciones antitéticas que, al borde septentrional de la llanura valenciana, cambian su rumbo SSW. por SW. y W. (Brinkmann, 1931, p. 144).

Costas acantiladas y costas bajas se oponen según lleguen o no las formaciones orográficas al mar. En el primer caso, el buzamiento influye en la forma del cantil, pero no demasiado en su retroceso. Lo principal es la proporción de roca expuesta (*cutting back*) al nivel del mar (Williams, p. 11). Precisamente los estratos se presentan a menudo buzando hacia las aguas, con lo cual su resistencia es mayor; por ejemplo, en el sector Alcocebre-Torre Almadum. Ya en la torre, los potentes bancos buzan al S. primero, luego son casi horizontales y posteriormente se inclinan al E., con intercalaciones muy complicadas a gran presión. El espolón de Peñíscola, de tectónica difícil, aunque Sos lo considere "un retazo de flanco de anticlinal que buza a S., con línea de fractura principal que pasa a su N. y rumbo W.-E." (p. 608), parece buzar hacia el interior, mejor como rama de un sinclinal, aserto que confirma la fuente artesiana que allí existe. En la "Escalera del Papa", en cambio, se repite el buzamiento hacia el E.

LOS VIENTOS Y LAS CORRIENTES

Las mareas, el viento y las corrientes son los principales actores en los procesos evolutivos litorales actuales, pero las primeras carecen de influencia en las costas que estudiamos. Según observaciones recientes (Margalef-Herrera, 1961) las fluctuaciones máximas de la marea no sobrepasan los 50 centímetros y ni siquiera la pleamar normal rebasa muchas veces los 15 centí-

metros sobre el nivel medio, ni las secas los 20, por debajo. Como los valores fuertes positivos coinciden con vientos del primer cuadrante y los negativos con los del tercero, y los primeros producen oleajes, mientras que los segundos no, resulta que la influencia morfogenética mínima de las mareas queda enmascarada por la global del oleaje. El nivel mínimo medio suele darse en febrero (más de 10 % vientos del tercer cuadrante) y el máximo medio en octubre.

Los vientos dominantes. — Para estudiar este primordial factor, responsable de la casi totalidad de los procesos litorales, disponemos de las observaciones de cinco estaciones muy bien situadas: Vinaroz, Castellón, Puerto de Castellón, Valencia (Centro Meteorológico) y Puerto de Valencia. Por la dificultad de reunir tan dispersos datos y ante la desigualdad de las series, me he ceñido al período de catorce años comprendido desde 1949 a 1962, excepto para el observatorio de la ciudad de Valencia, en que, para eludir las anomalías que han determinado los altos edificios construidos recientemente en sus inmediaciones, he adoptado el período 1945-58, atribuyéndole el mismo valor. Dejo para ulterior estudio la dinámica de la circulación aérea en relación con los factores geográficos y climáticos o tipos de tiempo.

FRECUENCIA ANUAL MEDIA DE LOS VIENTOS

SEGUN SUS DIRECCIONES (EN %)

(1949 - 1962)

ESTACION	N.	NE.	E.	SE.	S.	SW.	W.	NW.
Vinaroz	16'3	19'5	17'3	6'9	4'5	2'8	12'9	19'8
Castellón	11'4	17'0	23'4	11'8	9'7	8'1	12'3	6'3
Puerto Castellón ...	5'4	13'3	26'4	15'2	13'8	6'4	12'5	7'0
Valencia	6'8	14'7	23'2	9'6	6'3	10'7	22'2	6'5
Puerto Valencia ...	4'4	30'2	6'0	16'1	1'1	24'2	7'3	10'7

Como los vientos procedentes del interior apenas nos interesan en relación a las mutaciones costeras, se destacan los que provienen del primero y segundo cuadrantes. El predominio oriental en Castellón y su puerto y en Valencia, lo mismo que el del viento de NE. en Vinaroz y puerto de Valencia obedecen a las brisas estivales marinas, cuyo registro es sólo diurno, por lo cual desaparecen los terrales. En las dos estaciones de Castellón y en la urbana de Valencia no son despreciables tampoco los vientos de componente NE. (15 % ca.). Lo mismo podría decirse del viento oriental en Vinaroz; en cambio, en el puerto de Valencia, por razones aún no estudiadas, es de los más raros (6 %). El mecanismo de la brisa teóricamente debería proporcionar flujos perpendiculares al litoral o sólo ligeramente desviados hacia la derecha, pues la fuerza de Coriolis queda contrapesada por el rozamiento en las capas inferiores. Según esta ley, las direcciones teóricas deberían ser: Vinaroz, ESE.; Castellón, ESE., y Valencia, E., las cuales no

coinciden plenamente con la realidad por influencias locales, sea del emplazamiento de los aparatos, edificaciones, corrientes superiores de compensación, etc.

Los vientos del SE. —llebeig lluviosos, temporales de levante— se mantienen en los diversos observatorios con una frecuencia entre 7 y 16 %, sensiblemente inferior a los anteriores. El del mediodía tiene alguna beligerancia (14 %) en el puerto de Castellón, mientras que en el de Valencia es anulado totalmente por su coincidencia con la alineación litoral, a beneficio del SW.

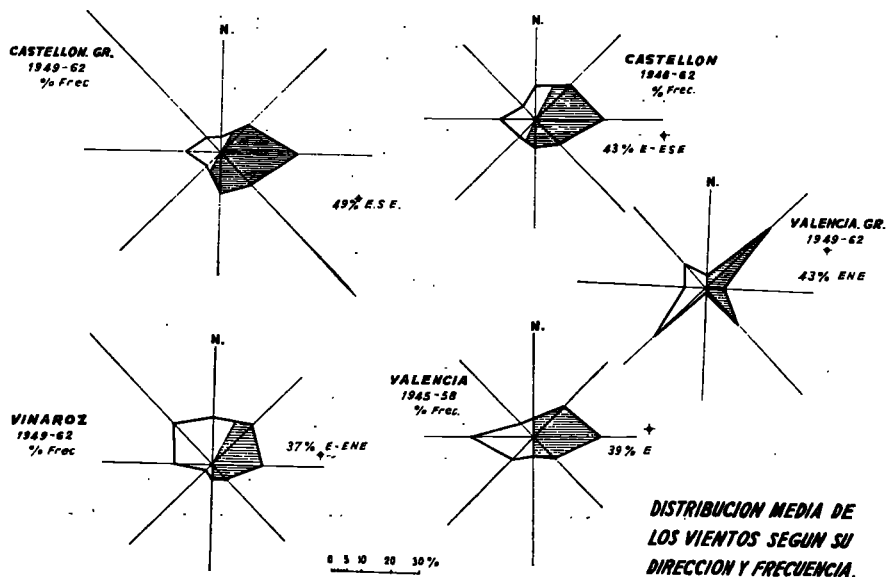


Fig. 3

En el gráfico 3 se han dibujado los polígonos de frecuencia de vientos en cada una de las estaciones, de acuerdo con los datos tabulados, destacando los de posible influencia en la morfogénesis costera. Se ha hallado, por medio del cálculo gráfico aproximado, la resultante de estos últimos, la cual —de ser igual su respectiva fuerza— proporcionaría una idea exacta de su actuación. Tales resultantes, como se puede observar en el mismo gráfico, son todas muy próximas a la dirección E.: Vinaroz, 37 % E.-ENE.; Castellón, 43 % E.-ESE.; Puerto de Castellón, 49 % ESE.; Valencia, 39 % E.; Puerto de Valencia, 43 % ENE.

Si el viento veraniego del NE. podría considerarse en cierto modo como "alisio" (Kunow, f. 37), los del W. y SW. de invierno y primavera forman parte de los contralisios, cuyo dominio llega precisamente hasta alrededor de los 40° de latitud. En una tabla que se inserta en el siguiente párrafo se

puede observar el predominio estacional de los vientos del NE. en el semestre central del año y de sus antagónicos del SW. en el primero y cuarto trimestres, períodos en los cuales no deja de tener importancia el NE. Los días de viento fuerte —más de 15 m/seg.— pasan poco de uno o dos por año, siendo propios de los meses de transición, sobre todo marzo (Cf. Kunow, tabla XIX).

Vientos prevalentes.— Bien que sea alterando algo la nomenclatura sajona (Williams), reservamos este calificativo para los vientos más importantes en fuerza o velocidad, abstrayendo de su frecuencia. Las estadísticas al uso no siempre permiten su delimitación, pero una larga elaboración de los documentos originales ha permitido clasificar las tres observaciones diarias de los cinco observatorios en cuatro grupos fundamentales: *Calma* (0'0-1'0 m/seg., 0'0-3'5 Km/h.), *flojos* (1'1-6'0 m/seg., 3'6-21'5 Km/h.), *moderados* (6'1-15'0 m/seg., 21'6-53'9 Km/h.) y *fuertes* (más de 15'0 m/seg., más de 54 Km/h.).

PORCENTAJE DE LAS MEDIAS DE VELOCIDADES
DE LOS VIENTOS

(1949 - 1962)

ESTACIONES	Vinaroz	Castellón	P. Castellón	Valencia	P. Valencia
Calmas	59'9	46'0	24'8	27'7	18'5
Flojos	33'5	49'6	67'4	59'3	65'7
Moderados	6'5	4'3	7'7	12'7	15'3
Fuertes	0'1	0'1	0'1	0'3	0'5
	100'0	100'0	100'0	100'0	100'0

Los vientos fuertes tienen origen preferentemente interior (SW., W. y NW.), por lo que las tres estaciones últimas, menos defendidas por las sierras, registran los mayores porcentajes. Los puertos acusan menos calmas que el interior, pues la exagerada cifra de Vinaroz parece debida a las deficientes observaciones; en los flojos se equiparan perfectamente los dos puertos. Si los dos primeros grupos pueden atribuirse al mecanismo de la brisa, pocas veces ésta alcanza el grupo tercero y los registros de éste y del último grupo corresponden a perturbaciones más amplias. De los vientos de mar a tierra, el más poderoso, SE., se relaciona con las tormentas del golfo de Génova —gota de aire frío— y golfo de Lion (gráf. 4).

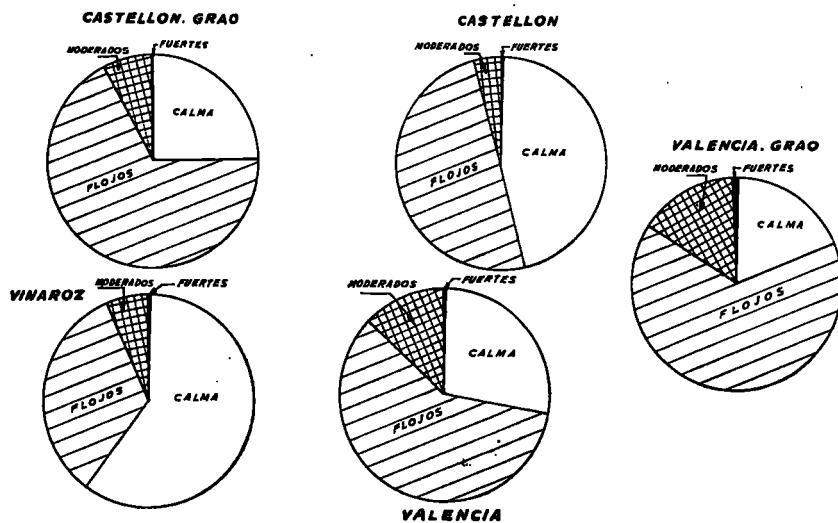
Para los dos puertos de Valencia y Castellón* se dispone de material más detallado, relacionando direcciones y fuerza:

* Gracias a la amabilidad y colaboración de don Enrique Sancho, he podido obtener y tabular los datos del Observatorio de la Junta de Obras. Los del Puerto de Castellón han sido elaborados y publicados en su mayor parte por el Instituto de Investigación Pesquera (Laboratorio de Castellón). V. Bibliografía *in fine*.

FRECUENCIA DE LOS VIENTOS SEGUN DIRECCIONES Y VELOCIDAD (%) EN LOS PUERTOS DE VALENCIA Y CASTELLON

(1949 - 1962)

	Calma	Flojo	Moderado	Fuerte	Calma	Flojo	Moderado	Fuerte
N.	0'9	2'8	0'7	—	1'0	3'3	1'1	—
NE.	3'0	21'5	5'5	0'2	2'0	8'5	2'7	0'1
E.	0'7	4'1	1'2	—	6'4	18'7	1'3	—
SE.	2'2	12'0	1'9	—	3'7	11'3	0'2	—
S.	0'5	0'6	—	—	3'8	9'6	0'4	—
SW.	5'7	14'6	3'8	0'1	1'7	4'4	0'3	—
W.	2'2	3'9	1'1	0'1	4'7	7'3	0'5	—
NW.	3'3	6'2	1'1	0'1	1'5	4'3	1'2	—



FRECUENCIA DE LOS VIENTOS SEGUN SU INTENSIDAD

Fig. 4

No es necesario insistir, en el sector de la rosa que nos interesa, en las ya repetidas brisas, pero sí conviene destacar el papel de los vientos "moderados" del N., lo más variables a lo largo del año, y del SE. Las diferencias entre las dos tablas son considerables; sin embargo, su razonamiento se deja para un futuro trabajo. Evitando comentarios, pues las cifras resultan más elocuentes y precisas, se continúa la distribución trimestral en el observatorio del puerto de Valencia:

PUERTO DE VALENCIA: MEDIAS TRIMESTRALES (‰/‰)
(1949 - 1962)

	I					II				
	Calma	Flojo	Mod.	Fuerte	Total	Calma	Flojo	Mod.	Fuerte	Total
N.	2'8	7'9	2'8	—	13'5	1'5	5'0	1'2	—	7'7
NE.	5'3	34'0	8'0	0'5	47'8	9'0	75'1	20'0	0'9	105'0
E.	2'4	3'6	0'3	—	6'3	1'2	14'2	4'2	0'1	19'7
SE.	6'8	23'5	1'6	0'1	32'0	4'8	36'2	8'9	0'1	50'0
S.	1'3	1'6	0'2	—	3'1	1'1	0'8	0'2	—	2'1
SW.	20'4	52'2	13'2	0'2	86'0	7'9	18'7	6'3	0'4	33'3
W.	6'5	13'5	3'6	0'3	23'9	1'5	4'2	2'5	0'3	8'5
NW.	9'3	21'8	5'0	0'3	36'4	5'3	9'1	1'8	0'2	16'4
	54'8	158'1	34'7	1'4	249'0	32'3	163'3	45'1	2'0	242'7

	III					IV				
	Calma	Flojo	Mod.	Fuerte	Total	Calma	Flojo	Mod.	Fuerte	Total
N.	2'6	7'5	1'0	—	11'1	1'9	7'5	2'1	—	11'5
NE.	7'8	78'3	23'2	0'4	109'7	7'0	27'8	3'9	0'6	39'3
E.	1'5	17'2	6'6	0'1	25'4	2'1	5'2	1'0	0'2	8'5
SE.	3'0	34'5	7'3	0'2	45'0	7'5	25'2	1'2	—	33'9
S.	0'9	0'9	—	—	1'8	1'2	1'5	—	—	2'7
SW.	9'8	18'8	2'4	—	31'0	20'9	56'3	16'3	0'6	94'1
W.	4'3	4'2	0'5	0'1	9'1	9'1	17'2	4'3	0'3	30'9
NW.	8'0	11'7	0'4	0'1	20'2	10'5	19'2	3'9	0'5	34'1
	37'9	173'1	41'4	0'9	253'3	60'2	159'9	32'7	2'2	255'0

En la figura 5 se han obtenido las rosas de los vientos de los puertos de Castellón y Valencia, con arreglo a la efectividad real de aquéllos, multiplicando la frecuencia por la velocidad media del grupo. Los "Km/h.-frecuencia" —medida arbitraria, desde luego— permiten comparar con objetividad la fuerza del viento sobre la costa y su resultante, obtenida por simple composición de fuerzas, es de 645 de tales unidades y dirección E. 10° SE. y de 667'5 E. 22'5° NE., respectivamente. Lo cual no viene a desmentir, sino a valorar y matizar las deducciones que se obtuvieron de la gráfica 3 (frecuencias escuetas).

Los efectos inmediatos.— El viento actúa directamente transportando material sólido en suspensión a cortas distancias sobre la tierra o el mar, con más visibles consecuencias en el primer caso. Así ocurre, por ejemplo, en la playa de Benicàssim, donde en ciertas épocas del año con viento del SE. pueden verse dunas en germen sobre cualquier pequeño resalto, o las algas acumuladas detrás de todo obstáculo que mire al NW. Localmente puede que la existencia de la playa fina citada se deba a la protección por la Sierra de Oropesa de los vientos del N.

El transporte eólico es capaz de cubrir de arena algunas crestas de cordones litorales suficientemente alejados de la rompiente. Un viento de 40 Km/h. —no excepcional en nuestra costa— mueve 105 kilogramos de arena por día en un frente de un metro de anchura (Williams, p. 96). Las dunas constituyen una frecuente formación cuya presencia suele acompañar las playas arenosas e incluso algunas de grava, como puede verse en el mapa número 1. No es rara —inmediatamente al N. de Valencia, por ejemplo— la simultaneidad de verdaderas “dunas vegetales” sobre las anteriores. En algunos casos las dunas sobrepasan su altura usual de 3 ó 4 metros

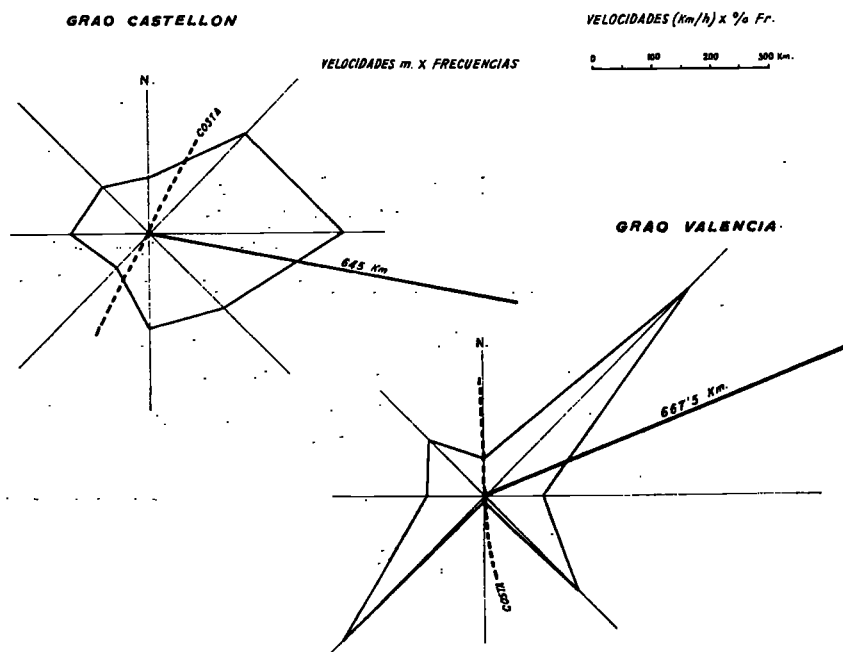


Fig. 5.—Rosa de los vientos calculada teniendo en cuenta la frecuencia e intensidad respectiva de los sectores. El trazo grueso presenta su resultante.

por recubrir un núcleo extraño de naturaleza rocosa: es el caso del S. de Alcocebre y del promontorio de Oropesa, donde el Cretácico de la Torre, que se prolonga hacia la playa tombólica, es recubierto en parte por las arenas que proceden del S.

En la actualidad o en pasadas épocas es posible que el transporte eólico se haya extendido a dominios más interiores que la estricta banda litoral, pues encontramos a varios kilómetros adentro suelos con fuerte proporción eólica. (Alrededores de Torreblanca-Cabanés.)

Las olas. — Al considerar el oleaje, principal consecuencia de los vientos, hay que fijarse en especial en las olas prevalentes por su intensidad, ligados

por tanto con los vientos más fuertes, bien que no sean los más reiterados. El oleaje de un solo día del año es posiblemente más eficaz —para construir o destruir— que el de los restantes 364 días, si les aventaja en un margen notable de fuerza. Interin no se hayan hecho más cuidadosas medidas, nuestras observaciones durante algunas tormentas del SE. o ESE., con vientos de alrededor de 40 Km/h., dan los valores aproximados que siguen: Altura de ola h (vertical entre cresta y valle) de unos 5 metros como máximo; longitud de onda $\lambda = 30$ metros. La fórmula h/λ nos proporciona la *profundidad* de las olas y $\lambda/2$ nos indica que su profundidad crítica es de 15 metros, es decir, el límite de la posible acción del oleaje en profundidad. La fórmula

$$c = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}$$

da una velocidad c de 6'8 m/seg., pero como disponemos de alguna observación del período t (intervalos en los golpes de mar en el muelle de Penfscola), de unos 6 segundos, $c = \lambda/t$ nos da más simplemente una velocidad algo menor, de 5 m/seg., muy inferior a la del viento a la que tendría que asimilarse teóricamente si soplara constantemente durante muchas horas.

El *fetch* de las costas que se están estudiando abarca hacia el NE. unos 900 kilómetros, coincidiendo con los vientos prevalentes. El oleaje debido a los vientos predominantes, pero flojos —brisa, sobre todo—, perpendicular a la costa, tiene menos consecuencias geomórficas.

No siendo el oleaje más importante paralelo a la costa, tiene interés analizar sus efectos. En la fig. 6 el frente o crestas de las olas CC' forman un ángulo ϕ con la playa, fenómeno que ocurre con la brisa fuerte de algunos sectores y con las tormentas del NE. y ENE. Las olas viajan en dirección SS' y sufren una refracción por falta de profundidad al aproximarse a la costa, siendo retrasadas en su tramo CV e incurvándose el frente SRV con direcciones divergentes SS' , RR' y VV' ; como consecuencia, la ola vista desde la playa parece ser siempre paralela (Williams, p. 67). Mar adentro de la línea de rompiente (*plunge line*) se producirá

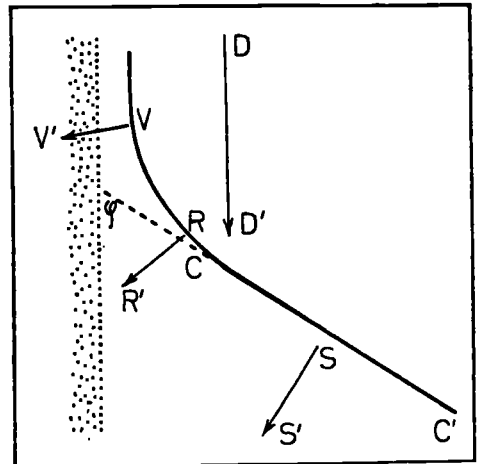


Fig. 6.—Deriva producida por el más ordinario oleaje oblicuo. VCC' = frente o cresta de la ola; DD' = sentido de la deriva. (Ver texto).

una deriva DD' , debida a la descomposición de la corriente de fondo no absorbida por la inercia de los materiales. También la descomposición de fuerzas en el aire puede originar directamente la corriente superficial. Con una oblicuidad de $\varphi = 10^\circ$ y fuerte rompiente la corriente litoral puede alcanzar varios nudos (Guilcher). Davis recalca que la energía causada por la refracción se concentra en los cabos que se mantienen limpios, mientras disminuye en las ensenadas donde la acumulación da lugar a playas.

El oleaje actúa en los bajos acantilados —pie de la Muntanya Grossa de Hirta, por ejemplo— proyectando materiales de diversa masa. En la citada plataforma pueden verse restos de conchas y pequeñas chinias; las olas han barrido a veces la primera parte de la plataforma muy semejante a una rasa, al final de la cual se acumulan los derrubios gruesos. Las crestas o cordones de grava son prueba de un proceso de clasificación horizontal debido al oleaje: en lo alto queda el cascajo y la arena en la parte baja. Los niveles altos de la cresta —hasta 3 m.— obedecen a la “explosión” de las rompientes. (Williams, p. 16.)

La barra sumergida (*offshore bar*) se presenta infaliblemente en las playas después de un régimen de viento constante, e. d., trenes de olas permanentes y falta de mareas. Tales barras, bien conocidas por los bañistas de las playas del N. de Castellón hasta Benicàssim, y que he observado también cerca del delta del Mijares, son estables mientras no cambien las condiciones del oleaje o en períodos de calma, pero una variación de altura en las olas hace desplazar la barra, siempre coincidiendo con la línea de rompiente en voluta (*plunge line*).

Las corrientes litorales. —La mayoría de las producidas como efecto de la circulación aérea general no pasan de la velocidad de un nudo, por lo que no pueden causar más que un modesto transporte, sin olvidar además que a menudo son compensadas por contracorrientes estacionalmente alternas. Sin embargo, en el Mediterráneo (Nielsen, 1912), y, desde luego, en las costas valencianas, se acusa con preferencia una circulación en sentido inverso a las agujas del reloj. Ocurre relacionarla, a primera vista, con el comportamiento ciclónico de la cuenca mediterránea occidental en que el mar balear parece actuar como un centro depresionario en invierno y anticiclónico en verano (Schieth-Kries, mapas). Confirman tal suposición las experiencias con flotadores llevadas a cabo por Suau y Vives en 1955, las cuales demuestran una circulación NE.-SW. en la mayor parte del año y SSW.-NNE. en los meses de mayo y julio. Tal particularidad hace extender la corriente usual no sólo a la depresión invernal, sino también a todas las corrientes de perturbación ciclónica de estación intermedia, para las cuales el mar balear es encrucijada de paso (Butzer, 1960).

La corriente general longitudinal ha contribuido a alinear los aportes fluviales, excepto en pequeños deltas, y se reconoce patentemente en las acumulaciones al N. de los modernos diques, fenómeno que ya notó Carrasco

en 1865, con motivo de la ampliación del puerto de Valencia. Otra constatación menos espectacular, pero tal vez más aleccionadora, proviene de las escorias y refractario de los Altos Hornos de Sagunto; fragmentos de ladrillos de revestimiento se encuentran en proporción decreciente desde el vertedero hasta la playa de Puzol, unos 10 kilómetros al S.; en algunos puntos son tan abundantes (gola de Bernat), que son recogidos en montones sobre el cordón para utilizarlos en modestas edificaciones.

Resulta difícil delimitar los efectos de las corrientes generales o de las locales que puedan determinarse, en particular por la refracción del oleaje, pues generalmente se sumarán sus acciones. El afloramiento o *upwelling*, de tanto interés para la riqueza planctónica (Rodríguez-Roda, 1952), carece de importancia morfológica. Otra cosa habría que decir de las corrientes profundas de compensación que se originan cuando soplan fuertes vientos de tierra (W., NW.), las cuales contribuyen a la preservación e incremento de las playas.

Un pequeño detalle morfológico podría afianzar la importancia de la corriente longitudinal. Al N. del Grao de Castellón, frente a la gola Plana, un bajo alargado en sentido ENE, a —4 metros, denominado Entina de l'Estany, determinó la desviación de la corriente en profundidad, la cual ha excavado un considerable entrante en la isobata de —5 metros. Cabe la posibilidad, asimismo, del resultado de la convergencia de las olas a causa del mismo obstáculo.

Las numerosas albuferas desaguan por boquetes llamados *goles* (sg. *gola*)*. Entre Valencia y Sagunto se cuentan más de veinte; en tres de las primeras (acequia de Vera, gola del Carraixet y gola de la Marquesa) se nota claramente la desviación hacia el S. El fenómeno se repite a menudo, por ejemplo, en la playa de Chilches (lám. III, fig. 2), donde han interferido los efectos de avenidas y corriente longitudinal (fig. 7). La gola del canal de Vall d'Uixó se ha desviado de tal manera que las obras para facilitar la evacuación se han cegado e inutilizado totalmente.

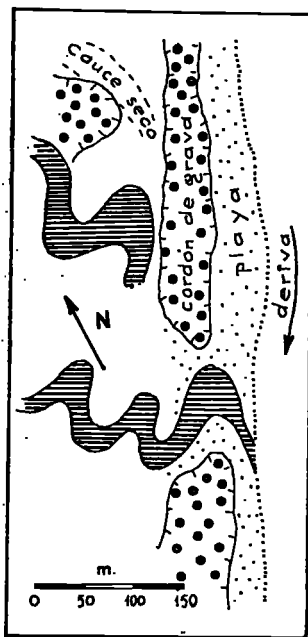


Fig. 7.—Efecto del oleaje y la deriva en las pequeñas desembocaduras de playa. (Chilches).

* Antiguamente se llamaron en catalán —como en la Provenza— *graus*, pero esta voz hoy se reserva para los viejos embarcaderos y algunos puertos de la costa valenciana.

LA EVOLUCIÓN DEL LITORAL

Efecto geomórfico de las desembocaduras y aportación fluvial. — Las calas de hundimiento descritas por Penck están ausentes del litoral valenciano septentrional, pero las ramblas profundas que cortan en algunos puntos el glacis pedemontano —N. de Alcocebre, N. de Vinaroz— pueden determinar caletas reducidas, con arena y guijarros. La acumulación de arena e incluso de grandes canturrales en cualquier inflexión es ley en toda la costa, excepto en los tramos acantilados de aguas profundas.

Las aportaciones fluviales tienen decisiva importancia en la evolución costera por su considerable volumen, que constituye la principal fuente de los materiales de playa. Si calculamos en un 2 % del caudal la proporción sólida del mismo, el Ebro arroja 380 millones de toneladas métricas de aportes sólidos por año (cifra muy inferior, sc. Deffontaines, 1951), y el Mijares 8 millones, o posiblemente menos, por las fuertes sangraduras que sufre para el regadío. Los restantes ríos, pese a su escaso caudal, no son desdeñables por su carácter irregular de típicas avenidas mediterráneas.

La prominencia del delta del Ebro tiene fácil explicación en su enorme caudal sólido, capaz de contrarrestar y superar derivas o temporales y de constituir un destacado delta submarino. Parte de los aluviones, en especial los más finos y suspendibles, son arrastrados por las corrientes meridianas y depositados hasta la latitud de Benicarló, e incluso más al sur. El río de la Sènia apenas tiene más que un ligero delta submarino, subrayado por la isobata —10 metros. Bastante más considerable es el avance del río Segarra o de San Miguel, cuyo sencillo delta de gravas y cantos presenta la característica superficie convexa hacia el interior.

Los deltas del Mijares, Palancia y Turia representan con toda probabilidad mucho más que lo que les corresponde por sus entrantes en la línea del mar, pues han contribuido antes a rellenar sus respectivas depresiones o fosas y estuarios. El primer delta es bastante más acusado de lo que a primera vista pudiera pensarse (mapa 1), pues arranca desde el Lluent de Castellón (lat. 40°), hasta los alrededores de Burriana. "La fase senil de La Plana" (Sos, p. 597), e. d., el aluvionamiento intensivo, ha camuflado su apariencia triangular (lám. IV, fig. 1). El delta del Palancia, desde luego el menos apreciable, llega a alcanzar potencias de 60 y 100 metros (Dupuy, h. 668, p. 48), superadas por el del Turia, cuya prominencia desaparece absorbida por la curvatura del golfo.

La acumulación costera. — Los deltas meridionales pueden ser considerados en cierto modo como uno solo, o mejor como parte integrante del extenso glacis de piedemonte de origen pleistoceno, más ciertos detalles cumulativos han cambiado y van cambiando. Algunos testimonios de los clásicos han sido utilizados reiteradamente (Schulten, 1927 y 1959; Jessen, 1927; Brinkmann, 1931) como argumentos en pro de considerables muta-

ciones. Polibio (3, 97, 6) dice que los Escipiones sentaron un campamento cuarenta estadios (7'7 Km.) al N. de Sagunto, en un lugar apropiado para ser aprovisionado por mar. El "Templo de Venus" de Almenara corresponde a un hallazgo ochocentista que posiblemente no es más que un sepulcro; la navegabilidad de los actuales Estanys en aquel período no es tan discutible como el supuesto avance (Schulten) de la costa en dos kilómetros. Polibio, además (120 a. C.), daba como distancia de Sagunto a la costa siete estadios (1'3 Km.); Plinio (Nat. Historia, 3, 20), que utiliza una fuente del tiempo de Augusto, da la cifra de 3 millas (4'5 Km.). Hoy la distancia es de 5 kilómetros, pero las diferentes mediciones de Polibio y Plinio son incompatibles, pues en un siglo no puede el litoral haber crecido 3'2 kilómetros. En cambio —dando razón a Polibio—, una variación de 3'7 kilómetros en 2.000 años parece totalmente lógica a Jessen. Valencia está casi en el mismo caso, pues Plinio señala tres millas de distancia, que se habría incrementado algo hoy (Jessen, c. 244). Probablemente, sin muy estricta compulsión con la realidad, Brinkmann (p. 415) da por cierto tal avance de 4 ó 5 kilómetros para los deltas del Turia y Palancia y de 2 kilómetros para los trayectos intermedios.

Hechos de acumulación más modernos y bien comprobados se encuentran a todo lo largo de la costa estudiada. Empezando por el N., se halla, apoyada sobre el dique oriental del puerto de Vinaroz, iniciado en 1864 como posible salida marítima de Aragón (Muga, p. 18), una playa arenosa de sedimentación reciente, menos considerable que la que encontraremos en análoga posición en otros puertos. Algo más al S., la costa de cantil medio de La Barbiguera o toda la comprendida entre la Punta de la Carrasca y la dels Cossis, está regularizada por pequeñas playas que se intercalan entre los salientes de conglomerado cuaternario.

El muelle de Benicarló, por su orientación casi longitudinal y no tener ninguna desembocadura en su proximidad, apenas se vio afectado por la acumulación. Unos 300 metros al S., en cambio, se presenta bajo su protección el avance arenoso de Punta de les Barraques. El cantil de la costa occidental del puerto de Peñíscola sigue hacia el N. perpendicularmente a la playa, indicando un antiguo litoral mucho más retrasado, anterior al tómbolo. En los alrededores de Alcocebre, una playa arenosa cumulativa, bastante amplia, ha regularizado una costa muy indentada y de acantilado medio sobre las brechas pedemontanas.

En torno a los Estanys d'Albalat o Ribera de Cabanes, que abarcan unos 14 kilómetros de costa, se encuentran nada menos que seis torres de defensa y un castillo, lo que podría insinuar para el siglo xv o xvi una mayor accesibilidad a los desembarcos (boca más ancha, barra incompleta, aguas más profundas, etc.). El cordón irregular de grava que, apoyado en el islote cretácico, cierra el frente de la Albufereta de Oropesa tiene cierto carácter reciente, tal vez debido al ataque de las tormentas. Para fomentar el naci-

miento de una playa arenosa en la urbanización turística de las *playetas* de Bellver ha dado el resultado apetecido por ahora la construcción de un reducido espigón orientado a WSW., o sea, normalmente a las más fuertes tormentas.

El crecimiento más espectacular corresponde a la playa N. del dique de Levante en Castellón, pues viene a formar un triángulo rectángulo cuyos catetos tienen 300 y 1.100 metros, aproximadamente. Al N. del espigón de Burriana se repite el fenómeno con la misma intensidad: la desembocadura de varias acequias queda ahora a 200 metros de la línea litoral. Desde que se inició, alrededor de 1905, el dique de Puerto de Sagunto, el proceso es análogo y el triángulo surgido abarca 12 hectáreas. La posición retrasada en que se construyó el faro de Canet, como precaución contra los embates del mar, es hoy un anacronismo.

El avance deltoide a la altura de El Puig tiene con toda seguridad raíces estructurales; por el contrario, de la acumulación en el *Grau* valenciano tenemos copiosas noticias. Las primeras obras ocuparon una ensenada al NE. de la boca del Turia, en el siglo XV, utilizándose un cargadero de pilotes de madera que había que alargar periódicamente, según se acumulaba arena. Un muelle de piedra, construido a finales del XVII, fue destruido por los temporales (Cavanilles, I), y la verdadera obra empezó en 1792. Como consecuencia, las arenas del Cabañal se han internado, por lo menos, unos 300 metros, y las de Nazaret —con alternativas—, unos cuatrocientos. Desde los planos de Cavanilles (fin del XVIII) a esta parte, el progreso al N. habrá sido de 200 metros, y al S., de unos 150. Los aportes del Turia constituyen un problema de dragado continuo para el puerto, lo cual indica que no todas las corrientes son de N. a S.

Ataque y retroceso de la costa. — El mismo recorrido de N. a S. puede aplicarse a las zonas donde el mar conquista tierras. En los últimos 150 años, el delta del Ebro, como el del Llobregat, han experimentado avances y retrocesos considerables, por ejemplo en Buda (Solé, 1962, p. 141). En la actualidad, el gancho del sur, después de muchos años de crecimiento, parece estar en regresión. La amenaza del mar en el poblado pesquero de Casas de Alcanar ha determinado el proyecto de un dique protector. Cavanilles observó en la costa de Vinaroz a Benicarló que las olas, al batir en el acantilado medio, producían "excavaciones y cuevas, cayendo después al agua por su propio peso masas considerables. Mientras que éstas permanecen allí caídas, sirven de parapeto a las furias de las olas, y defienden por algún tiempo la porción con la cual estuvieron unidas; pero, cediendo en fin, quedan expuestas a igual suerte las que en otros siglos existieron sin riesgo, y de este modo va haciendo el mar lentas conquistas en la costa..., el mar se extiende aquí sobre la antigua tierra, y recompensa de algún modo las conocidas pérdidas que hizo entre Murviedro y el cabo de San Antonio. No quedan monumentos para calcular las pérdidas que la tierra

hizo en estas costas septentrionales, pero deben ser considerables; porque el depósito endurecido, cuyos cortes se presentan hoy día contra las olas, es de doce y más pies, sin que se descubran las capas inferiores. Igual fenómeno se observa entre Castelló y Benicasim, aunque en terreno de otra naturaleza" (Cavanilles, I, pp. 39-40). Se ha recogido la prolongada cita para recalcar los geniales atisbos de este geomorfólogo del siglo XVIII; poco hay que añadir. Al S. del río de Vinaroz parece existir algo de penetración, como efecto de su mínimo delta; en La Llavatera y La Barbiguera los ejemplos de avance por zapa se prodigan con abundancia de grandes bloques desordenados. Escollos y rasas incipientes dan fe del referido retroceso: Pedres de les Gavines, El Puntal (40°, 27'), hasta las Pedres de La Barbada, bajo a —7'8 metros frente a la rambla seca de Benicarló.

Entre los kilómetros 3'5 y 5 de la carretera de Benicarló-Peñíscola, y pese a varias obras protectoras ineficaces, el mar está a punto de tragar la vía construida en 1939 a suficiente distancia del mar, como para poder justificar la instalación de acequias a la otra parte y el asfaltado de aquella, hace unos años (lám. IX, fig. 1). Donde se ven las regueras inútiles, el suelo laborable aparece descavado directamente por el oleaje. Se puede pensar en el *ends effect* (remolino y refracción) de los muelles de Benicarló o en una rotura de equilibrio entre aportes y arrastres, al faltar los primeros por la desviación sufrida por las corrientes.

El delta del Segarra ha experimentado fuerte mordedura en el flanco que mira a levante, como atestigua el hecho de una construcción basilical de Capicorb —posiblemente del siglo XVI— que muestra sus contrafuertes corroídos por las olas (lám. VI, fig. 2); es seguro que tal construcción se debió levantar mucho más lejos de la orilla. El retroceso del flanco deltaico que mira al SE. puede comprobarse igual como reciente, por el cambio de lugar de las barracas de vigía. El inmediato caserío de Torrenostra fue protegido recientemente con un murallón de hormigón, el cual se ha hecho pronto inútil al construirse el malecón transversal hacia el S., dando apoyo a una nueva playa.

En la restinga de grava de la Ribera de Cabanes se aprecia moderno retroceso por haberse llevado el mar las casillas de vigía de los carabineros y las conducciones de la *gola* principal. Siguen los indicios en las cercanías de Torre de la Sal, donde quedan al descubierto, entre la arena, los limos rojos recubiertos de una capa negruzca de aspecto turboso. En el sector de alto acantilado, la Illa del Gos de Oropesa, así como Les Coronas, escollos al pie de Torre Renegada, parecen testimoniar algún retroceso.

Desde Benicàssim al S. "el mar hace nuevas adquisiciones" (Cavanilles, I, p. 51) a costa de un pequeño cantil de estratificación bastante irregular. En la inmediata playa de El Quadro, un antiguo puesto de carabineros (lámina IV, fig. 2) está siendo derrocado por las olas y aparecen entre la arena afloramientos de limos rojos con *Helix* o turbosos deleznales, pero muy

compactos, madurados, sin duda, tierra adentro en la ciénaga o sus vecindades (lám. V, fig. 1). Entre Castellón y la desembocadura del Mijarcs fue preciso construir una escollera en 1956, pues la mayoría de las viviendas de recreo edificadas hacia los años 1920 se venían abajo. Esta defensa se ha prolongado de manera más imperfecta en la parte S. del delta, ya que los alrededores de El Mas Cremat se han resentido considerablemente de las embestidas. Una casa de carabineros que distaba unos 40 metros de la costa (Carta Náutica de 1878) fue, hace un decenio, tragada por el mar; ha desaparecido el habitual cordón y parte de los cañaverales que suelen proteger inmediatamente los cultivos, en parte también afectados.

A partir de aquí —como observó Cavanilles— terminan los fenómenos que no son precisamente “hecho muy local”, como pretendió Sos (p. 596). No se ve, empero, una ley uniforme (exposición, terreno, cantiles, profundidad...) que aclare por ahora el porqué de la localización del retroceso o del crecimiento. La rareza de la erosión en el sector meridional excluye a los puntos más prominentes, como el faro del puerto de Valencia, cuya consolidación por su base oriental submarina constituye un serio problema.

Hasta aquí se han descrito procesos erosivos predominantemente mecánicos, mas no pueden olvidarse los de disolución que originan repetidas formas ruinosas. Los bufones o *bufadors* —es famoso el de Peñíscola— se repiten en plataformas de brecha, lo mismo que los hoyos de erosión quimioclástica.

Subsidencia y emersión.—Se recogerán separadamente los hechos, argumentos y testimonios en pro de una o de la otra, para intentar construir después una hipótesis lo más viable posible.

a) El gran glacis de piedemonte constituido por conglomerados brechoides, atribuidos al Pleistoceno medio, se prolonga en diversas localidades por debajo del actual nivel del mar. Tal fenómeno puede observarse con claridad al S. de Peñíscola, desde el río de la Sènia hacia Alcanar, N. de Torreblanca, etc.; es más, la falta de la citada formación en los litorales con playa, es, casi con seguridad, debida a una mayor subsidencia.

En el sector costero estudiado falta absolutamente cualquier clase de restos de rasas, *notchs*, playas levantadas o depósitos del Tirreniense (Pleistoceno medio y superior) marino. Los aluviones pleistocenos, por otra parte, según demuestran los sondeos, alcanzan cotas muy inferiores al nivel del mar, especialmente en dos ejes más o menos coincidentes con los ríos Turia y Mijares (Valencia, —150 metros), los cuales, si no son zonas de mayor subsidencia, deberían haber sido cuencas de fuerte erosión prepleistocena. La mordedura del glacis en forma de cantil medio por el oleaje, es un simple accidente en el conjunto del plano inclinado y buena parte de los bajos y escollos, restos del mismo. Uno de los escasísimos yacimientos fosilíferos que ofrecen tales cantiles (*playetas* de Bellver) da fauna continental

(*Helix, Melania* ?) en un afloramiento de limo consolidado sobre la brecha semiangulosa, al mismo nivel del mar.

Algunas de las abundantes marismas costeras obedecen a un simplificado mecanismo de transgresión flamenca, constitución de la restinga con o sin pequeña emersión y terraplenamiento interior más o menos completo por los aportes terrestres. La existencia de restos romanos en el fondo de La Marjalería de Castellón (Porcar) confirmaría la primera etapa del ciclo. Un cierto matiz de erosión marina que presentan varios cerros triásicos de menos de 50 metros de las proximidades de Almenara, tendría su justificación en una transgresión antigua y colmatado posterior.

La complicación que presenta la isobata —10 metros en ciertos sectores como los de Burriana, Peñíscola y entre Vinaroz y Benicarló, en el primero de los cuales se encuentra cascajo, coincide con probabilidad con una línea de arrecifes o lapiaces coteros de origen subaéreo, posiblemente tirrenienses. En la Olla de Benicàssim la isobata —5 se presenta normal y paralela a la costa a unos 450 metros de distancia, pero la —10, más complicada, hace una profunda inflexión digitada de más de 500 metros frente a las Villas y sigue frecuentemente fondos de cascajo. Tal hecho tiene la misma explicación probable que la línea de escollos profundos (—20 metros ca.) descrita por los submarinistas en las playas inmediatas del S. de Valencia, lo cual abonaría la hipótesis de una mayor subsidencia.

El proceso general de hundimiento que afectó la comarca litoral estudiada, empieza con las fracturas plio-cuaternarias en el bloque urgoaptiense (Hahne). Brinkmann (1931, p. 363) se inclina por una edad más reciente; en el Pleistoceno y Holoceno, la llanura valenciana se fue modificando intensamente por la epirogénesis y la erosión subaérea regresiva, mientras las zonas inmediatas a la costa se hundían lentamente, quedando cubiertas por grandes masas de grava y légamos de cerca de 100 metros de espesor. Los encajamientos fluviales favorecen la hipótesis de una elevación interior y de un hundimiento litoral. A la subsidencia “de la planicie valenciana parece corresponder una elevación de la región subbética plegada, como, en cierto modo, se puede comprobar en un corte transversal de los depósitos marinos pleistocenos de Alicante y Baleares” (Brinkmann, 1931, pp. 414-415). La considerable ganancia de tierra firme, la formación de lagunas o albuferas y la evolución de los tramos inferiores de los ríos principales inducen a pensar que en la época histórica se ha detenido el hundimiento o, por lo menos, es muy lento:

La plataforma continental se presenta muy estrecha en el Mediterráneo, salvo en excepciones como el golfo de Lion, las Syrtes y el golfo de Valencia, continuando las llanuras litorales por el que se interpreta como un gran depósito deltaico terminado en la *continental slope* o talud precontinental. El caso del golfo de Lion es atribuido por Bourcart a subsidencia (p. 106); en un mapa adjunto deja precisa y únicamente la zona de



Fig. 1.—Playa al N. del río de la Sènia. Conglomerado fino de matriz grisácea, endurecido por una costra superficial. Aflora dentro del cordón de grava.



Fig. 2.—S. del río de la Sènia. Labor de zapa en el conglomerado cuaternario moderno. Bloques desiguales descavados y playa inicial de grava.

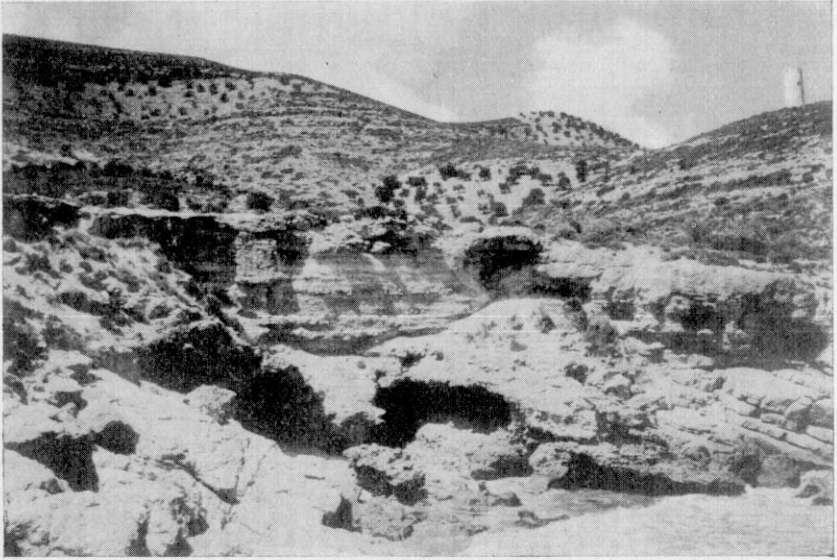


Fig. 1.—Caleta segunda al S. de Torre Almadum. Cauce fosilizado y exhumado que demuestra la sucesión de dos tipos de conglomerados. Compárese con el croquis núm. 2.



Fig. 2.—Formación deltaica superpuesta a los depósitos pleistocenos del N. de Benicarló (cerca de El Puntal).

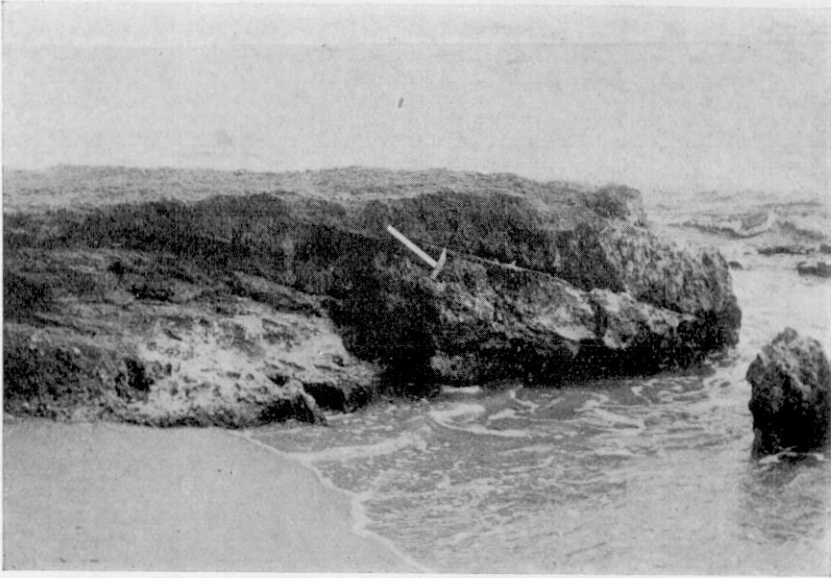


Fig. 1.—Duna fósil de color grisáceo, tal vez de la regresión Würm, recubierta de brecha roja lapizada, 1 Km. al S. de Torre de la Sal.

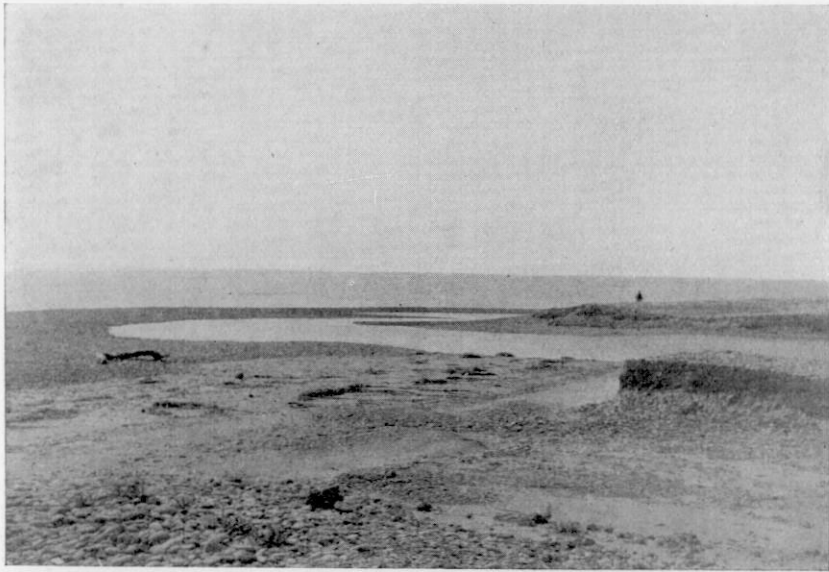


Fig. 2.—Gola o desembocadura de pantano, desviada hacia el S. por la deriva litoral (playa de Chilches). Comparar la fig. 7 del texto.



Fig. 1.—Desembocadura del río Mijares, vista desde el S. Barras de embestida, lagunas y playas de grava.

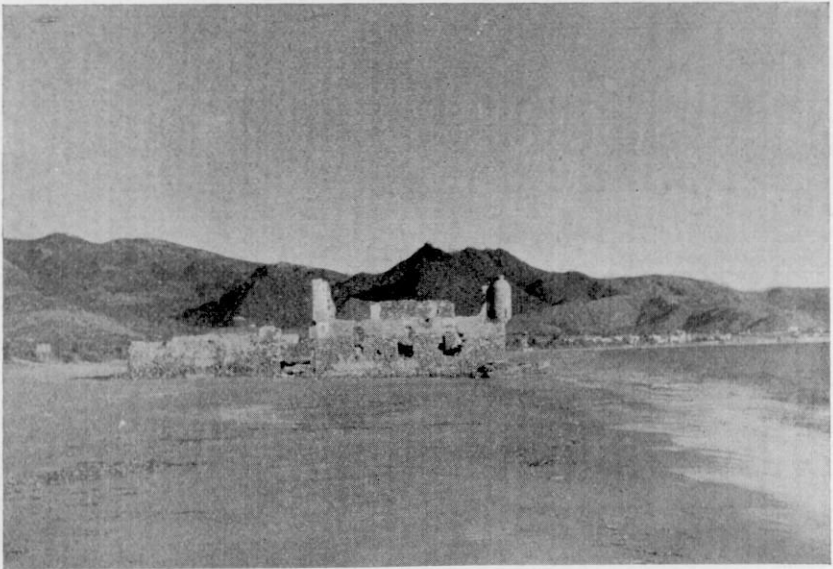


Fig. 2.—Playa de El Quadro (Castellón). Antiguo puesto de carabineros en vías de destrucción por el oleaje (noviembre de 1962).

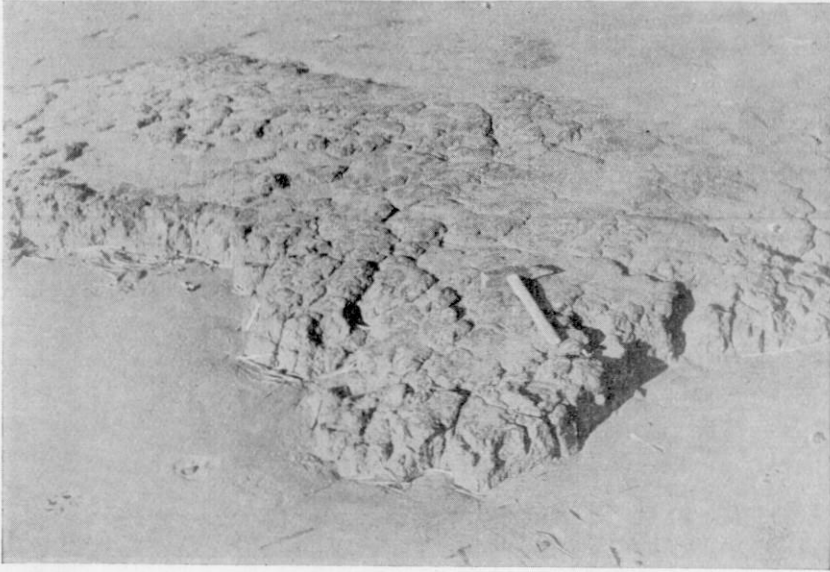


Fig. 1.—Playa de El Quadro. Afloramiento entre arena de limos turbosos compactos, madurados tierra adentro en el pantano.



Fig. 2.—Fragmentos de terraza, probablemente flamenca, en la playa de Puzol, entre un canturreal más moderno.

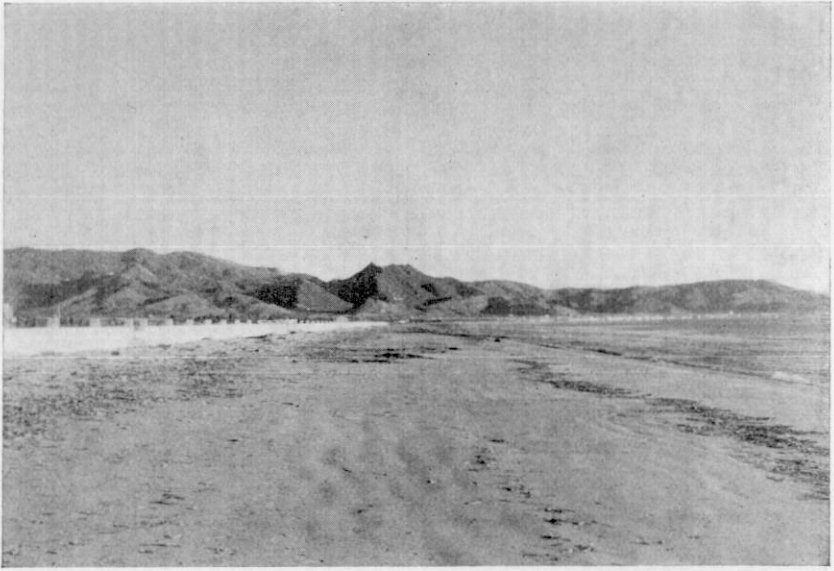


Fig. 1.—Playa muy poco accidentada, predominantemente arenosa al N. de Castellón hasta Benicàssim. Al fondo, sierras de Benicàssim-Las Palmas-Oropesa.



Fig. 2.—Capicorb (Delta del Segarra). Cordón de gravas escalonado. Los contrafuertes de la construcción basilical del fondo aparecen atacados por el oleaje actual.

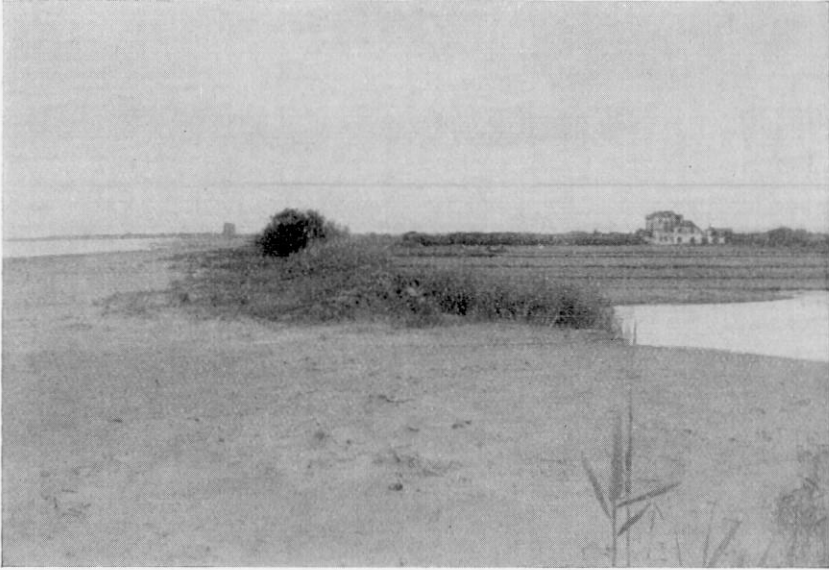


Fig. 1.—Alboraya. Residuos de la restinga arenosa, con pequeñas dunas que separan los arrozales de la playa.



Fig. 2.—Acantilados de la costa al N. del río Seco de Benicar'ó. Estructura deltaica, cortada en vertical a unos 25 m. de la línea de agua.



Fig. 1.—Inmediaciones de Torre Colomera (S. Oropesa). En primer término rasa sobre el conglomerado brechoide; en segundo, acantilado cretácico.



Fig. 2.—Costa de Alcocebre, vista desde Torre Almadum. Caletas no hidrográficas que afectan la cobertera pleistocena y el substrato. Obsérvese el contacto del glacis y montaña.



Fig. 1. — Carretera de Benicarló-Peñíscola. La acción del oleaje ha superado las defensas artificiales (gaviones) y está atacando ya el pavimento de la carretera asfaltada muy recientemente. (Foto obtenida en mayo de 1963).

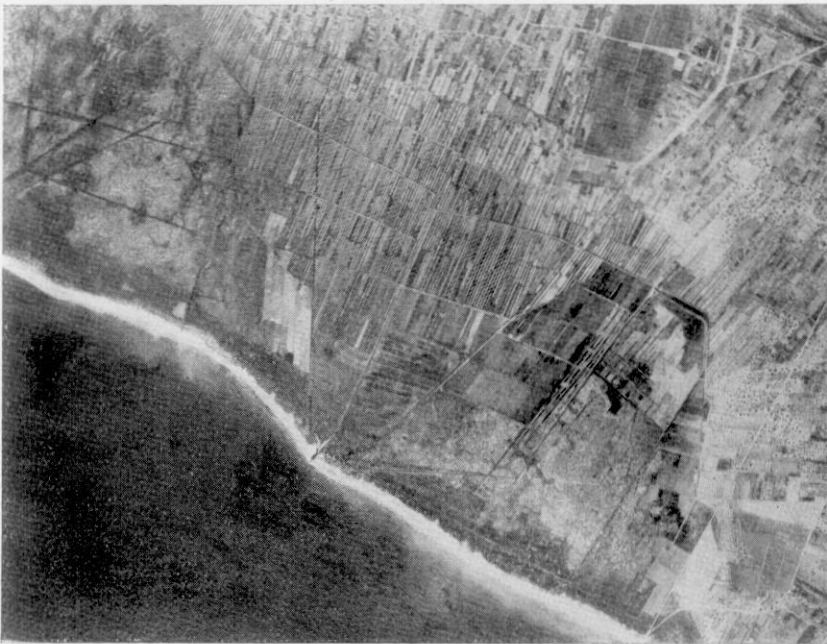


Fig. 2.—Vista aérea perpendicular de la Ribera de Cabanes y Prats de Torrelblanca, con la sucesión de playa, *prat* o arrozal, *marjal* y *solada*. (Foto de 1957. El N. queda a la derecha.)



Fig. 1.—Costa de Alcoebre-Peñíscola. La muntanya Grossa de Hirta cae verticalmente. Cantil de unos 40 m. al pie de la Torre Almadum, con oquedades de origen quimioclástico.

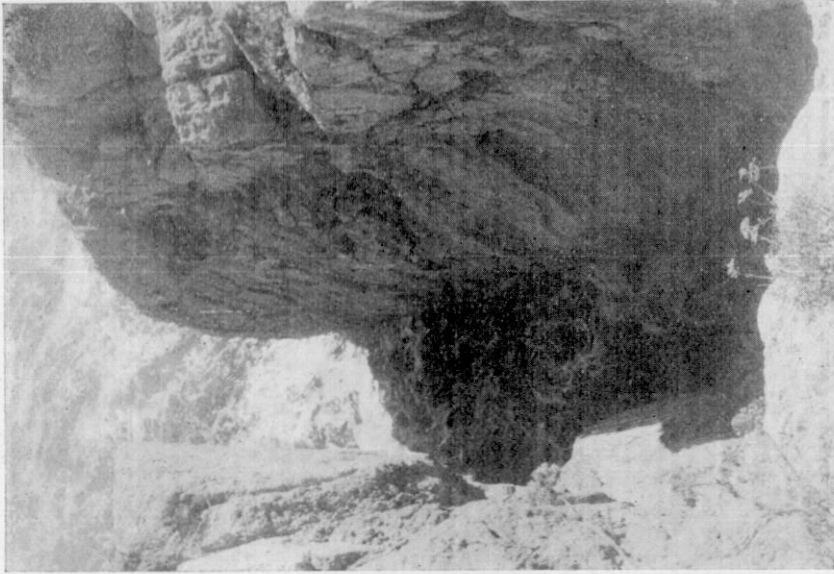


Fig. 2.—Al N. de Torre Colomera (Oropesa). Estrecha y profunda hendidura diaclasal, a modo de caleta, en la masa urgoaptiense.

nuestro estudio, pero no sería difícil imaginar una línea de fractura prelitoral jalonada por las Columbretes y que penetrase en la región valenciana por el N. de la ciudad desde el NE., área de máxima subsidencia. (Mapa 11.)

El contraste entre una sobreelevación progresiva del interior y el hundimiento parcial hacia el mar lo interpreta Bourcart como flexura continental: límite entre dos movimientos de sentido opuesto que, si puede hallarse tierra adentro, tiende a confundirse con el litoral.

b) Indiscutiblemente, las pruebas de un movimiento de emersión son pocas; buena parte de los argumentos anteriores para demostrar la subsidencia son pruebas negativas para la emersión (ausencia de rasgos tirrenienses, trazado "senil", continuación submarina de la formación fosilizante cuaternaria, etc.). De existir realmente los tres niveles de terrazas que refiere Sos al Mijares y Rambla de la Viuda a 2, 10 y 15 metros, nos encontraríamos ante una prueba de alternativas positivas y negativas en el nivel relativo del mar, pero la asimilación que hace de la segunda terraza con la "divisoria natural entre los terrenos de cultivo de secano y las huertas naturales y marjalería" no parece convincente, ya que se trata, al parecer, de un viejo acantilado marino, anterior al relleno de la marisma.

Según Brinkmann (1931, p. 351), posibles movimientos epirogénicos darían razón de la diversa altura y discontinuidad entre las costras o gonfolitas pleistocenas de la montaña y las de la costa, por lo que vemos que el citado autor elude la cuestión del eustatismo. Un argumento más consistente en favor de una emergencia, por lo menos postflamenca, se basa en la inexistencia total de calas, estuarios, rías o formas similares y en la presencia de deltas más o menos considerables que son incompatibles con una subsidencia importante. La emersión —o relativa estabilidad— puede justificar la patente tendencia a la regularización en los trazados costeros, sin que tal tendencia pueda exagerarse hasta postular al modo simplista de Johnson una futura costa rectilínea en el golfo de Valencia en avanzada fase de colmatación (Aranegui, 1938).

La reiterada presencia de albuferas litorales —que se analizará detalladamente en otro párrafo— sugiere *alguna* emersión por la dificultad que supone la formación de la barra o cordón longitudinal de cierre en la teoría clásica (Williams, p. 39). Este pequeño descenso del nivel marino, muy reciente, permitió el cierre de áreas de aguas someras con fuertes aportes dulces. Hoy encontramos *ullals* o fuentes subacuáticas que surten la Albufera de Valencia, los Marjals de Albuixec, Puig y de Puzol, entre otros. La estabilidad actual o ligerísima tendencia positiva ayuda al terraplenamiento, en el que la mayor parte corresponde al hombre: los antiguos pantanos interiores de Museros, Sant Nofre y La Madalena (entre Valencia y Puzol) de que habla Cavanilles (I, p. 131) han desaparecido. Al pie de las canteras de El Puig se encuentra abundancia de guijarros de playa; de no

ser transportados y como atestigua la vegetación residual de albufera, el terraplanamiento es reciente.

Dos últimos datos se refieren a un indicio bastante localizado, la existencia de dunas fósiles algo destruidas en las inmediaciones de la Torre de la Sal (lám. III, fig. 1), y la de fragmentos de terraza en la playa de Puzol (lám. V, fig. 2). Las eolianitas del primer caso, de color grisáceo, probablemente rissiensens, aparecen en un sitio cubiertas de brecha roja holocena y poco más al N. sin cubierta alguna. Los fragmentos de playa cuaternaria fósil quedan escasamente a 20 centímetros s. n. m. y están integrados por cantos variados de 3 a 15 centímetros de diámetro, englobados en una matriz de arena silíceo bastante gruesa. Su contextura y la altitud que ocupan permite su atribución a la transgresión flamenca.

En La Torre (NE. de Alboraya) se encuentran dentro del cordón de grava aterrazado, fragmentos de un banco conglomerado blancuzco; entre la gola de l'Estany y el Pas de les Egües (Almenara), un banco inicial, muy poco consolidado, a unos 50 centímetros sobre el nivel normal, está siendo atacado por el oleaje; en la playa de Chilches, finalmente, se encuentran fragmentos, ¿rodados?, de *Cardium* fósil englobados en matriz de textura fina y aspecto grisáceo, ¿flamenco? Alguno de estos detalles, si no todos, testimonian en favor de un pequeño o amplio margen de regresión.

c) En una provisional hipótesis de trabajo hay que destacar el predominio de la subsidencia cuaternaria, de un orden superior a los 60 metros, particularmente rápida durante el Pleistoceno y frenada considerablemente en el Holoceno, con posibles pulsaciones positivas, en una de las cuales parece que nos encontramos (Aranegui, 1938, p. 188). Los pocos indicios de emersión son recientes, aunque la exploración submarina pudiera ofrecer otros anteriores, pero de menor categoría que el gran hundimiento. Entre aquéllos habría que buscar los rasgos consecuentes a las alternancias glaciares.

Descartado el eustatismo como factor decisivo en la morfogénesis litoral, se ha acudido a la vieja teoría de los "óvalos" de hundimiento, relacionados con el vulcanismo y el relajamiento postalpino (Michel-Lévy, 1898). Fallas y fracturas del país litoral son atribuidas a la misma época y causa que los asomos basálticos vecinos, fenómeno que se repite en otras costas mediterráneas (Toscana, Argelia, Cerdeña; Aranegui, 1938, p. 187). Tal vez sea más viable atribuir buena parte de los fenómenos a la flexura continental, y, si acaso, a un juego de fractura y hundimientos plio-cuaternarios, continuación del paroxismo alpino. No sería difícil componer la primera y última teoría —sin contradecir la segunda—, haciendo hincapié en la descompresión y buscando grandes rectas jalonadas por asomos volcánicos, que no curvas.

La distribución actual de la gravedad acusa un déficit en las sierras béticas y otro menos notable en las cadenas ibéricas. Los movimientos

epirogénicos cuaternarios estarían en relación con dicho fenómeno, de manera que las zonas con defecto de masa tenderían al equilibrio por su elevación en bloque. De todos modos coinciden las terrazas cuaternarias costeras de Alicante con el eje de mínimas gravimétricas; en cambio, la fosa de hundimiento valenciana se halla dentro de un área de exceso de masa (Brinkmann, 1931, p. 426). El comportamiento epirogénico y orogénico de los bloques es independiente en unos de otros y su motivación hay que "buscarla a mayores profundidades que la infraestructura herciniana" (Brinkmann, 1962, p. 399). Al considerar el problema de las Columbretes, tendremos ocasión de volver sobre esto.

d) La turbificación, uno de los procesos más peculiares de los terrenos pantanosos, ha dejado abundantes huellas en nuestro litoral. Las condiciones de temperatura no impiden el proceso en la actualidad, como se desprende de la turbificación *actual* en el delta del Ebro; por ello, hay que buscar otras razones a su interrupción en las turberas más meridionales en contra de las que dan Meseguer-Templado (hoja 616, p. 44), puramente térmicas; la proporción de cloruros, nivel, tranquilidad de las aguas pueden dar la clave. Los *Sphagnum* vegetan al nivel del agua y, por tanto, siempre a una altura igual o superior a la del mar.

Los yacimientos explorados en la costa estudiada muestran como caracteres comunes: tener su base por debajo del nivel del mar (de 4 a 4'5 m.), estar cubiertos por una capa de arcilla humosa oscura de menos de medio metro de potencia y separados del mar por el habitual cordón de grava. Por el año 1921 la Jefatura de Minas de Valencia investigó en La Casa Blanca (La Llosa-Almenara), encontrando turberas de 3 metros de potencia (hoja 669, p. 29); en El Quadro, de Castellón, después de cuarenta y cuatro sondeos se intentó utilizar el material para la fabricación de gas, siendo fallidas las pruebas (617, p. 26); el yacimiento más importante resultó ser el de Torreblanca-Cabanes, cuya zona central de 4 metros de potencia abarca 400 hectáreas (hoja 617). Investigaciones palinológicas más recientes (Menéndez Amor-Florschütz, 1961) y el estudio del carbono 14 datan las últimas formaciones entre la mitad del período Atlántico (6300 años) y el comienzo del segundo milenio del Subatlántico (1670).

En la Albufera de Valencia no existen formaciones turbosas, sea por una excesiva profundidad o por salinidad muy acentuada o por una circulación demasiado intensa. El bajo nivel de las turbas arriba mencionadas podría explicarse en parte por un apisonado posterior debido al apelmazamiento de las mismas y a la acción de los cordones en retroceso (Guilcher, p. 101). De todos modos, la explicación no es suficiente y hay que recurrir a una pequeña sumersión postflamenca.

CLASIFICACIÓN DE LAS COSTAS

Los 180 kilómetros de costa estudiados se distinguen por su contorno global casi rectilíneo; litoral de pocas condiciones marineras con bajísimo índice de articulación. El inconveniente pesaba menos en la antigüedad,

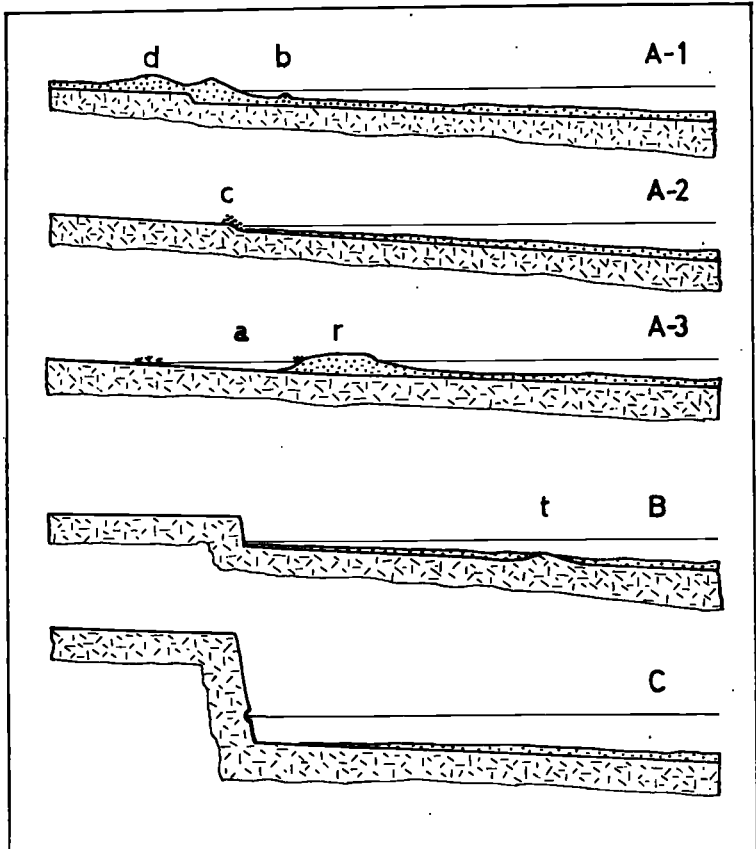


Fig. 8.—Tipos de costa más frecuentes. A-1: Playa de arena. A-2: Cordón de grava. A-3: Costa de restinga y albufera. B: Costas de acantilado medio. C: Costas acantiladas altas. (a=albufera, b=barra de rompiente, c=cordón de grava, d=duna, r=restinga, t=cresta ¿tirreniense?).

cuando el calado de las naves permitía el atraque en la desembocadura de los ríos, cuya agua es hoy absorbida por las huertas (Jessen, c. 242). Con las modernas naves ha habido necesidad de crear una serie de puertos artificiales que muy pocas veces pueden aprovechar base morfológica alguna.

Se prescinde de una clasificación puramente genética, pues en la práctica resulta muy difícil separar lo *inicial* de lo *consecuente*, e. d., lo que corresponde a eustatismo, epirogenia u orogenia y lo que es acción erosiva del mar (Guilcher, p. 53). Con un criterio estrictamente morfológico separamos tres tipos principales: A), Costas bajas; B), Costas de acantilado medio; y C), Costas acantiladas altas. Las dos primeras tienen en común las aguas someras, mientras que el tercer tipo suele presentarse con fondos mayores de —5 metros muy próximos al acantilado, lo cual tiene bastante trascendencia morfológica (v. mapa 1 y croquis 8).

A) *Costas bajas*. — Litorales sin cantil, normalmente con postpaís llano e incluso cenagoso, gradiente mar adentro menor del 6 por 1.000.

A-1. *Playas de arena*. — Se entiende por tal el conjunto de “partículas minerales sueltas, agregadas incoherentemente y de suficiente tamaño para distinguirse a simple vista” (Williams, p. 25); frecuentemente van acompañadas de cierta proporción de conchas trituradas y en su composición varía el contenido de caliza o cuarzo, con preponderancia para el último a causa de su mayor resistencia. Estas playas se caracterizan por su extrema movilidad, pues la arena es fácilmente tomada en suspensión durante las tormentas. El perfil tierra adentro de la playa arenosa es mucho más llano que en las de guijarros; rara vez aquéllas superan la pendiente de 1/20.

Este subtipo puro no es muy frecuente en largos trechos. De S. a N. lo encontramos inmediatamente al N. de Valencia, hasta pasado el Barranc del Carraixet. Una “playa de arena fina propia para embarrancar” (carta 835) se apoya por el S. en el dique de Puerto de Sagunto y sigue por Canet, aumentando su proporción caliza; frente al camino de El Calvari la lámina arenosa se extiende 50 ó 60 metros tierra adentro, mezclada con guijas lentiformes de 1 a 7 centímetros de diámetro; las mayores, más lejos del mar. La misma mezcla de arena y chinias lentiformes se da en la próxima gola de l'Estany de Quartell.

La antigua playa de La Torre (S. Castellón), hoy ocupada por una escollera, era de arena fina y al parecer soportaba una rudimentaria duna. Desde el Grao de Castellón a Las Villas sigue la arena fina y muy zoógena (conchas y caracoles), sin apenas arrugas (lám. VI, fig. 1). La barranca o cantil medio de la Olla de Benicàssim muestra en la base una pequeña playa variable según años y estaciones (Sos, p. 595). En las inmediaciones de Torre de la Sal la playa es totalmente arenosa; el cordón que al S. tenía dos metros de altura disminuye considerablemente, para desaparecer casi enfrente de un tremedal. A ambos lados de la Punta del Carregador (Alcocebre), grandes playas ocupan el fondo de sendas calas. Del mismo tipo es la que abriga el puerto de Peñíscola, y mucho más abierta la del N. de la ciudad, primero de arena sola, luego con 20 ó 30 metros de arena, 6-10 de grava y un aguazal.

La presencia de dunas más bien poco desarrolladas es frecuente en estas

y otras playas con cierta proporción eólica. Entre los principales ejemplos están las pequeñas dunas fijadas con cañaverales y otras especies frente a los huertos de Alboraya. De La Torre a El Alter se ha formado un cordón dunar discontinuo detrás de otro de gravas; otro pequeño grupo dunar ocupa la orilla de la gola de l'Estany (Puzol-Sagunto). En la línea 39° 41' se observan pequeñas acumulaciones cónicas en torno a la vegetación y ya al N. de Canet, una ancha lámina eólica de 50 metros y poca altura, con tamariscos y juncuales.

Playa adentro, al S. de Almenara, dunas embrionarias, pero unos 100 metros al S. de las casitas de mar de Chilches se inicia el principal núcleo dunar, que termina en la perpendicular de la carretera; forma dos líneas, con un surco intermedio, eventualmente anegado. En el resto de la costa sólo destacan las dunas superpuestas a la Punta del Carregador (Alcocebre). Hay que recordar la íntima relación que siempre existe entre la vegetación y la primera acumulación; a menudo en esto estriba la existencia de una simple lámina eólica.

A-2. *Cordones de grava*.—Las crestas o cordones de grava parece que se forman con las partículas proyectadas hacia arriba por las olas que rompen de manera explosiva y su pendiente delantera es excavada por la ola de retroceso. El gradiente del cascajo en cordones puede alcanzar 1/1, pero lo más común es 1/4 (Williams, p. 22).

A unos 9 kilómetros del litoral de Valencia —donde la nueva autopista llega al litoral— se pasa de playa arenosa a playa de chinás de rodeno, no mayores de 6 centímetros de diámetro, después mezcladas con arena. En La Torre se forma un verdadero cordón-terracea de guijas rojas y grises que se va ensanchando hacia El Alter. La playa de Puzol tiene variedad de cantos y allí se constituye un cordón con un banco semiconsolidado superpuesto. Hacia la desembocadura del Palancia el cordón de gravas es más uniforme que al S. de Sagunto. Al N. de la gola de l'Estany de Quartell aparece un cordón rectilíneo —“ancho malecón de algunos pies de altura” (Cavanilles)— y 5 metros de ancho, de sección simétrica, a unos 25 metros de la orilla, constituida por arena recubierta de grava lenticular de alrededor de 2 centímetros. Desde la gola anterior al cuartel de la Guardia Civil va en aumento el tanto por ciento de guijarros, los cuales acaban por recubrir toda la arena, excepto algún trecho; los guijarros forman tres o cuatro escalones casi horizontales, el más alto a 1'60 metros sobre el nivel del mar.

El croquis 9 nos da un corte a escala del cordón de grava —aquí eventualmente restringa— en El Serradell (N. de Almenara); el frente que da al mar es todo de guijarros, mientras la proporción arenosa va aumentando hacia el interior en su considerable anchura de unos cien metros; en la parte central, con la grava y arena se mezclan abundantes conchas de helícidios terrestres. El primer escalón tiene 40 centímetros sobre el nivel del

mar, y el tercero, más definido, alrededor de un metro; naturalmente, esta sucesión es efímera y puede ser alterada por las tormentas fuertes.

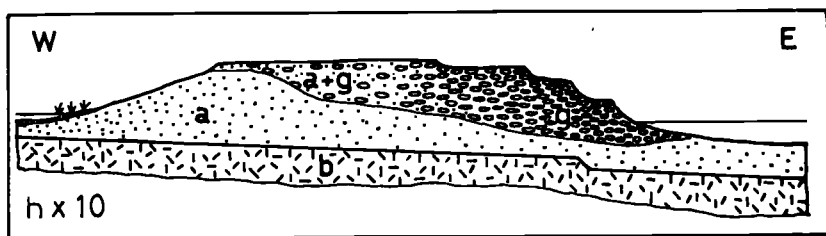


Fig. 9.—Corte a escala de la restinga en El Serradell (N. de Almenara)
a = arena, b = brecha cuaternaria, g = guijarros o grava. En la parte central más alta abundan las conchas de caracoles terrestres.

Al N. del puerto de Burriana aparece la playa de chinás casi desprovista de cresta, las guijas más pequeñas, delante, y en la rompiente, arena; luego, hacia el Grao, el cordón o cordones abarcan un ancho de 60 metros, bien que estén muy modificados y allanados, tal vez artificialmente. De nuevo al N. del río Seco aparecen cordones dobles y triples, que significan posiblemente un avance de la playa; entre ellos no es extraño encontrar cultivos interpuestos. El gran Prat del Quadro ha visto ocupar su barra de grava por la nueva carretera, mientras quedan pequeñas arrugas aisladas y adelantadas sobre una playa arenosa. Es notable una cercana a la gola S., con grava rodada triásica de 2 a 8 centímetros de diámetro y abundancia de materiales volcánicos (¿ofitas?).

A partir de la gola principal del pantano de Torreblanca hasta Torre- nostra se encuentra un amplio cordón escalonado de 2 metros de altura y sin arena; los guijarros de sotavento están cubiertos por una capa de hongos que les prestan una coloración oscura. En el delta del Segarra el cordón de gravas escalonado (lám. VI, fig. 2) se mantiene sobre una avanzada de la brecha pleistocena que aflora a nivel del mar, con guijarros más voluminosos en la parte septentrional.

Entre el puerto de Benicarló y su "río seco" se observa otra gran acumulación —40 ó 50 m. de anchura— de gravas rodadas que se están explotando intensamente para convertir las en grava fina por medio de trituración. El desorden del depósito es, por tanto, obra humana. Finalmente, desde el Sènia a Casas de Alcanar y hacia el N., aparece el último cordón de gravas.

A-3. *Costa de restinga y albufera.*— Johnson admite la teoría de Gilbert de que en una costa de emersión una barra puede llegar a aflorar y convertirse en "tierra" estable; tal supuesto es, desde luego, válido para las barras de cascajo, originadas con toda probabilidad por la embestida (*swash bar*). Sin algo de emersión todas las hipótesis se hacen difíciles, pero la deriva fuerte tiene un papel decisivo.

Desde Albuixec a Sagunto se alargan más de 10 kilómetros de restinga preferentemente de grava, pero mucho más cerca de Valencia, en Alboraya, quedan aún restos de una restinga arenosa (lám. VII, fig. 1), complicada a veces con pequeñas dunas, interpuestas entre los arrozales y la inmediata orilla. La siguiente gran marisma corresponde a los tres estanques de Almenara, separados del mar por una restinga regular sobre la cual se encuentran pequeñas alquerías y barracas de pescadores. Las aguas proceden de la raíz oriental del último cerro y circulan de uno a otro *estany*; los tres desaguan en un azarbe que sigue hasta el mar, "llevando en tiempos regulares de siete a ocho muelas de agua. Desde los estanques al mar se extienden los marjales" (Cavanilles, I, p. 117). La albufera continua que bordea el litoral de Moncofa a Nules, pasa lateralmente de una restinga de guijarros a otra enteramente arenosa.

Unos 3 ó 4 kilómetros al N. del puerto de Burriana se encuentra una albufera residual, fenómeno que se repite en la misma desembocadura del río "Seco". A unos 400 ó 500 metros de la costa existió una balsa —El Llarguer— y un "Quadro" entre el Riu Sec de Betxí y el Mijares (carta 792). Al N. del último río, la sucesión de tremedales más o menos modificados es ininterrumpida (Lagunas de Villamargo, Clot del Menescal, Estany del Clot, etc.), hasta enlazar con El Lluent y El Quadro. El río Seco de Borriol se pierde en uno de aquellos fangales, cuya restinga —"barranca de chinas sueltas" en la carta de 1878— ocupa la carretera de Benicàssim.

La Albufereta de Oropesa queda separada del mar por un bien construido cordón de gravas, pero actualmente está en vías de desecación y terraplenamiento artificial. Desde Torre de la Sal hasta Torrenostra la restinga de guijarros, alternando con playa arenosa, cierra una de las mayores extensiones pantanosas y turbosas, cuya evolución se verá luego. Peñíscola tiene su aguazal detrás de la playa del puerto, adonde aflúa el Canal del Molí, en el cual funcionaron en tiempos dos molinos de agua. Hacia Benicarló el tremedal, en vías de desecación, es hoy regadío de norias.

Son muchas las albuferas que han experimentado una gran evolución en época histórica, empezando por la de Valencia, la cual Jessen supone alimentada anteriormente por algunos brazos del Júcar y del Turia, formando un espacio lagunar entre los dos ríos, que fue estrangulado por la restinga en retroceso. Parece predominar, con todo, en los restantes casos la obra humana. En el momento que el cultivo del arroz estaba más en entredicho —1780 ca.— "los de Castelló abrieron zanjas con varias direcciones en los marjales" (Cavanilles, p. 103) para drenar y utilizar una parte considerable, labor que a veces ha continuado como puro terraplenado. Los marjales de Oropesa, en la misma época empalmaban con los de Albalat dels Ànecs —hoy Cabanes—; las olas saltaban la playa de arena que les separaba del golfo meridional y unían su aportación a un *ullal* y a los

barrancos afluentes. Pese a ello se solía secar en verano y ya entonces se intentaba su terraplenamiento (Cavanilles, 47-49).

El mismo autor habla del Estanque Beltrán en el término de Alcalá, que parecía un río "por lo ancho y profundo de sus aguas", y del de Capicorb, los cuales casi han desaparecido, si es que no se venían a unir a los *prats* de Albalat y Torreblanca (pp. 46-47). El intenso saneamiento que se desarrolló, al menos desde hace tres siglos, ha cambiado aquellas lagunas y desecado considerables espacios, pese a la fuerte aportación acuífera del Ullal de Boca d'Infern. Aún pueden verse junto a la misma vía férrea, a dos kilómetros del actual límite del pantano, unos residuos de "marjals fangueres" y norias para su drenaje. El procedimiento de valoración se basaba en la excavación de azarbes perpendiculares a la costa (lám. IX, figura 2), cuya tierra de "color ceniciento obscuro y casi negro" se acumulaba en los espacios intermedios, cruzados también por acequias menores, normales a los azarbes. Quedaban así "suertes de un cuarto o media hora de largas, desde el mar a la carretera", cuyo tramo más bajo —*prat*— se convirtió a menudo en arrozal; el intermedio —*marjals fangueres*— se destinó a cultivos hortícolas sin necesidad de riego, y el superior —*solada*— al cultivo de cereales o arborícola. (Cf. López Gómez, p. 399.)

La formación tombólica tiene mucho que ver con la costa de restinga y albufera en su desarrollo, pues no es otra cosa más que una restinga simple o doble tendida entre tierra firme y una isleta. Probablemente el fenómeno se debe muchas veces a las formaciones geológicas subyacentes (Williams, p. 132) y este parece ser el caso más conocido de Peñíscola. La isobata —5 metros toca la costa exterior del promontorio y la de —10 metros se acerca mucho a la Punta del Bufador; la irregularidad de tales fondos demuestra el carácter tectónico del afloramiento de la isla-península y viene a ligarla más con las formaciones de tierra adentro la existencia de un manantial artesiano. La condición tombólica —accidental, a buen seguro— se basa en un istmo de 180 metros de anchura y 350 metros de longitud que, al decir de los historiadores (Cavanilles, Muga), era cubierto por las olas de tormenta. La condición peninsular que ha dado nombre a la ciudad data por lo menos de tiempos clásicos, pues Avieno habla de *Chersonesos*, nombre también recogido por Hecateo (Schulten, 1959, p. 328). Oropesa, como se dijo, puede haber tenido un origen asimilado al tómbolo doble.

B) *Costas de acantilado medio*. — Litorales con cantil inferior a los 10 metros excavado en el glacis cuaternario, lindando con aguas someras y a menudo con playas iniciales en las inflexiones.

Todos los ejemplos de este tipo quedan al N. del paralelo de Castellón, empezando en el cantil de brecha poco rodada al nivel de la playa y cubierta de limos rojos del Mas dels Flares (Benicàssim). Unos pocos metros después de su inicio se observa en el corte un lecho erosionado de limos (1'20 m.) relleno con brecha más incoherente abundante en guijarros volcá-

nicos, todo recubierto por 4 decímetros de suelo vegetal. En los alrededores son de notar ciertas penetraciones perpendiculares de la brecha angulosa a flor de agua y las cuevas de erosión marina en el nivel superior. Hacia la Torre de Sant Vicent —Barranc del Farjà— desciende el cantil y se intercala un pequeño arenal con cordón de grava.

Un pequeño sector al N. de la Torre de la Corda, adosado al alto acantilado, es atacado mediante zapa por las olas. Mucho más al N.; pasado el Segarra, la Roqueta de la Romana constituye un promontorio residual de la brecha encostrada que descansa sobre diversos niveles de loess amarillento y alternancias gravosas, contando el conjunto unos 3 metros de potencia. A partir del lugar el glacis se acerca al mar, pero no falta el cordón de gravas. Desde Alcocebre se inicia un cantil de 2 ó 3 metros a base de brecha, con intercalación de un paquete de estratos cretácicos. Al N. de Torre Almadum, en Mas del Volant, reaparece la bancada pleistocena.

Al S. de Benicarló empieza de nuevo el acantilado, precedido a menudo del cordón de guijarros formado a sus expensas; el cantil, de estructura deltaica, alcanza el N. del río Seco hasta 10 metros de altura (lám. VII, fig. 2) y alejándose unos 25 metros del agua. En las inmediaciones de Vinaroz se pasa a pudinga holocena con limos coluviales interpuestos, con algunas playas intercaladas predominantemente gravosas. Frente a La Llavatera parece aflorar la brecha pleistocena y el avance erosivo se desarrolla por zapa. El acantilado mantiene los 5 ó 6 metros de altura durante más de dos kilómetros al N. del Cérvol y sigue con altibajos hasta las cercanías del delta del Ebro.

C) *Costas acantiladas altas*.—Litorales con cantil superior a los 10 metros, constituidos por roquedo cretácico, cuya base está en aguas profundas, de donde las corrientes apartan los materiales. Entalladura poco notable.

Se reduce a los dos sectores en que las alineaciones orográficas se acercan suficientemente a la costa: Benicàssim-Oropesa y Alcocebre-Peñíscola. El primero corresponde a planos de falla cuyo material está muy afectado por el diaclasamiento, causa de la disgregación de los estratos a partir de la Roca dels Canons, en bloques de unos 70 centímetros de grueso; los planos principales son aquí perpendiculares a la costa. Al N. de la Torre Colomera (lám. VIII, fig. 1) el cantil vertical supera los 20 metros.

Entre Alcocebre y Peñíscola, la complicada Muntanya Grossa de Hirta cae sobre la costa, mostrando estratos cretácicos con diversos buzamientos que dan lugar a cabos y hendiduras, así como pequeñas calas que corresponden (Cala Blanca, p. e.) a barrancos (lám. X, fig. 1). En el alto de la Torre, el cantil de 40 metros muestra algunas cuevas a unos dos metros sobre el nivel del mar, cuyo origen erosivo no es claro. Peñíscola, aunque aislada, constituye el último eslabón de esta sierra.

Observábamos en el primer sector algunas calas, como las playetas de Bellver, las cuales originan fenómenos de acumulación; la misma estructura puede encontrarse de nuevo a un kilómetro al S. de Oropesa y en algún

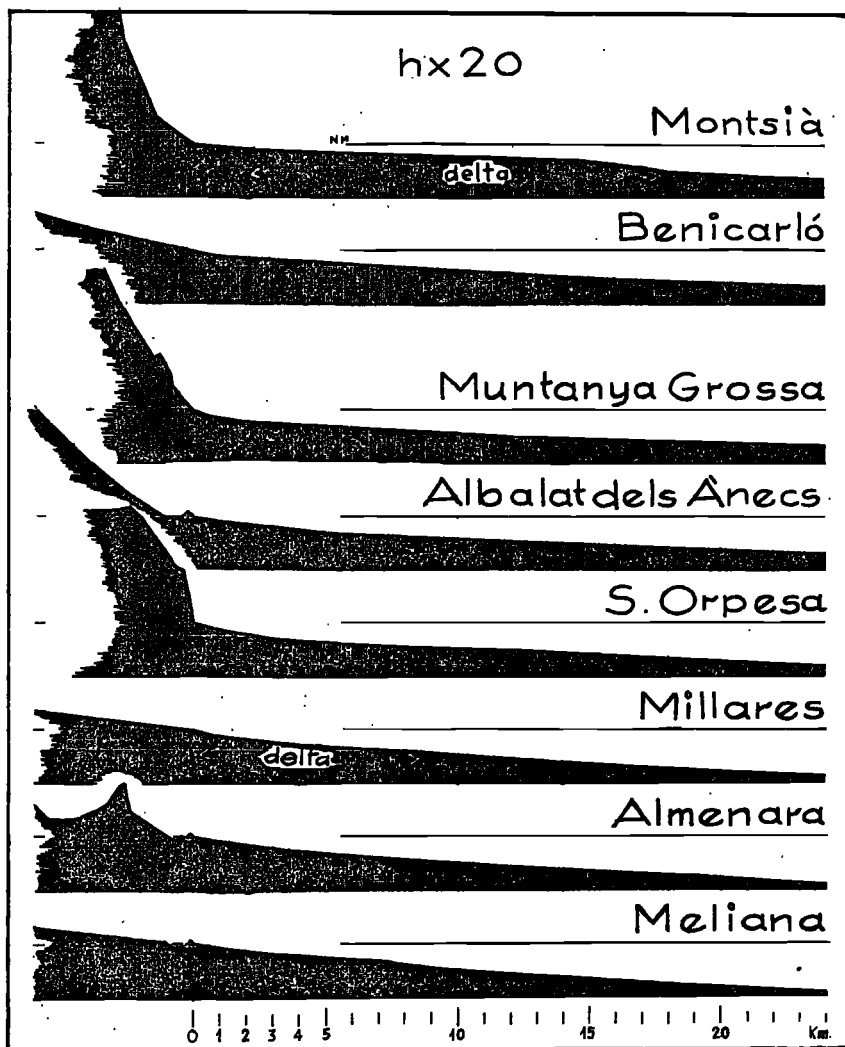


Fig. 10.—Perfiles perpendiculares hasta 24 Km. de la costa.

barranco del S. de Peñíscola. En el sector meridional llaman la atención algunas profundas rendijas de origen tectónico (lám. X, fig. 2), y al S. de Torre Almadum, afectando a la cobertera pleistocena, caletas a las que difícilmente se puede atribuir un origen hidrográfico (lám. VIII, fig. 2).

Los perfiles submarinos.— En el grabado 10 se esquematizan ocho perfiles de la plataforma submarina hasta la distancia de 25 kilómetros del litoral en otras tantas localidades características. Ninguno sobrepasa el gradiente de 3'8 por 1.000 y vienen perfectamente ordenados con un incremento gradual de N. a S.: 2'5, 2'6, 2'7, 2'9, 3'3, 3'5, 3'6 y 3'8 por 1.000, lo que confirma que el eje de la subsidencia pasa por las cercanías del paralelo de Valencia. Idéntica comprobación podría hacerse con los veriles de —75 ó —100 metros (mapa 1), pero incluso la isobata 50 muestra una acusadísima alineación recta en sentido NNE. que, si la mantiene a 18 kilómetros del litoral en Alcanar, reduce esta distancia a 13 kilómetros en Castellón y a unos 9 en Sagunto; la inflexión al S. del paralelo 39° 30' afecta ya a todos los veriles. En el sector N. el veril de los —100 metros no se alcanza antes de los 50 kilómetros, a los 25, en el sector S.; la profundidad de 200 metros y luego el talud precontinental aparecen entre los 65 y 80 kilómetros de la costa. Los perfiles del golfo de Lion y, sobre todo, los del W. de Cerdeña (Bourcart) tienen acusada analogía con los del litoral valenciano.

La uniformidad del gradiente en los perfiles analizados es alterada por ligeras convexidades en los deltas del Ebro (Montsià) y del Mijares; el primero se hace notar hasta una profundidad aproximada de 60 metros, y el segundo hasta los 40. Menos trascendencia tienen accidentes menores, como los frecuentes bajos que se presentan a profundidades alrededor de 4 metros, especialmente en el sector septentrional. Entre los —10 y —20 metros se hallan extensos algares desde Albuixec a Sagunto. Al S. de Alcocebre predomina el fango a profundidades superiores a los 25 metros y al N. de Vinaroz desde los 15. Los gradientes de tierra adentro son siempre más acusados, como corresponde a la parte del glacis adosada a las montañas; así, entre el puerto y Grao de Sagunto se observa un 6'6 por 1.000 y en la zona de Albuixec 4'6 por 1.000: se trata de comarcas llanas; en el sector N. los índices son más abultados.

El problema de las Columbretes.— Este pequeño archipiélago volcánico llamó la atención a los autores clásicos (*Colubraria*, Plinio, 3, 76) y modernos (Habsburg-Lorena, 1895; Becke, 1896; San Miguel de la Cámara, 1951) por su situación extremadamente aislada, y, al parecer, inconexa con el litoral más próximo. Su separación de 75 kilómetros de la costa (0° 40' E. y 39° 50' N.) no ha impedido relacionar el fenómeno con el diastrofismo del litoral. Otro aspecto de la misma cuestión es la aparición frecuente de materiales volcánicos a lo largo de las costas valencianas desde Sagunto (¿posible confusión con escorias siderúrgicas?), Moncofa, Castellón, Benicàssim, N. de Oropesa y cercanías de Vinaroz (González, 1910); tales fragmentos sueltos no pueden proceder *en la actualidad* de las Columbretes por interponerse entre éstas y la tierra firme un canal de 80 metros de profundidad; por lo tanto, es preciso que procedan de afloramientos —tobas,

basaltos, ofitas— más o menos inmediatos a la actual costa. La proporción de piroxenos hallada en los arenales litorales (Pérez Mateos-Alonso Pascual, 1953) es un nuevo argumento para la existencia de tales afloramientos.

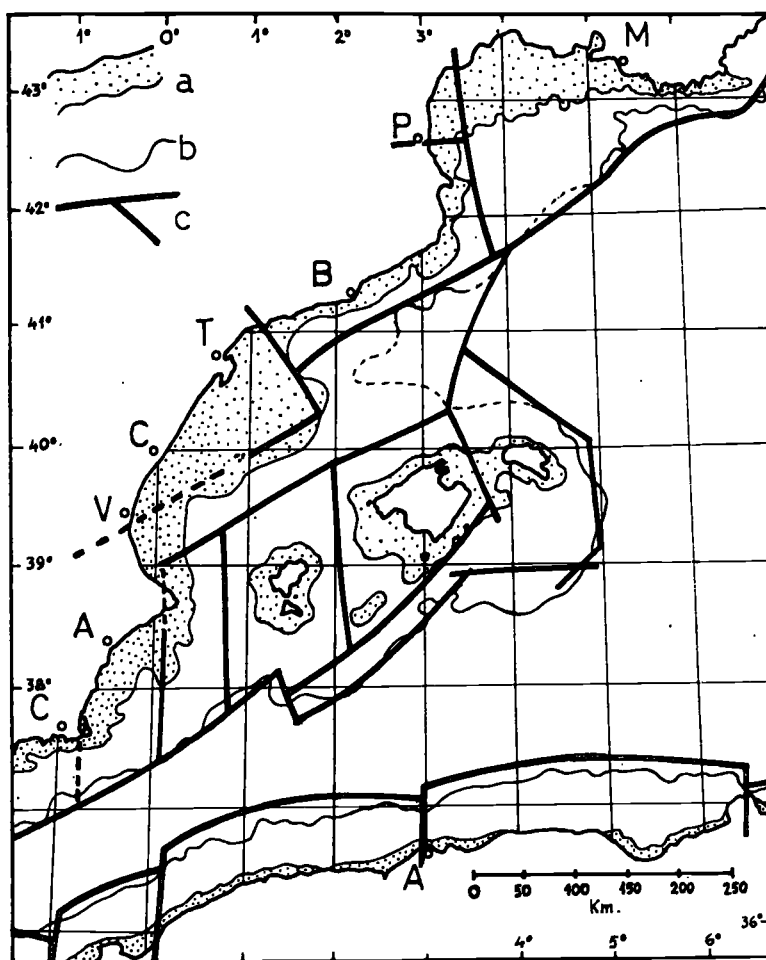


Fig. 11.—Las líneas fundamentales de la morfogénesis litoral y prelitoral del Mediterráneo Occidental sc. *Bourcart*, modificado (a=plataforma continental, b=límite del llano abisal, c=línea de fracturas probables).

La serie de jalones volcánicos que van desde Alborán a Olot, incluyendo el Mar Menor, Calpe, Picassent, Columbretes, son de fecha plio-pleistocena (Aranegui, 1954, p. 57) y fueron relacionados ya desde Michel-Lévy (1898) con el origen de los hundimientos que caracterizan el contorno costero mediterráneo. Muy recientemente Bourcart (1962), sin apoyarse en los ante-

riores trabajos, pero con los abundantes datos geofísicos y oceanográficos de que se dispone hoy, ha propuesto una hipótesis sobre la morfogénesis reciente de la cuenca mediterránea, que tiene muchos puntos de contacto con la vieja teoría. El croquis 11 sintetiza los rasgos fundamentales de la "revolución pliocena" en los ámbitos del Mediterráneo occidental; en él se han añadido algunos datos más precisos referentes a las costas valencianas y del sur de las Baleares. Los volcanes Columbretes, al parecer, no pueden alinearse con los que jalonan la gran falla de la pendiente precontinental, como son los de Agde, Alborán, Pantellaria, pero sí entre los que aparecen en el límite de la plataforma continental y la línea probable en la cual se encuentran, se prolongaría en el postpaís de Valencia hasta los afloramientos de Picassent e incluso del valle del Júcar, también plio-pleistocenos.

La cuestión está tan ligada a la morfogénesis costera y al estudio de la topografía submarina, que merece ulteriores investigaciones más profundas y definitivas. *

Seminario de Geografía.
Facultad de Filosofía y Letras.
VALENCIA

* Algunos aspectos de este trabajo se han desarrollado con la ayuda de la Institución «Alfonso el Magnánimo» (Diputación Provincial de Valencia).

BIBLIOGRAFIA

- ANDREU, B., y RODRÍGUEZ-RODA, J. (1951): «Datos climáticos del puerto de Castellón (1940-1950)... en relación con la pesca». *Publ. Inst. Biol. Aplic.*, IX, págs. 233-246.
- ARANEGUI, PEDRO (1938): «The Valencian shoreline». *C. R. du XV Congrès Intern. Géogr.* Amsterdam-Leiden, tomo II, págs. 183-190.
- ARANEGUI, PEDRO (1954): «Las costas arqueadas españolas». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, homenaje a E. Hernández-Pacheco, págs. 55-62.
- BECKE, F. (1896): «Gesteine der Columbretes». *Min. und Petrogr. Mitteil.*, XVI, págs. 155-179 y 308-336. Wien.
- BOURCART, JACQUES (1962): «La Méditerranée et la revolution du Pliocène». *Livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot*, tomo I, págs. 103-116 («Société Géologique de France»).
- BRINKMANN, ROLAND (1931): «Las cadenas béticas y celtibéricas del Sureste de España». («Betikum und Keltiberikum in Südöstspanien»). *Beitr. für Geol. der Westmediterrangebiete*, núm. 6. Berlin. Trad. ap. *Publicaciones extranjeras sobre Geología de España*, tomo IV, págs. 307-434.
- BRINKMANN, ROLAND (1962): «Aperçu sur les chaînes ibériques du Nord de l'Espagne». *Livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot*, tomo I, págs. 291-299.
- BUTZER, K. W. (1960): «Dynamic climatology of large-scale european circulation patterns in the Mediterranean area». *Meteorologische Rundschau*, 13. Jahrgang, 4, págs. 97-105.
- BUTZER, K. W. (1962): «Coastal geomorphology of Majorca». *Annals of the Assoc. Amer. Geogr.*, vol. 52, núm. 2, págs. 191-212.
- BUTZER, K. W., y CUERDA, JUAN (1962): «Coastal stratigraphy of southern Mallorca and its implications for the Pleistocene chronology of the Mediterranean sea». *Journal of Geology*, vol. 70, núm. 4, págs. 398-426.
- CARRASCO, F. (1865): «Consideraciones sobre las corrientes del golfo y sus efectos en el puerto de Valencia». *Bol. Soc. Econ. Am. País*, XIV, págs. 356-359. Valencia.
- Cartografía Militar de España (1938-1961): Hojas a 1/10.000, núms. 669-IV-SO; 696-I-NE; 696-I-SE; 696-I-SO; 696-II-NO; 696-II-SO; 722-I-NO. Hojas a 1/25.000, núms. 594-IV-I; 594-III; 616-I/617-IV; 616-II y todas las hojas a 1/50.000.
- CAVANILLES, ANTONIO JOSEPH (1795-1797): *Observaciones sobre la Historia Natural, Geografía, Agricultura, Población y frutos del Reyno de Valencia*, tomos I y II. Madrid.
- DEFFONTAINES, PIERRE (1951): «Le delta de l'Ebre. Étude de géographie humaine». *C. R. du Congrès Intern. de Géogr. Lisboa*, tomo III, págs. 525-546.
- DUPUY DE LÔME, ENRIQUE (1959): *Mapa geológico de España. Explicación de la hoja número 668. Sagunto*. Madrid, Inst. Geol. y Min., 80 págs., 6 enc., 11 lám. y un mapa.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1916): «Presentación de ejemplares de turba y baritina de Castellón de la Plana». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XVI, pág. 97.
- GARCÍA ROS, L. (1905): «Estudios que conducen al descubrimiento de nuevos yacimientos de turba y lignito en las provincias de Valencia, Castellón y Alicante». *Bol. Ofic. de Minas y Metal.*, IX, págs. 343-365.
- GIGNOUX, MAURICE, y FALLOT, PAUL (1926): «Contribution à la connaissance des terrains néogènes et quaternaires marines sur les côtes Méditerranées d'Espagne». *C. R. du XIV Congrès Géol. Inter.*, 2º fasc., págs. 413-442.

GLANGEAUD, LOUIS (1961): «Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases ponto-plio-quadernaires», ap. *Océanographie Géologique et Géophysique de la Méditerr. Occid.*, págs. 125-165. Villefranche-sur-Mer. C. N. R. S.

GONZÁLEZ, J. (1910): «Hallazgo de una lava en una localidad próxima a Vinaroz». *Bol. Soc. Esp. Hist. Natur.*, tomo X.

GUILCHER, ANDRÉ (1957): *Morfología litoral y submarina*. Barcelona, Omega, 264 páginas y 8 láminas.

[HABSBURG-LORENA, LUDWIG-SALVATOR] (1895): *Columbretes*. Prag., Heinr. Mercy., 14 págs. s. n., 177 págs. y mapas f. t.

HAHNE, CARL (1930): «La cadena celtibérica al este de la línea Cuenca-Teruel-Alfambra». («Das Keltiberische Gebirgsland östlich der Linie Cuenca-Teruel-Alfambra.») *Beitr. Geol. Westmediterrangebiete*, núm. 5. Trad. ap. *Publicaciones alemanas sobre Geología de España*, tomo II, págs. 7-50.

HAHNE, CARL (1930): «Das Kustengebiet um Sagunto, Algimia de Alfara, Vall de Uxó und Chilches». *Abh. d. Gess. Wiss. Gött.*, tomo XVI, Berlin.

HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1932): «Las costas de la Península Hispánica y sus movimientos». *Asoc. Esp. Progr. Ciencias*. Congr. de Lisboa, tomo V, 2.ª parte, págs. 89-120. Madrid.

HERRERA, J. (1963): «Datos climáticos del puerto de Castellón en 1960». *Inv. Pesq.*, XX, págs. 171-179.

JESSEN OTTO (1927): «Die spanische Ostküste von Cartagena bis Castellón». *Archäologische Anzeiger*, s. 236-244.

KUNOW, PAUL (1947): *Das Klima der Landschaft Valencia und der Balearen auf Grund der spanischen Wetterbeobachtungen der Jahre 1908 bis 1927*. Tesis inédita. Stuttgart.

LÓPEZ GÓMEZ, A. (1959): «La estructura agraria de la huerta de Castellón», ap. *Géographie et histoire agraires*. Actes colloque int. Nancy, págs. 397-402.

MARGALEF, RAMÓN, y HERRERA, JUAN (1961): «El nivel del mar en Castellón». *Inv. Pesq.*, XIX, págs. 55-63.

MENÉNDEZ AMOR, J., y FLORSCHÜTZ, F. (1961): «La concordancia de la vegetación durante la segunda mitad del Holoceno en la costa de Levante (Castellón de la Plana) y en la costa W. de Mallorca». *Bol. Soc. Esp. Hist. Natur.*, ser. G, núm. 59, págs. 97-100.

MICHEL-LÉVY, A. (1898): «Sur la coordination et la répartition des fractures et des effondrements de l'écorce terrestre en relation avec les épanchements volcaniques». *Bull. Soc. Géol. France*, 3^e série, XXVI, págs. 105-121.

MISTARDIS, GASPARD (1949): «Essai d'une classification des vestiges de surfaces pédiementaires et de leurs couvertures de dépôts grossiers, conservés dans les pays méditerranéens». *C. R. du Congrès Inter. de Géogr.* Lisboa, tomo II, págs. 126-131.

MUGA, EMETERIO (1913 ca.): «Descripción físico-geográfica», ap. *Geografía general del Reino de Valencia*, I de F. Carreras Candi. Barcelona, Martín, s. a.

PARDO DE FIGUEROA, RAFAEL (1879): «Plano del puerto y rada de Vinaroz», núm. 771, 1/10.000; (1880): «Plano de los fondeaderos de Peñíscola», núm. 296-A, 1/5.000; (1880): «Plano del surgidero de Benicarló», núm. 779, 1/10.000; (1881): «Plano del Grao de Burriana», núm. 792, 1/17.582; (1881): «Plano de la Olla de Benicasim», núm. 794, 1/19.500; (1881): «Plano del Grao de Castellón de la Plana», núm. 796, 1/12.600; (1885): «Mar Mediterráneo. Hoja X. Desde la Albufera de Valencia hasta Moncófar», núm. 835, 1/100.000 ca.; (1886): «Mar Mediterráneo. Hoja XI. Desde Moncófar hasta Alcocebre», núm. 836, 1/100.000; (1887): «Mar Mediterráneo. Hoja XII. Desde Alcocebre hasta el cabo de Tortosa», núm. 837, 1/100.000. Madrid, Dirección de Hidrografía.

- PÉREZ MATEOS, JOSEFINA, y ALONSO PASCUAL, JUAN J. (1957): «Los arenales costeros del Levante español. Las playas de Valencia. Estudio mineralógico de sus materiales». *Anal. Edaf. y Fisiol. Veg.*, XVI, págs. 467-490 y II láms.
- PORCAR RIPOLLÉS, JOAN (1931): «Excursions i recerques arqueològiques. El camí romà de Anrilles». *Bol. Soc. Cast. Cult.*, XII, págs. 207-209.
- RODRÍGUEZ-RODA, JULIO (1952): «Datos climáticos del puerto de Castellón en 1951». *Publ. Inst. Biol. Apl.*, X, págs. 81-91.
- RODRÍGUEZ-RODA, JULIO (1953): «Datos climáticos del puerto de Castellón en 1952». *Publ. Inst. Biol. Apl.*, XIV, págs. 55-69.
- RODRÍGUEZ-RODA, JULIO (1955): «Datos climáticos del puerto de Castellón en 1953». *Inv. Pesq.*, I, págs. 3-15.
- RODRÍGUEZ-RODA, J., y HERRERA, J. (1955): «Datos climáticos del puerto de Castellón en 1954». *Inv. Pesq.*, II, págs. 161-173.
- RODRÍGUEZ-RODA, J., y HERRERA, J. (1957): «Datos climáticos del puerto de Castellón en 1955». *Inv. Pesq.*, VI, págs. 111-122.
- RODRÍGUEZ-RODA, J., y HERRERA, J. (1958): «Datos climáticos del puerto de Castellón en 1956». *Inv. Pesq.*, XI, págs. 53-66.
- SAN MIGUEL DE LA CÁMARA, M., y FÚSTER, J. M. (1951): «Una roca interesante de facies basáltica de la Columbrete Grande». *Bol. Soc. Esp. Hist. Natur.*, XLIX, págs. 87-100.
- SCHULTEN, ADOLF (1927): «Forschungen in Spanien. 1927». *Arch. Anz.*, s. 197-235.
- SCHULTEN, ADOLF (1959): *Geografía y etnografía antiguas de la Península Ibérica*, I, C. S. I. C., 412 págs.
- SCHIETH, EDWARD, y KRIES, WOLFGANG (1947): «Valores medios de la presión atmosférica sobre la Península Ibérica (período 1901-1930)». *Estudios Geográficos*, núm. 28, págs. 537-543.
- SOLÉ SABARÍS, LUIS (1961): *Oscilaciones del Mediterráneo español durante el Cuaternario* Barcelona, C. S. I. C.
- SOLÉ SABARÍS, LLUÍS (1962): *Geografía de Catalunya. I, Geografía general*, dirigida por ——. Barcelona, Aedos, 665 págs., láms. f. t.
- SOS BAYNAT, VICENTE (1949): «Morfoestructura de las costas de Castellón». *Bol. Soc. Castell. Cult.*, tomo XXV, págs. 576-619.
- SUAU, P., y VIVES, F. (1958): «Estudio de las corrientes superficiales del Mediterráneo occidental». *Com. Int. Expl. Scient. Médit. Rap. et Procès-verbaux*, XIV, págs. 53-65.
- TARAZONA, IGNACIO (1912): *Treinta años (1864-1893) de observaciones efectuadas y deducidas en la estación meteorológica de la Universidad de Valencia*. Madrid, Asoc. Esp. Progr. Ciencias, 31 págs.
- TEMPLADO MARTÍNEZ, DIEGO, y MESEGUER PARDO, JOSÉ (1949): *Mapa geológico de España. Explicación de la hoja núm. 641. Castellón de la Plana*. Madrid, Inst. Geol. y Minero, 42 págs., láms. y mapas.
- TEMPLADO MARTÍNEZ, DIEGO, y MESEGUER PARDO, JOSÉ (1950): *Mapa geológico de España. Explicación de la hoja núm. 616. Villafamés*. Madrid, Inst. Geol. y Minero, 48 págs., láms. y mapas.
- TEMPLADO MARTÍNEZ, DIEGO, y MESEGUER PARDO, JOSÉ (1950): *Mapa geológico de España. Explicación de la hoja núm. 617. Faro de Oropesa*. Madrid, Inst. Geol. y Minero, 36 págs., láms. y mapas.
- TEMPLADO MARTÍNEZ, DIEGO, y MESEGUER PARDO, JOSÉ (1950): *Mapa geológico de España. Explicación de la hoja núm. 669. Moncófar*. Madrid, Inst. Geol. y Minero, 32 págs., láms. y mapas.

VICENT, ANTONIO (1885): «Noticia litológica de las islas Columbretes». *Anales Soc. Esp. Hist Natur.*, tomo XIV, págs. 173-183.

WILLIAMS, W. W. (1960): *Coastal changes*. London, Routledge and Kegan, 220 págs.

WROBEL, JOHANNA (1940): *Das Klima von Katalonien und der Provinz Castellón auf Grund der spanischen Wetterbeobachtungen der Jahre 1906 bis 1925*. Hamburg, Deutsches Seewart und des Marineobservatoriums, 97 págs. y 8 tablas.