

NOTICIAS Y COMENTARIOS

GEOMORFOLOGÍA CONTINENTAL Y SUBMARINA DEL ESPACIO COSTERO ENTRE DENIA Y BENIDORM (ALICANTE): NOTAS BIBLIOGRÁFICAS

Ana María Blázquez Morilla*

RESUMEN

Este trabajo presenta una breve recopilación bibliográfica sobre la geomorfología y sedimentología, tanto continental como submarina, del tramo litoral extendido entre Denia y Benidorm. En líneas generales, los ambientes morfológicos y deposicionales que configuran esta área están representados por zonas acantiladas que alternan con costas bajas, asociadas a llanos aluviales o sistemas de restinga-albufera, a las que se enfrenta una plataforma con doble comportamiento: progradante al N del Cap de Sant Antoni e intermedia al sur de este accidente.

Palabras clave: notas bibliográficas, geomorfología, litoral, plataforma continental, Alicante, España.

ABSTRACT

In this paper a brief bibliographic compilation about the geomorphology and sedimentology, both continental and submarine, of the coastal stretch between Dénia and Benidorm is presented. The morphological and depositional environments which form this area are generally represented by an alternation of steep zones and low coasts associated with alluvial plains or lagoon-bar systems, and facing this a shelf which shows a double behavior: prograding north of Cap de Sant Antoni and intermediate to the south.

Key words: bibliographic notes, geomorphology, coast, continental shelf, Alicante, Spain.

* Dpto. de Geografía. Universitat de València. Av. Blasco Ibáñez, 28, 46010 Valencia.
E-mail: ana.m.blazquez@uv.es

1. Introducción

El espacio geográfico estudiado (fig. 1), se delimita al NNW por los contrafuertes de la Serra de Mustalla y la Serra de Segària que enmarcan la Marjal de Oliva-Pego. Hacia el interior, se añaden la Serra del Castell de la Solana, ortogonal en su dirección con las sierras de Aixortà, del Oro y Almedia, perpendiculares a la costa. Destacan por el SSW un conjunto alineado de menor altura formados por las sierras de la Cortina, Orxeta y Relleu, sobre el que se eleva el Puig Campana, que alcanza una altura de 1.500 m. El extremo W corresponde a los suaves relieves del Campello-la Vila Joiosa.

En la costa, las principales prolongaciones hacia el mar son el Cap de Sant Antoni y los Promontorios de la Nau, punto a partir del cual sufre un brusco cambio en su dirección. En este tramo, prevalecen de NNE a SSW el Puntal de Moraira, el Penyal d'Ifac, el Morro de Toix y el frente acantilado calizo de la Serra Gelada. Se trata pues, de un espacio con breves aceras litorales y un postpaís accidentado, donde se abren las bahías de Xàbia y de Altea y las ensenadas de Ifac y de Benidorm, amén de la relativamente modesta rada de Moraira.

La red de drenaje tiene como principales colectores los ríos Girona, Gorgos y Algar, a los que se añade un conjunto de barrancos de corto recorrido y régimen efímero.

Desde el punto de vista geológico el área de estudio se sitúa en un ámbito estructuralmente complejo. Se distinguen dos dominios paleogeográficos: el Prebético Externo al que pertenece el tramo septentrional y las unidades del Subbético que alcanzan su máximo desarrollo hacia el S, cuya transición se sitúa en las inmediaciones de la Serra de Bèrnia. En general, la tectónica es de carácter distensivo desde el Mioceno medio hasta el Cuaternario antiguo para pasar posteriormente a un nuevo régimen compresivo más patente en su sector oriental (De Ruig, 1990).

En líneas generales, la plataforma continental presenta una morfología bastante más tendida que en el resto de la Península Ibérica, donde alternan tramos de diferente extensión (Rey y Medialdea, 1989).

2. Geomorfología de la zona: ámbito continental y submarino

Diversos ambientes morfológicos y deposicionales configuran el tramo de estudio. En líneas generales están representados por áreas acantiladas que alternan con costas bajas, asociadas a llanos aluviales o sistemas de restinga-albufera, a las que se enfrenta una plataforma con doble comportamiento: progradante al N del Cap de Sant Antoni e intermedia al sur de este accidente.

2.1. Sectores que conforman el espacio continental

La conjunción de los factores tectónicos y litológicos en combinación con las pautas del modelado, permiten determinar una serie de áreas con características específicas y correlacionables entre sí. En un esfuerzo de síntesis, se indican a continuación los sectores que puede englobar la zona de estudio, donde los diversos elementos que configuran el actual paisaje de estos espacios serán descritos siguiendo el orden geográfico de norte a sur.

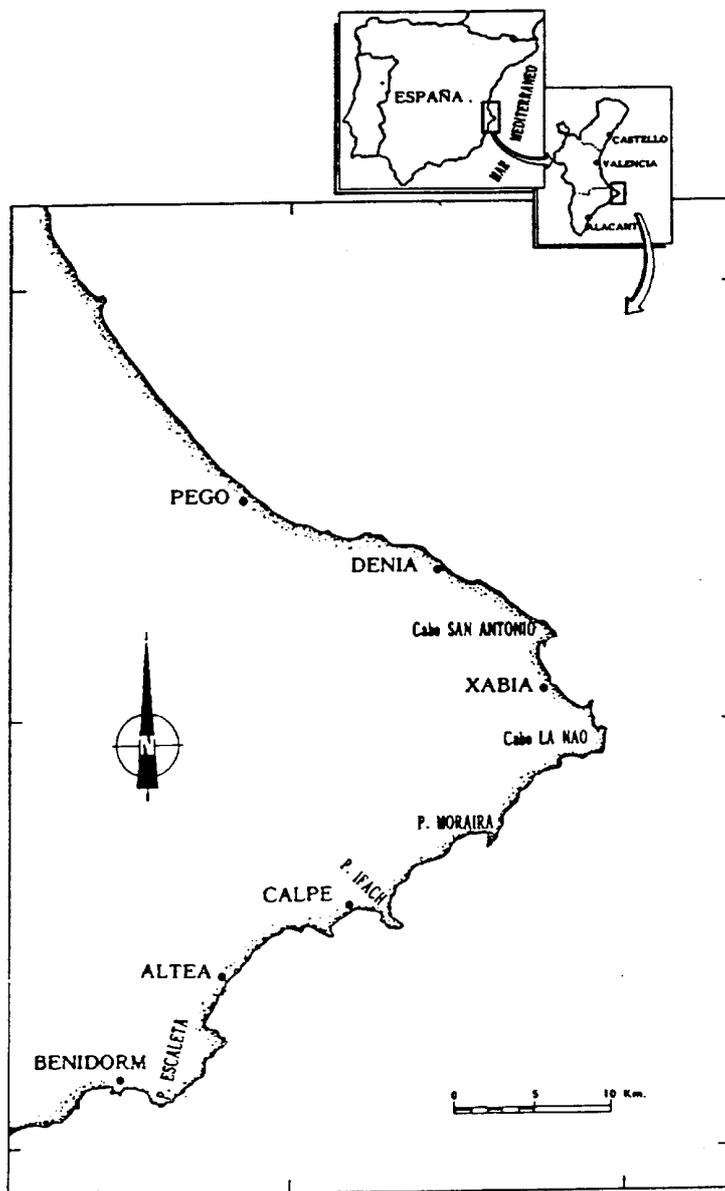


FIGURA 1. Mapa de localización del área de estudio.

A) Sector Denia-Cap de Sant Antoni

En general, este tramo litoral presenta la morfología de una costa baja, condicionada por una tendencia subsidente y caracterizada por el desarrollo de formaciones de restinga-albufera, tal y como corresponde al sur del Golfo de Valencia (Viñals, 1995). Enmarcado por relieves de alineación prebética y litología calcárea, este espacio se articula a favor de un extenso glacis de poca pendiente que permite la instalación de ambientes de marjal, alimentados por la escorrentía del río Girona (Costa, 1977). En este sentido, la Punta de l'Almadrava, situada en el extremo del abanico aluvial de este río, está constituida por una serie de mantos aluviales que se remontan al menos al Pleistoceno medio y que ha sufrido el desmantelamiento de la parte distal durante el máximo flandriense como consecuencia de la zapa del agente marino (Ferrer y Gisbert, 1991).

Debido a la marcada subsidencia que acusa este sector, es difícil identificar en esta área testigos de depósitos pleistocenos que se correlacionen con posibles alternancias del nivel del mar, salvo los paleoniveles de playa situados hoy a +2 m en la costa meridional de Denia (Dumas, 1977a; Goy y Zazo, 1988). Díez y Arenillas (1986) atribuyen la erosión reciente en la costa de Dénia a la existencia de una restinga fósil sumergida que dificulta la acumulación litoral.

Durante los últimos milenios la evolución costera de esta área (progradación o retroceso) parece responder más a cambios en la dinámica marina que a variaciones climáticas (Ferrer, 1990 y 1997). En el litoral del Golfo de Valencia los cambios postflandrienses también parecen tener un origen dinámico (Sanjaume *et al.*, 1996).

B) La bahía de Xàbia

Al sur del sector anterior se extiende la ensenada de Xàbia, delimitada por el Cap de Sant Antoni y el Cap Martí (fig. 2).

El Cap de Sant Antoni está esculpido en calizas del Cretácico superior (Igme, 1975), que alternando con niveles más o menos margosos se prolongan hacia poniente por el Montgó (Estévez y Soria, 1991). Estos relieves calcáreos están labrados por superficies de erosión pliopleistocenas —estribaciones del Montgó y Planes de la Nau— (Martínez Gallego *et al.*, 1992) modeladas por una acusada morfología kárstica (Dumas, 1977b). El frente meridional del Cap de Sant Antoni limita con el llano de Xàbia mediante una fractura subvertical de orientación prebética, de unos 70 m de salto (Rosselló, 1980).

Según Martínez Gallego *et al.*, (1992), en la bahía de Xàbia el protagonismo relevante lo ostenta la red de drenaje, que, controlada por el río Gorgos, presenta dos tipos de valle: de fondo plano o con perfil transversal en V. Este curso tiene una amplia cuenca y en la ensenada de Xàbia construye un llano aluvial que, en fases anteriores, se desarrolló bajo las características morfosedimentarias propias de un abanico que se unía lateralmente a conos aluviales procedentes del marco montañoso inmediato. En este depósito se encaja el río, actualmente formando un sistema de terrazas distribuidas a tres cotas distintas. En cuanto a los dos primeros niveles de terrazas, la reconstrucción de un hipotético perfil de equilibrio respecto a su nivel natural de base, que en este caso es una línea de costa próxima, implicaría un trazado a partir de una superficie que estaría muy por encima de las posibles cotas o posiciones del nivel marino, aún en los momentos de mayor elevación. Por esta razón se deduce una sobre elevación de tales depósitos debida a un movimiento

neotectónico positivo de uno de los bloques interiores del sistema de unidades (Fumanal *et al.*, 1993a)

Las formaciones costeras reflejan un conjunto de acumulaciones fósiles relacionadas con antiguos complejos de restinga-albufera (Fumanal y Viñals, 1989a). Hoy, delimitando el frente marino, se encuentra un depósito de calcarenita pleistocena de geometría alargada y estrecha (els Muntanyars), que se extiende desde el Puerto hasta la Cala Blanca y está afectado por numerosas fracturas, aunque conserva parcialmente su posición original. Su parte externa aparece retocada por la acción del oleaje y ofrece una morfología de rasa que ha destruido en parte los antiguos edificios eólicos dando lugar a microacantilados retocados por karst marino (Sanjaume, 1985). Como testimonio del antiguo ambiente sedimentario quedan reducidas áreas de marjal (el Salobre, el Saladar), que fosilizan una serie de depósitos detríticos propios de ambientes lagunares y medios subacuáticos restringidos. Estos ambientes se ven alimentados por las inundaciones favorecidas por el obstáculo que representa la paleorrestinga (Camarasa *et al.*, 1991).

En este arco consolidado, la entalladura de l'Arenal constituye la única playa de arena suelta formada por la actual dinámica marina en este entrante estructural que obedece a la activa neotectónica del entorno, a partir de la cual penetra el mar holoceno dando lugar a una reducida barra que, actuando de dique, permite el esporádico encharcamiento de la zona interior (Fumanal *et al.*, 1993a).

El Cap Martí (o Cap Prim) supone el límite meridional de la ensenada de Xàbia. Esta avanzada litoral y su áreas adyacentes —hasta Cap Negre— están formadas por margas y arcillas burdigalienses (Igme, 1975). Según Sanjaume (1985), la debilidad del roquedo permite la aparición de unos acantilados bastante más modestos que los inmediatos de Sant Antoni o de la Nau, así como la formación de una plataforma de abrasión marina que llega a conectar el continente con l'Illa del Portitxol, formada a su vez por calizas oligocenas. Los escollos rocosos al pie del acantilado son muy numerosos y pueden indicar la tasa de retroceso que éste ha experimentado.

C) Sector Cap de la Nau-Punta de Moraira

Entre Cap Negre y l'Illa del Descubridor se abre una costa recortada, esculpida sobre flysch y calizas oligocenas, que culmina en las inmediaciones del faro del Cap de la Nau (120 m). El acantilado subvertical que este presenta, delata su reciente amputación por una fractura arrumbada en una dirección próxima a la N-S, que también afectó al Oligoceno y Burdigaliense del sur de Cap Martí (Igme, 1975).

El sector litoral al sur del Cap de la Nau, constituye un tramo acantilado alto edificado sobre unidades litoestratigráficas de materiales béticos en los que se intercalan ensenadas, calas y playas (Rosselló, 1990). Allí, se desarrolla una amplia representación de afloramientos continentales (Fumanal y Viñals, 1989b) afectados por la actividad neotectónica de dirección NE-SW, que a su vez controla la sedimentación de la plataforma y da lugar a procesos de subsidencia con escalonamiento de bloques (Fumanal *et al.*, 1993b).

La tectónica de fractura ha tenido una importancia decisiva en la configuración de este espacio litoral. Como en el tramo anterior, la mayor parte de los salientes y entrantes continentales son producto de fracturas recientes. Una falla de orientación NNW-SSE esculpe el acantilado del Morro del Castell. Otras de las muchas *morres* de este sector tienen el mismo origen como, por ejemplo, la Morra de la Branca, del Roabit, Falguí, Punta d'Al-

dera, Morro de Tamarit, etc. (Sanjaume, 1985). Según Rosselló (1980), estas *morres* vienen a ser auténticas facetas de escalón de falla que van acompañadas por retrocesos kársticos, islotes, calas, escollos, etc.

Estas costas erosivas alternan con entrantes estructurales marinos (fig. 2), donde se desarrollan las playas y se conservan los depósitos continentales pleistocenos remanentes (Fumanal *et al.*, 1992). Estos entrantes se forman a partir de fallas transversales cuyo modelado se asocia a procesos subaéreos propios de la evolución de las laderas. Abundantes depósitos sedimentarios han ido acumulándose al pie de estos relieves, que, a tenor de las oscilaciones de la línea de costa, reflejan sistemáticamente una secuencia estratigráfica en la que alternan niveles de coluviones de cantos y bloques con matriz arcillosa y materiales de origen fluvial, con formaciones eólicas que en ocasiones la recubren (Fumanal y Viñals, 1989b).

Buen exponente de ello es la Cala Granadella donde los depósitos de ladera constituyen una orla al pie de los relieves y permiten distinguir, al menos, dos episodios de coluvionamiento pleistoceno (Fumanal y Viñals, 1989c). La presencia de bloques heterométricos en la línea de rompientes hace referencia al desplazamiento de la línea de costa hacia el continente, debido a la remoción basal que altera los antiguos perfiles de las laderas durante el Holoceno.

En la Cala de los Testos y en la Cala se repiten las series coluviales generalizadas en el área, pero están muy alteradas por la acción antrópica (Viñals y Fumanal, 1993). La Cala responde a un pequeño entrante costero formado en la desembocadura de un angosto valle de origen kárstico que ha evolucionado a partir de una falla perpendicular a la costa. Con un perfil longitudinal totalmente irregular, los tramos finales que se escalonan hasta el mar dan lugar a reducidas terrazas detríticas que conectan lateralmente con depósitos de ladera y que se disipan formando una playa de cantos. Por su parte, la cala de Cendres añade un depósito coluvial que formó parte de un antiguo cono pleistoceno (Fumanal *et al.*, 1993a).

En definitiva, se trata de un tramo litoral caracterizado por el dominio de las costas de erosión, con altos acantilados y calas estructurales, donde los depósitos marinos son escasos y de pequeña magnitud —incluso en las costas de acumulación (Cala de Granadella y Testos)— debido al especial efecto dismantelador que sobre ellos ejerce el mar holoceno. La inestabilidad producida por esta transgresión provoca también el desplome de formas de conducción kársticas ubicadas hoy a cota cero y totalmente anegadas por las aguas marinas (Viñals y Fumanal, 1993). La situación elevada de algunas de estas acumulaciones antiguas, como en la Cala dels Testos, sugiere la actuación de fenómenos neotectónicos también en este tramo.

D) Sector Moraira-Serra de Toix

Entre la bahía de Moraira y la Serra de Toix se extiende una costa de acantilados medios, esculpidos en molasas, margas y calizas burdigalienses (IGME, 1961), que alternan con anchos valles que penetran hacia el interior del continente formando pequeñas calas. La única excepción es el mogote eocénico del Penyal d'Ifac que presenta acantilados altos en sus tres vertientes marinas.

La tectónica de fracturas es la responsable de que el área de Benissa esté regida por una red de drenaje vergente al sur, a partir de un resalte morfológico marcado por la cota de 300 m que funciona como divisoria de aguas respecto a los barrancos afluentes del río Gorgos

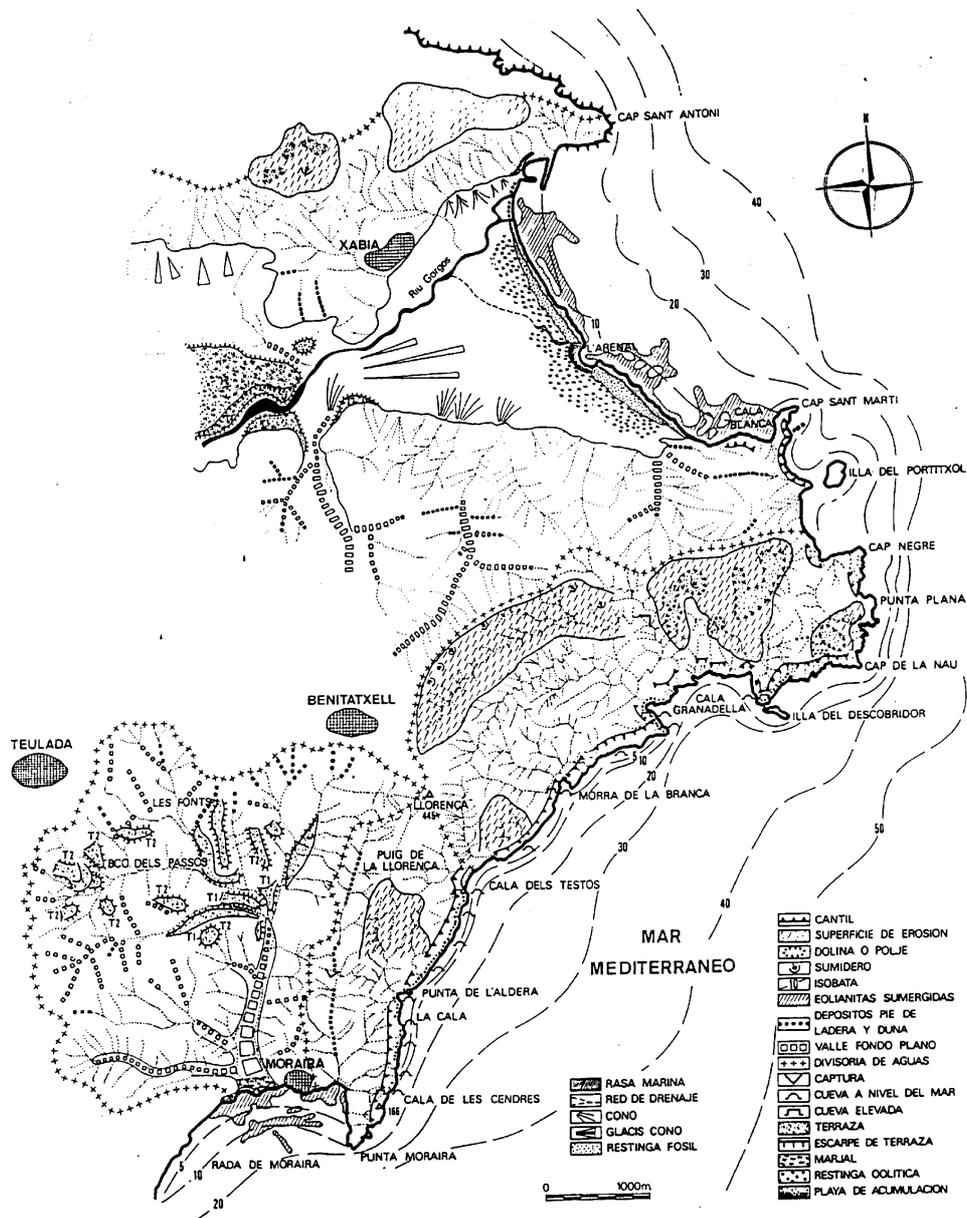


FIGURA 2. Esquema geomorfológico de sector continental extendido entre el Cap de Sant Antoni y la rada de Moraira. Fumanal *et al.*, 1993a.

(Banyuls, 1990). Esta zona se caracteriza por sus formas y contornos derivados de la red fluvial (Bru, 1983), cuyo encajamiento activo forma un sistema de dos niveles de terrazas. Un conjunto de ramblas cortas y de acusado gradiente recorre una franja estrecha entre el Puntal de Moraira y la Serra de Toix.

En la costa, el modelado responde hoy principalmente a la acción erosiva marina que cercena los depósitos continentales. Por su parte, las playas arenosas quedan reducidas al fondo de las calas (el Canyaret, el Baladrar, la Fustera, de l'Alga, etc.), siendo la playa de l'Ampolla —Moraira— y la playa de la Fosa —situada al norte del Penyal d'Ifac— las que consiguen mayor amplitud (Sanjaume, 1985).

Además, en este espacio permanecen restos de importantes formaciones de edad pleistocena y holocena (paleodunas, barras y restingas), que evidencian la situación de antiguas líneas de costa (Fumanal y Viñals, 1989d; Fumanal *et al.*, 1990; Fumanal y Viñals, 1991; Viñals y Fumanal, 1991; Martínez Gallego *et al.*, 1992). Tal es el caso del complejo fósil de restinga-albufera que se conserva hoy en la rada de Moraira, cuyo cuerpo sedimentario limitante superpone dos formaciones arenosas de edad diferente, a las que se adosa distalmente una alineación dunar que testifica la existencia de un antiguo estrán emergido, fuente de alimentación de este depósito eólico. En la actualidad esta restinga aparece rota por su extremo SW, donde se instala la barra holocena constituida por arenas sueltas.

Otros puntos de interés que contienen paleodepósitos marinos susceptibles de comentario en esta zona son citados por Martínez Gallego *et al.*, (1995):

- Cala Fustera: donde aparece un edificio dunar silíceo rampante sobre un paleoacantilado tallado sobre caliza.
- Cala Bassetes: se conservan en este segmento restos de paleoformaciones dunares que aún muestran una prolongación subacuática en el puerto deportivo de Bassetes, señalando una antigua línea de costa situada en la cota del saliente rocoso de Ifac.
- Puerto Ifac: en la zona sur, restos de calcarenitas pleistocenas adoptan una morfología de rasa marina. En ocasiones, estos materiales aparecen estratigráficamente emplazados bajo coluvios pertenecientes al glacis más reciente.

Este amplio desarrollo de los sistemas dunares está asociado a una costa dominada por cordones litorales y restingas durante el Pleistoceno medio-superior, que da paso en el Holoceno a una costa acantilada con fuerte gradiente del fondo marino en las zonas infralitorales, evidenciando el alto grado de hundimiento relacionado con la fuerte actividad neotectónica del área (Martínez Gallego *et al.*, 1995). En estos afloramientos calcareníticos, incluyendo la paleoformación de Xàbia, se localizan las formas kársticas litorales de máximo desarrollo y mayor vistosidad de la costa de la provincia de Alicante (Sanjaume *et al.*, 1982).

E) Sector Altea-Benidorm

Este espacio se enmarca en una zona bastante más compleja desde el punto de vista geológico que cualquiera de los anteriores. Estructuralmente, se produce el cambio del Prebético externo (al que pertenece todo el tramo septentrional) a las unidades del Subbético o Prebético interno. La tectónica de fracturas está bien representada por dos sistemas de fallas de direcciones ENE-WSW y NW-SE (Rodríguez Estrella, 1977); ésta

última presenta una importante componente de desgarre que individualiza bloques en la citada dirección. Según Rey *et al.* (1993), las rocas sedimentarias de edad triásica a neógena, depositadas sobre el basamento pre-alpino, alcanzan en este espacio de unos 3.000 a 4.000 m de espesor, cuyo asomo superficial se evidencia en importantes afloramientos litorales.

En este sentido, la neotectónica repercute en esta zona de forma especial ya que, además de las típicas orientaciones béticas, existen numerosas estructuras con direcciones anómalas cuya génesis probablemente esté relacionada tanto con la presencia de fallas pre-alpinas del basamento reactivadas durante la compresión miocena, como fallas transcurrentes dextrosas (De Ruig *et al.*, 1987; De Ruig, 1990), como con las deformaciones producidas por el ascenso diapírico de las evaporitas del Keuper —diapiros de Altea y Finestrat— (Rey *et al.*, 1993).

En el ámbito continental, y a tenor de los condicionantes geológicos descritos, la geomorfología se manifiesta por el desarrollo de glaciares y abanicos aluviales sobre los materiales blandos de las arcillas y margas mesocenoicas, cuyo arranque parte de los relieves calcáreos limitantes. Estas acumulaciones conectan distalmente con el sistema de terrazas, de discreta extensión, asociado a las sucesivas fases de encajamiento de la red fluvial.

Por lo que respecta al litoral, aquí el máximo exponente de costa acantilada se concreta en Serra Gelada o Penyes de l'Albir. Este acantilado es obra de una fractura longitudinal reciente que actúa sobre un paquete de materiales del Cretácico inferior y su morfología viene determinada por su composición litológica, ya que la erosión diferencial permite que los estratos de calizas superiores queden en resalte, ofreciendo una morfología en voladizo que no se observa en los cantiles septentrionales (Rosselló *et al.*, 1995, Yébenes, 1996).

El borde septentrional de Serra Gelada limita con la bahía de Altea, mientras que entre su extremo meridional y la Punta de la Cala, se abre la ensenada de Benidorm, punto a partir del cual la costa se eleva de nuevo con acantilados medios que se prolongan hacia el sur.

Las formaciones sedimentarias pleistocenas se muestran en este sector de manera fragmentaria pero con gran significado geomorfológico, como ya fue señalado en diversos trabajos (Rosselló, 1985; Sanjaume, 1985). En el Cap Negret (centro de la bahía de Altea), aflora una playa tirreniense (Gignoux, 1922; Gigout, 1960) que aparece traslocada por dos efectos: sobre elevación a causa de la extrusión triásica del valle del Algar y hundimiento hacia el SSW de uno de sus bordes por la acción de una reciente fractura (Gaibar-Puertas, 1974). Otros paleodepósitos son los retazos de calcarenitas en l'Olla de Altea y los imponentes cuerpos dunares de la Serra Gelada, entre cuyos materiales se intercalan niveles con un alto contenido faunístico de origen marino (Rey *et al.*, 1993; Rosselló *et al.*, 1995; Blázquez y Usera, 1996).

En definitiva, se trata de una zona que participa de la tendencia general que predomina en la provincia de Alicante, es decir, el desarrollo de glaciares, abanicos aluviales y terrazas fluviales en el ámbito continental y la presencia de formaciones relictas y actuales en el dominio litoral. Por otro lado, al hundimiento y basculación hacia el fondo marino que presenta todo el sector objeto de estudio, la bahía de Altea añade un elemento de complejidad por los efectos halocinéticos del Trías. Por tanto, si la neotectónica ha estado presente en la totalidad de la faja costera septentrional, aquí lo hace de forma especial, tal y como lo muestran la fuerte actividad sísmica reciente señalada por Gaibar-Puertas (1974) o los niveles marinos aflorantes en tierra que se corresponden con los sistemas litorales fósiles que aparecen en la plataforma a -15 m, como es el caso de la playa tirreniense de Altea (Rey *et al.*, 1993).

2.2.- La plataforma continental

La plataforma continental comprende el dominio que se extiende desde el litoral hasta la zona donde se produce la inflexión de la pendiente del fondo marino, dando paso al talud continental. Entre Dénia y Benidorm la amplitud de esta provincia deposicional varía considerablemente de norte a sur. Presenta un mayor desarrollo y extensión hasta el Cap de Sant Antoni, mientras que hacia el sur disminuye notablemente comandada por las características morfoestructurales del contexto bético. De igual forma, y desde una perspectiva sedimentaria, las potentes series de depósitos registrados en esta franja septentrional van reduciendo su espesor a medida que se aproximan al Sistema Bético, razón que justifica la existencia de un fondo a menudo rocoso.

La suavidad de la pendiente se hace presente en todo el tramo, aunque con ligeras fluctuaciones. Así, el sector comprendido entre Dénia y el Cap de Sant Antoni se caracteriza por un incremento de la pendiente hacia el sur, pasando, según Sanjaume (1985), de 0,8% en el norte a 1,0-1,1% en los aledaños septentrionales de la bahía de Xàbia. Sin embargo, a partir de este último enclave, desciende de forma importante llegando a alcanzar un valor medio de 0,15%.

En este espacio, los condicionantes estructurales se confirman como uno de los principales factores que controlan la deposición de la plataforma. En este sentido, según Rey *et al.*, (1982), la franja submarina que se extiende hasta el Cap de Sant Antoni se desarrolla sobre un margen continental progresivo, caracterizado por una fuerte acumulación de sedimentos procedente de la desembocadura de importantes cursos fluviales, mientras que el tramo meridional pertenece a un margen de tipo intermedio, donde la estructura del basamento acústico no ha sido totalmente recubierta.

Además del marco morfoestructural, según Maldonado y Zamarreño (1983), otros mecanismos ligados a la energía del medio rigen su desarrollo: factores climáticos, biológicos, oceanográficos, así como las variaciones del nivel del mar a lo largo del Cuaternario, cuya influencia es especialmente notable en las zonas más cercanas al continente. La interacción entre estos condicionantes y el predominio de uno o varios de ellos sobre los otros determinarán los tipos de depósitos y procesos que tienen lugar en este ámbito, definiendo en consecuencia los diferentes tipos de plataforma: carbonatada, silicoclastica y mixta (Johnson, 1978).

La sedimentación silicoclastica se asocia a sectores localizados frente a la desembocadura de los ríos y *ramblas* de carácter estacional, que vierten sus materiales al mar. Su desarrollo va a estar controlado por el equilibrio dinámico entre los aportes terrígenos del río, junto con las condiciones hidrodinámicas existentes en cada momento. Sin embargo, la sedimentación carbonatada está relacionada con otros factores como: la ausencia de terrígenos, temperatura, salinidad, profundidad, nutrientes, naturaleza y morfología del sustrato, régimen hidrodinámico, etc. (Maldonado y Zamarreño, 1983).

2.2.1. Características morfosedimentarias de la plataforma continental interna

La plataforma continental interna se localiza a continuación de la zona infralitoral distal y se extiende hasta la batimétrica de 30-40 m. Se trata por tanto, de una franja sumergida sometida en la actualidad a procesos de erosión, transporte y sedimentación marinos, donde la influencia continental y la fuerte dinámica costera disminuyen rápidamente mar adentro (Zamarreño *et al.*, 1983).

El interés de su estudio en este contexto geomorfológico reside en el papel que ha ejercido durante el Cuaternario, sobre todo en los momentos de regresión marina. Los descensos eustáticos dejaron al descubierto extensas superficies que fueron escenario de la progradación continental y de su modelado por parte de los agentes subaéreos.

La conjunción de este factor con el comportamiento tectónico y los aportes sedimentarios incide en el desarrollo de las secuencias deposicionales que la integran, imprimiéndole un carácter considerablemente variable. Este hecho aconseja caracterizarla por tramos, que impliquen una cierta uniformidad en cuanto a los aspectos morfoestructurales y a su posición geográfica. Siguiendo esta pauta, se describen a continuación los dos sectores que se reconocen en la plataforma interna de este espacio, cuyo umbral estaría situado en el Cap de Sant Antoni.

A) Sector septentrional del Cap de Sant Antoni.

En el contexto de un margen progradante, las zonas internas de la plataforma del Golfo de Valencia presentan una batimetría muy regular, sin grandes relieves y de forma convexa, debido a la importancia de los aportes detríticos. La cobertera sedimentaria corresponde a potentes series de depósitos pliocuaternarios que van disminuyendo su espesor hacia el sur (Díaz del Río *et al.*, 1986), en los alrededores de Denia, hecho relacionado con la mayor proximidad del basamento bético a la superficie del fondo. Por tanto, la potencia que alcanzan los sedimentos de la plataforma en este tramo parece estar asociada a fenómenos de subsidencia; claro reflejo de la participación de la tectónica reciente.

Desde el punto de vista morfológico, se trata de una superficie con escasas irregularidades topográficas, con pequeñas elevaciones o afloramientos superficiales de sedimentos consolidados como es el caso de un cuerpo litoral alargado y paralelo a la costa, situado a -34 m de profundidad entre Oliva y Denia (Fumanal *et al.*, 1993b). En el tramo meridional de este sector se generalizan este tipo de depósitos.

Al norte de Denia, la mayor parte de los depósitos son inconsolidados de textura arenosa, cuyos rangos más gruesos contienen abundantes bioclastos, mientras que las litologías siliciclásticas se reducen a las fracciones de menor tamaño. El origen de los materiales detríticos es fluvial, procedentes fundamentalmente de las cuencas del Xúquer y Serpis (Maldonado *et al.*, 1983; Díaz del Río *et al.*, 1986; Blázquez, 1996). Hacia el sur de esta localidad se observa un cambio sedimentario importante ya que aparecen afloramientos de materiales consolidados calcareníticos (*beach-rock*) que alternan con gravas y arenas gruesas procedentes de la erosión de estas formaciones, que no son más que los vestigios de cordones litorales que nos informan de la situación de antiguas líneas de costa (Rey y Díaz del Río, 1983).

Los máximos transgresivos han proporcionado una geometría de superposición (*onlap*) continua de los cuerpos litorales, llegando a alcanzar el pie de los relieves circundantes (Fumanal *et al.*, 1993b). La secuencia sedimentaria aparece bien conservada, exceptuando pequeños episodios erosivos que se relacionan con el máximo del descenso eustático que tuvo lugar hacia el 18.000 BP (Rey *et al.*, 1993).

En definitiva, la plataforma submarina interna de este sector participa del comportamiento tectonoestratigráfico del óvalo de Valencia, al estar situada en el límite meridional del mismo. Se trata, por tanto, de una plataforma de amplio desarrollo y notable espesor, formada por sedimentos no consolidados de carácter silicoclastico (Giró y Maldonado, 1983) que tapizan el sustrato rocoso aflorante al sur, debido fundamentalmente a las sus-

tanciales diferencias neotectónicas y deposicionales que se adquieren en este ámbito a partir del Cap de Sant Antoni.

B) Sector meridional del Cap de Sant Antoni

Como corresponde a un margen de tipo intermedio, al sur del Cap de Sant Antoni las unidades deposicionales cuaternarias aparecen con un desarrollo muy desigual, tanto en lo que se refiere a su potencia como a su trazado horizontal, no sólo debido al comportamiento diferencial de la sedimentación, sino también a la fracturación que afecta a los niveles cuaternarios, incluso a los holocenos recientes (Fumanal *et al.*, 1993b).

Respecto a los rasgos morfológicos, las unidades sedimentarias se depositan en una plataforma que sigue progresivamente reduciendo su amplitud a medida que alcanza posiciones más meridionales (Rey y Díaz del Río, 1983). Adaptados a un relieve relativamente suave (Rey y Medialdea, 1989), pueden encontrarse materiales constituidos por arenas terrígenas localizadas frente a las desembocaduras de los cauces fluviales, mientras que fuera de la influencia de estos elementos de descarga aparecen sedimentos terrígenos finos y bioclásticos (Blázquez *et al.*, 1996, Usera y Blázquez, 1997).

A partir de la aportación de diversos autores (Martínez Gallego *et al.*, 1992; Fumanal *et al.*, 1993b, REY *et al.*, 1993, Martínez Gallego *et al.*, 1995) se distinguen a continuación formaciones presentes hoy en la plataforma submarina interna de este sector:

a) *Cuerpos con geometría prismática*. Están vinculados al pie de los relieves costeros de mayor pendiente, sobre todo a los salientes estructurales (puntas y cabos), por lo que se interpretan como depósitos continentales de gravedad asociados a las laderas. Se caracterizan por su forma regular y su frente de progradación en el que se distingue un borde superior, un talud con gran pendiente y un pie inferior de acuñamiento cóncavo. Están formados por fracciones arenosas bien seleccionadas. Destacan los que se extienden frente a los acantilados relacionados con la bahía de Xàbia, así como los de la Serra Gelada (fig. 3), SW del Penyal d'Ifac y Morro de Toix.

En este orden, las áreas proximales submarinas de las playas se prolongan bajo el mar por prismas infralitorales playeros, que generalmente no llegan más allá de los 20 m de profundidad. Sus materiales arenosos presentan un encostramiento superficial, consecuencia de la colonización biológica (praderas de fanerógamas marinas). Se sitúan como continuación de los sistemas playeros actuales, más notorios en las ensenadas de Calp, Altea y Benidorm.

b) *Unidades lobuladas progradantes* como las localizadas en la bahía de Xàbia y frente a la desembocadura del río Algar, caracterizadas sobre todo por la suave pendiente. En la bahía de Xàbia se desarrolla un potente prisma litoral comprendido entre -25-30 m y -70-90 m, cuyo exponente más somero está asociado a morfologías canalizadas poco profundas que enlazan con el entrante de l'Arenal, posiblemente relacionada con la presumible desembocadura del río Gorgos en la zona central de la bahía. Más al sur, conectado al río Algar, aparece un abanico fluvial de carácter deltaico en el que se pueden distinguir tres cuerpos separados por superficies de discontinuidad, de los cuales el mejor conservado es el más reciente, superpuesto a los otros dos.

c) *Afloramientos rocosos*. Son irregularidades representadas sobre todo por barras consolidadas (*beach rocks*) aflorantes y subaflorantes que se corresponden con antiguas playas, o por cordones dunares sumergidos (Rey y Díaz del Río, 1983), cuya posición está sujeta

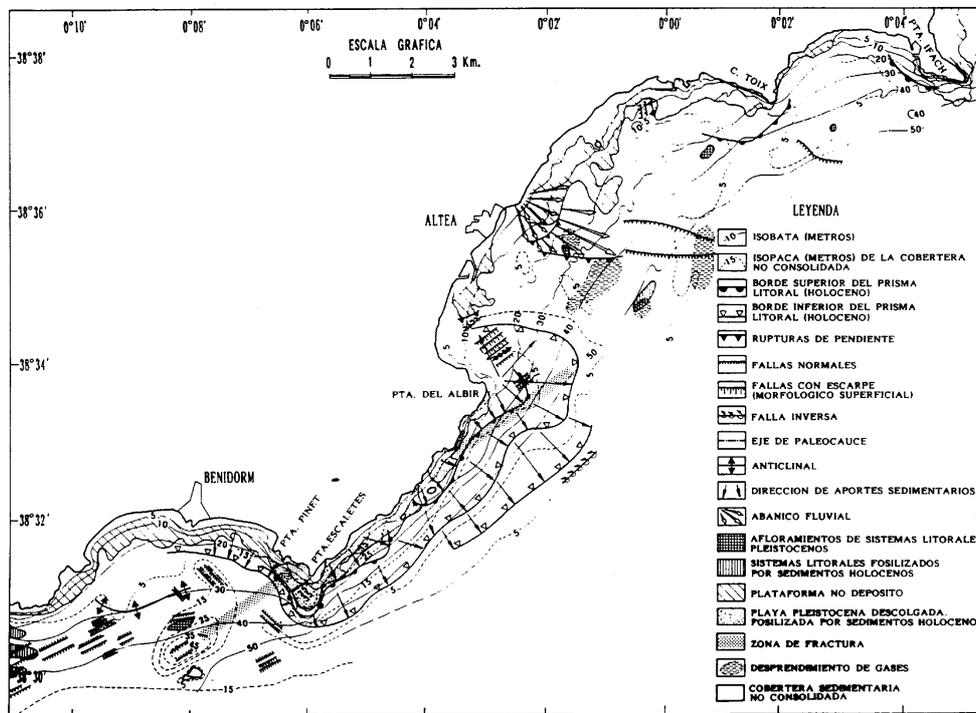


FIGURA 3. Elementos geomorfológicos de la plataforma continental interna entre el Penyal d'Ifac y Benidorm. Rey *et al.*, 1993.

al hundimiento generalizado que genera el escalonamiento del sistema de fracturas normales.

En el área de estudio al sur del Cap de la Nau, los perfiles sísmicos muestran un apilamiento continuo de *beach rocks* paralelos a la costa, situados bajo una cobertera de sedimentos no consolidados de edad holocena (Fumanal *et al.*, 1993b), que se prolongan hasta el sur del Penyal d'Ifac (Martínez Gallego *et al.*, 1995). A partir de ese punto los afloramientos de los sistemas de *beach rocks* se distribuyen a lo largo de toda la plataforma de manera desigual, repartidos por las zonas infralitorales entre las cotas de -12 a -20 m. Otros cuerpos aislados aparecen en diversos puntos de las bahías y ensenadas entre las isobatas de -30 y -55 m.

Por otro lado, entre el Cap de la Nau y Moraira, se localiza una unidad progradante apoyada hacia el norte en los afloramientos cuaternarios litificados anteriores, caracterizada por su amplio desarrollo y paralelismo a la costa actual que podría relacionarse con un sistema de cordón litoral y dunas transversales a la parte más cercana a tierra (Fumanal *et al.*, 1993b). Todas estas formaciones aparecen fosilizadas bajo las secuencias deposicionales de edad holocena (fig. 4).

d) *Superficies de encostramiento*. Pertenecen a las zonas de erosión o no deposición y se identifican generalmente en el espacio infralitoral. Las muy recientes están desarrolladas sobre los sedimentos no consolidados a partir de procesos biológicos.

En definitiva, este espacio sumergido presenta un notable contraste respecto al tramo anterior, debido a que, si bien hasta el Cap de Sant Antoni la tónica general es de subsidencia generalizada, lo que implica unas condiciones de sedimentación sin diferenciación, aquí el reacondicionamiento de bloques compartimenta la zona provocando la acumulación de sedimentos de forma desigual en pequeñas fosas. En este sentido, se pueden distinguir unidades deposicionales de morfologías distintas, con discontinuidad lateral y variaciones de potencia, tales como cuerpos lobulados asociados a la desembocadura de los cauces fluviales o los prismas sedimentarios litorales y playeros, así como los sistemas de *beach rocks* desigualmente repartido a lo largo de toda la plataforma interna. La importancia de la fracturación reciente cobra una gran relevancia en este sector, cuyo papel en el desarrollo de la sedimentación y en la edificación geomorfológica de la plataforma continental actual es indudable.

3. Consideraciones finales

El comportamiento desigual que predomina en este espacio se debe a dos contextos morfoestructurales de características diversas: mientras en el N se registran las mayores tasas de subsidencia y la consiguiente geometría de superposición de los cuerpos sedimentarios submarinos, a partir del Cap de Sant Antoni prevalece un hundimiento y basculación diferencial generada por la compartimentación de pequeñas cuencas. La conjunción de las líneas de fracturación —Falla de la Costa, que genera la subsidencia, y los accidentes de dirección NW-SE— diseña una estructura en fosas y depresiones tectónicas que facilita el apilamiento en cuñas y cuerpos transgresivos sobre la plataforma continental. En la bahía de Altea se añade un elemento de complejidad por los efectos halocinéticos del Trías.

Los sistemas de dunas conservados en la costa corresponden a una posición transgresiva del mar, aunque testifica la existencia de un antiguo estrán emergido, fuente de alimentación de este depósito eólico. Si su correlación pausable se efectúa con las unidades de *beach rock*, cordones litorales y sistemas dunares sumergidos se corroboraría la hipótesis de una tectónica activa. De igual forma, también atestigua los fenómenos neotectónicos el hecho de que algunos niveles marinos aflorantes (playa tirreniense de Altea) están relacionados con los sistemas litorales fósiles que aparecen en la plataforma hacia la cota de -15 m.

Los sedimentos coluviales que integran los perfiles subaéreos avanzan en momentos de baja glacioeustática, mientras que los depósitos litorales reflejarían situaciones más próximas de la línea de costa durante el Pleistoceno.

Las unidades geomorfológicas fundamentales en tierra, es decir, los abanicos fluviales asociados a la desembocadura de los principales ríos —Gorgos y Algar—, se prolongan en la plataforma mediante sistemas de prismas deltaicos submarinos. El mayor de estos edificios lo desarrolla el río Algar que, partiendo de posiciones relativamente cercanas a la línea de costa, presenta dos cuerpos sedimentarios tapizados por otro más reciente y mejor conservado. Sin embargo, es el depósito del Gorgos el que alcanza los mayores espesores, cuyo extremo proximal se localiza a -25 m alimentado por las canalizaciones fluviales que labran la plataforma actual. Las máximas acumulaciones se sitúan a partir de los 30 m de profundidad, mientras que en las zonas más someras y próximas a la costa existe un escaso desarrollo de los paquetes cuaternarios debido a la fracturación reciente.

Otras formaciones sedimentarias continentales mantienen la continuidad bajo el mar como los prismas infralitorales o litorales que se prolongan, respectivamente, a partir de los sistemas playeros actuales y de los salientes estructurales.

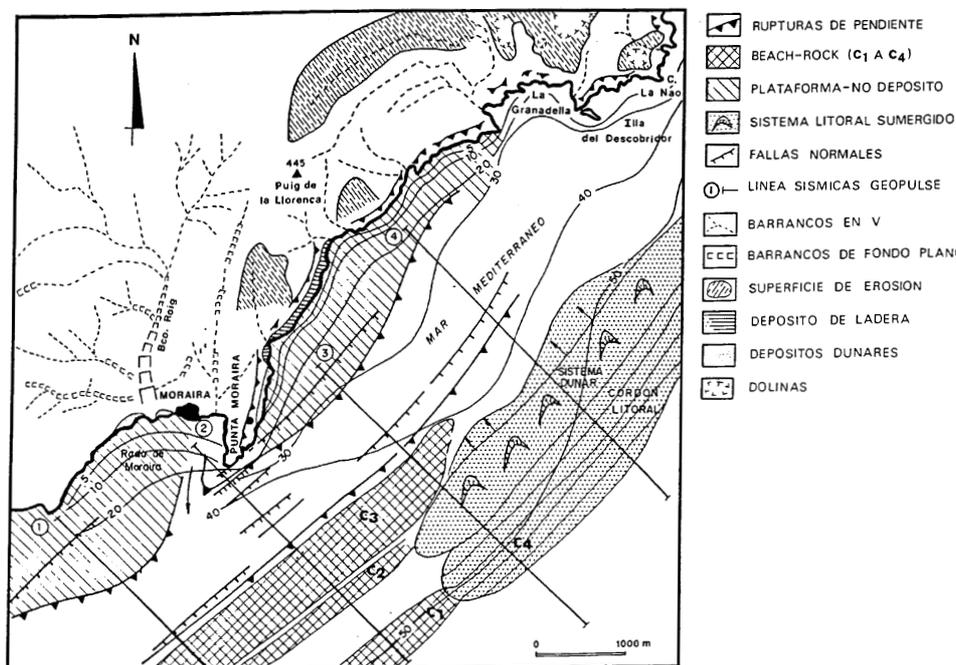


FIGURA 4. Geomorfología de la plataforma continental interna entre el Cap de La Nau y Moraira. Fumanal *et al.*, 1993b.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente posible gracias a una beca del Plan Nacional de Investigación Científica y Desarrollo Tecnológico llevada a cabo en la empresa Sondeos, Estructuras y Geotecnia S.A.

4. Bibliografía

- BANYULS, B. (1990): El litoral Benissenc, un paisatge mediterrani. *XI Premis Abril*, Benissa, 47 pp.
- BLÁZQUEZ, A.M. (1996): La plataforma continental interna: facies sedimentarias y foraminíferos bentónicos (Marjal de Oliva-Pego y la Vila Joiosa). *Cuadernos de Geografía*, 59: 3-26
- BLÁZQUEZ, A.M., FUMANAL, M.P. y J. OLMO (1996): Rasgos sedimentológicos de la plataforma interna valenciana (tramo Oliva-la Vila Joiosa) y su relación con la geomorfología continental, *Cadernos do Lab. Xeolóxico de Laxe*. Galicia, 21: 671-684.
- BLÁZQUEZ, A.M. y USERA, J. (1996): Los foraminíferos cuaternarios de las dunas de Serra Gelada. *Cuadernos de Geografía*. Monográfico: «Las eolianitas cuaternarias de las Penyes de l'Albir (Serra Gelada)», 60: 327-340.
- BRU, C. (1983): El sinclinal de Benissa-Teulada. Estudio morfoestructural e hidrológico. *Investigaciones Geográficas*, 1: 147-178.

- CAMARASA, A.M., BANYULS, M y VIÑALS, M.J. (1991): Riesgo de inundación en la ensenada de Xàbia. *Actas del XII Congreso Nacional de Geografía*. Valencia, 135-138.
- COSTA, J. (1977): *El marquesat de Dénia. Estudio geográfico*. Universitat de València, 595 pp.
- DE RUIG, M.J.; MIER, R.M. y STEL, H. (1987): Interference of compressional and wrenching tectonics in the Alicante regios, SE Spain. *Geol. Mijnbown*, 66: 201-212.
- DE RUIG, M.J. (1990): Fold trends and stress deviation in the Alicante fold belt, southeastern Spain, *Tectonophysics*, 184: 393-403.
- DÍAZ DEL RÍO, V., REY, J. y VEGAS, R. (1986): The Gulf of Valencian continental shelf: extensional tectonics in Neogene and Quaternary sediments. *Marine Geology*, 73: 169-179.
- DÍEZ, J.J. y ARENILLAS, M. (1986): El litoral de Dénia. En Martínez de Pison, E. y Tello, b. (Ed.): *Atlas de Geomorfología*. Alianza-Atlas, Madrid.
- DUMAS, B. (1977a): Succession et âges radiométriques des terrasses marines du Levant Espagnol. *Bull. Ass. Fr. Ét. Quat.*, 4: 82-85.
- DUMAS, B. (1977b): *Le Levant Espagnol. La genèse du relief* (Tesis Doctoral). Université de Paris XII, 520 pp.
- ESTÉVEZ, A. y SORIA, J. (1991): El medio físico. En: *El Parque Natural del Montgó. Estudio pluridisciplinar*. Agencia del Medi Ambient, pp. 21-29.
- FERRER, C. (1990): El saladar de Dénia: Evolución geomorfológica. *Actes del III Congrés d'Estudis de la Marina Alta*, pp. 555-566.
- FERRER, C. y GISBERT, J. (1991): El Holoceno reciente: secuencia geoarqueológica de l'Almadrava. *VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario. Libro de excursiones*. Valencia, pp. 69-70.
- FERRER, C. (1997): Cambios costeros históricos en Dénia (País Valencià). *Cuaternario y Geomorfología*, 11 (3-4): 125-142.
- FUMANAL, M.P. y VIÑALS, M.J. (1989a): El litoral de Xàbia: contrastes morfológicos y genéticos. *Xàbiga*, 5, pp. 7-16.
- FUMANAL, M.P. y VIÑALS, M.J. (1989b): Los acantilados marinos de Moraira: su evolución pleistocena. *Cuaternario y Geomorfología*, 2 (1-4): 23-31.
- FUMANAL, M.P. y VIÑALS, M.J. (1989c): Evolución de la costa Pleistocena de la Cala de la Granadella (Alicante-España). *Geolis*, Vol. III (1-2): 96-104.
- FUMANAL, M.P. y VIÑALS, M.J. (1989d): Albufera residual de Moraira (Alicante). Evolución geomorfológica. *Actas XI Congreso Nacional de Geografía*, 2: 391-400.
- FUMANAL, M.P., SANTISTEBAN, C. y VIÑALS, M.J. (1990): Implicaciones geomorfológicas de las formaciones de restinga en el sector prebético externo (Alicante). *Actas I Reunión Nac. de Geomorfología*, Teruel, pp. 341-349.
- FUMANAL, M.P. y VIÑALS, M.J. (1991): Oscillations of the sea level in the Central sector of the Spanish Mediterranean Coast (Valencia-Alicante). *Mediterranean and Black Sea Shoreline Subcommissions. Newsletter*, 13: 56-60.
- FUMANAL, M.P., VIÑALS, M.J., REY, J., SOMOZA, L. y MATEU, G. (1992): Continental and marine sedimentary sequences of the northern littoral of Alicante (Spain) during the Quaternary. En: Zazo, Bardaji (Eds.). *Subcomission on Mediterranean and Black Sea shorelines. Newsletter*, 14.
- FUMANAL, M.P., USERA, J., VIÑALS, M.J., MATEU, G. y BELLUOMINI, G., MANFRA, L. y PROSZYNSKA-BORDAS, H. (1993a): Evolución cuaternaria de la Bahía de Xàbia (Alicante). En: Fumanal, M.P. y Bernabeu, J. (Eds.): *Estudios sobre Cuaternario*. Valencia, pp. 17-26.

- FUMANAL, M.P., MATEU, G., REY, J., SOMOZA, L. y VIÑALS, M.J. (1993b): Las unidades morfosedimentarias cuaternarias del litoral del Cap de la Nau (Valencia-Alicante) y su correlación con la plataforma continental. En: Fumanal, M.P. y Bernabeu, J. (Eds.): *Estudios sobre Cuaternario*. Valencia, pp. 53-64.
- GAIBAR-PUERTAS, C (1974): Los movimientos recientes del litoral Alicantino. II: el segmento extendido entre la Punta de Ifach y Cabo Huertas. *Rev. Inst. Est. Alicant.*, 11: 43-106.
- GIGOUT, M. (1960): Cuaternario litoral de las provincias del Levante Español. Cuaternario marino. *Notas y Comun. I.G.M.E.*, 57: 209-214.
- GIGNOUX, M (1922): Les rivages et les faunes des mers pliocènes et quaternaires dans la Méditerranée occidentale. *C.R. Cong. Int. Géol. Liège*, II: 1447-1491.
- GIRÓ, S. y MALDONADO, A. (1983): Definición de facies y procesos sedimentarios en la plataforma continental de Valencia (Mediterráneo occidental). En: Castellví, J. (Ed.): *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental española. Seminario Científico*. Cádiz, pp. 75-96.
- GOY, J.L. y ZAZO, C. (1988): Sequences of Quaternary marine levels in Elche Basin (Eastern Betic Cordillera, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 68: 301-310.
- I.G.M.E. (1975): *Mapa Geológico de España*. Hoja de Xàbia (Nº 823). Escala 1:50.000.
- I.G.M.E. (1961): *Mapa Geológico de España*. Hoja de Benissa (Nº 822). Escala 1:50.000.
- JHONSON, H.D. (1978): Shallow siliciclastic seas. En: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 207-258.
- MALDONADO, A. y ZAMARREÑO, I. (1983): Modelos sedimentarios en las plataformas continentales del Mediterraneo español: factores de control, facies y procesos que rigen su desarrollo. En: Castellví, J. (Ed.): *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental española. Seminario Científico*. Cádiz, pp. 15-52.
- MALDONADO, A., SWIFT, D.P., YOUNG, R.A., HAN, G., NITROUER, C.A., DE MASTER, D.J., REY, J., PALOMO, C., ACOSTA, J., BALLESTER, A. y CASTELLVI, V. (1983): Sedimentation on the Valencia Continental Shelf: preliminary results. *Continental Shelf Research*, 2 (2/3): 195-211.
- MARTÍNEZ GALLEGO, J., FUMANAL, M.P., VIÑALS, M.J., REY, J. y SOMOZA, L. (1992): Geomorfología y Neotectónica de la Bahía de Xàbia (Alicante). En: López Bermúdez, F.; Conesa García, C. y Romero Díaz, M.A. (Eds.): *Estudios de Geomorfología de España*. Actas de la II Reunión Nacional del Geomorfología, Murcia. pp.
- MARTÍNEZ GALLEGO, J.; REY, J.; FUMANAL, M.P. y SOMOZA, L. (1995): Evolución cuaternaria del dominio marinocontinental situado entre el Puntal de Moraira y la Serra de Bèrnia (Alicante, España). *Cuaternario y Geomorfología*, 9 (3-4): 75-84.
- REY, J.; ACOSTA, J.; DÍAZ DEL RÍO, V.; HERRANZ, P.; SAN GIL, C.; SANZ, J.L. y YOUNG, R. (1982): Resultados preliminares de la campaña de Geología Marina GATIÑO-81, realizada en la plataforma continental de las provincias de Valencia, Alicante y Murcia. *Inf. Tec. Inst. Esp. de Oceanogr.* ITG-82-3, 37 pp.
- REY, J. y DÍAZ DEL RÍO, V. (1983): Aspectos geológicos sobre la estructura poco profunda de la plataforma del Levante Español. En: Castellví, J. (Ed.): *Estudio oceanográfico de la plataforma continental*. Seminario científico, pp. 25-83.
- REY, J. y DÍAZ DEL RÍO, V.M. (1984): Algunos aspectos morfoestructurales del Cuaternario Submarino en la plataforma continental del Mediterráneo Español. *Thalassa*, 2 (1): 23-29.

- REY, J. y MEDIALDEA, T. (1989): Los sedimentos cuaternarios superficiales del margen continental español. *Ed. Inst. Esp. Oceanogr. Public. especiales*, 3, 29 pp.
- REY J.; FUMANAL, M.P.; FERRER, C.; VIÑALS, M.J.; YÉBENES, A. (1993): Correlación de las unidades morfológicas cuaternarias (Dominio continental y plataforma submarina) del sector Altea-la Vila Joiosa, País Valenciano, (España). *Cuadernos de Geografía*, 54: 249-267.
- RODRÍGUEZ ESTRELLA, T. (1977): Síntesis geológica del Prebético de la Provincia de Alicante. *Bol. Geol. y Minero*, T. LXXXVIII-IV: 272-299.
- ROSSELLÓ, V.M. (1980): Los promontorios de la Nau. *I Curso de Geomorfología litoral Aplicada*. E.T.S. Ing. Caminos Canales y Puertos. Valencia, pp. 87-94.
- ROSSELLÓ, V.M. (1985): El Pleistocè marí valencià. Història de la seva coneixença. *Pleistoceno y Geomorfología litoral*. Homenaje a Juan Cuerda. Universitat de Palma de Mallorca, pp. 135-174.
- ROSSELLÓ, V.M. (1990): El litoral valencià des del Molinell a Moraira. *Actes III Congrés d'Estudis de la Marina Alta*, pp. 531-544.
- ROSSELLÓ, V.M.; ESTEBAN, V.; YÉBENES, A. y FUMANAL, M.P. (1995): Penyes de l'Albir: Geomorfología litoral y Cuaternario. En Aleixandre, T. y Pérez González, A.: *Monografías del Centro de Ciencias Medioambientales*. C.S.I.C., 3: 3-15.
- SANJAUME, E.; MATEU, J.; PÉREZ CUEVAS, A. (1982): Karst marino. Estado de la cuestión. *Estudios Geográficos*, 169: 411-442.
- SANJAUME, E. (1985): *Las costas valencianas. Sedimentología y morfología*. Universitat de València, Valencia, 505 pp.
- SANJAUME, E., ROSSELLÓ, V.M.; PARDO, J.E., CARMONA, P.; SEGURA, F. y LÓPEZ, M.J. (1996): Recent coastal changes in the Gulf of Valencia (Spain). *Zeitch. für Geomorphologie*, 102: 95-118.
- USERA, J. y BLÁZQUEZ, A.M. (1997): Influencia del sustrato en la distribución de los foraminíferos bentónicos de la plataforma continental interna entre Valencia y Alicante (España). *Revista Española de Micropaleontología*, vol. XXIX, (2): 85-104.
- VIÑALS, M.J. y FUMANAL, M.P. (1991): El Cuaternario reciente de la rada de Moraira: El complejo relicto de restinga-albufera. *VIII Reunión Nacional sobre Cuaternario. Libro de excursiones*. Valencia, septiembre de 1991, pp. 55-58.
- VIÑALS, M.J. y FUMANAL, M.P. (1993): Modelo de evolución de una costa acantilada durante el Cuaternario: Cap de la Nau-Punta de Moraira. *El Cuaternario en España y Portugal*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España (A.E.Q.U.A.) Actas 2ª Reunión sobre Cuaternario Ibérico. Madrid, pp. 25-32.
- VIÑALS, M.J. (1995): Secuencia estratigráfica y evolución morfológica del extremo meridional del Golfo de Valencia (Cullera-Dénia). *El Cuaternario del País Valenciano*. Universitat de València y A.E.Q.U.A., pp. 163-168.
- YÉBENES, A. (1996): Estratigrafía y estructura de la Serra Gelada. *Cuadernos de Geografía*. Monográfico: «Las eolianitas cuaternarias de las Penyes de l'Albir (Serra Gelada)», 60: 201-222.
- ZAMARREÑO, I., VÁZQUEZ, A. y MALDONADO A. (1983): Sedimentación en la plataforma de Almería: Un ejemplo de sedimentación mixta silícico-carbonatada en clima templado. En: Castellví, J. (Ed.): *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental española. Seminario Científico*. Cádiz, pp. 95-119.