

J. REY SALGADO*
M.P. FUMANAL GARCÍA**
C. FERRER GARCÍA**
M.J. VIÑALS BLASCO**
A. YÉBENES***

CORRELACIÓN DE LAS UNIDADES
MORFOLÓGICAS CUATERNARIAS
(DOMINIO CONTINENTAL Y
PLATAFORMA SUBMARINA) DEL
SECTOR ALTEA-LA VILA JOIOSA,
PAÍS VALENCIANO, (ESPAÑA)

RESUMEN

Esta publicación es un avance de resultados de un programa conjunto que durante los últimos años se ha establecido entre el Departamento de Geografía de la Universidad de Valencia y el Instituto Español de Oceanografía en el marco del PROYECTO «LA NAO».

En su objetivo se plantea el estudio de la morfogénesis cuaternaria en los ámbitos continental y marino, el análisis del comportamiento neotectónico y la correlación de ambos factores en el litoral meridional valenciano.

Se presentan aquí los datos y conclusiones derivadas de la última campaña realizada entre la Penya d'Ífac y la Vila Joiosa.

ABSTRACT

This work reflects some results of a scientific program (PROYECTO «LA NAO»), carried out between Valencian University (Department de Geografia) and the Spanish Institute of Oceanography, from 1990. Its aim is the study of Quaternary morphogenesis both in continental as in marine environment, so as the comprehension of neotectonic activity in the area.

Here we present data and conclusions derived from last campaign along Penya d'Ífac and Vila Joiosa littoral.

¹ Este trabajo ha sido realizado dentro del proyecto PB 89 - 0524 DGICYT (1991-92)

* Instituto Español de Oceanografía.

** Departament de Geografia. Universitat de València.

*** Instituto de Enseñanza Media de Altea.

INTRODUCCIÓN

El trabajo se refiere al área costera entre el Morro de Toix y la Vila Joiosa; presenta los resultados más recientes de la serie de campañas geomorfológicas y oceanográficas que con el nombre de LA NAO se han llevado a cabo durante los últimos años en el litoral meridional del País Valenciano, tanto en la zona emergida como en la plataforma continental (fig. 1). Objetivo del proyecto es correlacionar los episodios morfotectónicos y deposicionales de ambos dominios, para ensayar en última instancia la interpretación evolutiva de este área durante el Pleistoceno y el Holoceno fundamentalmente.

Se ha seguido para ello una metodología ya explicitada en trabajos anteriores, (REY y DÍAZ DEL RÍO, 1983; REY, 1990; FUMANAL *et al.*, 1993) que se basa en el estudio geológico y geomorfológico del medio emergido, junto con el análisis de la secuencia estratigráfica cuaternaria reflejada en las series sedimentarias del sector. Paralelamente se han obtenido datos geofísicos del dominio marino próximo para conocer su comportamiento estructural y dinámico, así como las características de los cuerpos deposicionales sumergidos.

MARCO GEOGRÁFICO

El espacio geográfico estudiado se delimita al NNE por los contrafuertes de la Serra de Bèrnia, prolongados hasta el mar con los de la Serra de Toix. Hacia el interior (NNW), destaca el Puig Campana, que alcanza la cota de 1500 m, y un conjunto alineado de menor altura formado por las sierras de la Cortina, Orxeta y Relleu. El extremo W corresponde a los suaves relieves del Campello-la Vila Joiosa.

La red de drenaje tiene como colectores principales los ríos Guadalest-Algar, Torres y Sella-Amadorio, a los que se añade un conjunto de barrancos de corto recorrido y régimen efímero (fig. 2).

La costa presenta breves aceras litorales con un postpaís accidentado y en tal espacio se abre la bahía d'Altea, la ensenada de Benidorm y la playa de la Vila Joiosa, separadas por el acantilado alto de la Serra Gelada y el de media altura del cinturón plegado paleógeno de la Vila Joiosa.

RASGOS GEOLÓGICOS Y ESTRUCTURALES

La región objeto de estudio se encuentra situada en las Zonas Externas de las cordilleras Béticas, y con mayor precisión, en el dominio interno nororiental de la Zona Prebética (VERA, 1983), o sea en el sector autóctono o subautóctono de la cordillera.

El basamento pre-Alpino, que no aflora en esta región, se encuentra cubierto por una sucesión de unos 3000 a 4000 m de espesor de rocas sedimentarias de edad triásica a neógena, entre las que dominan los carbonatos marinos depositados en ambientes de plataforma y talud continental.

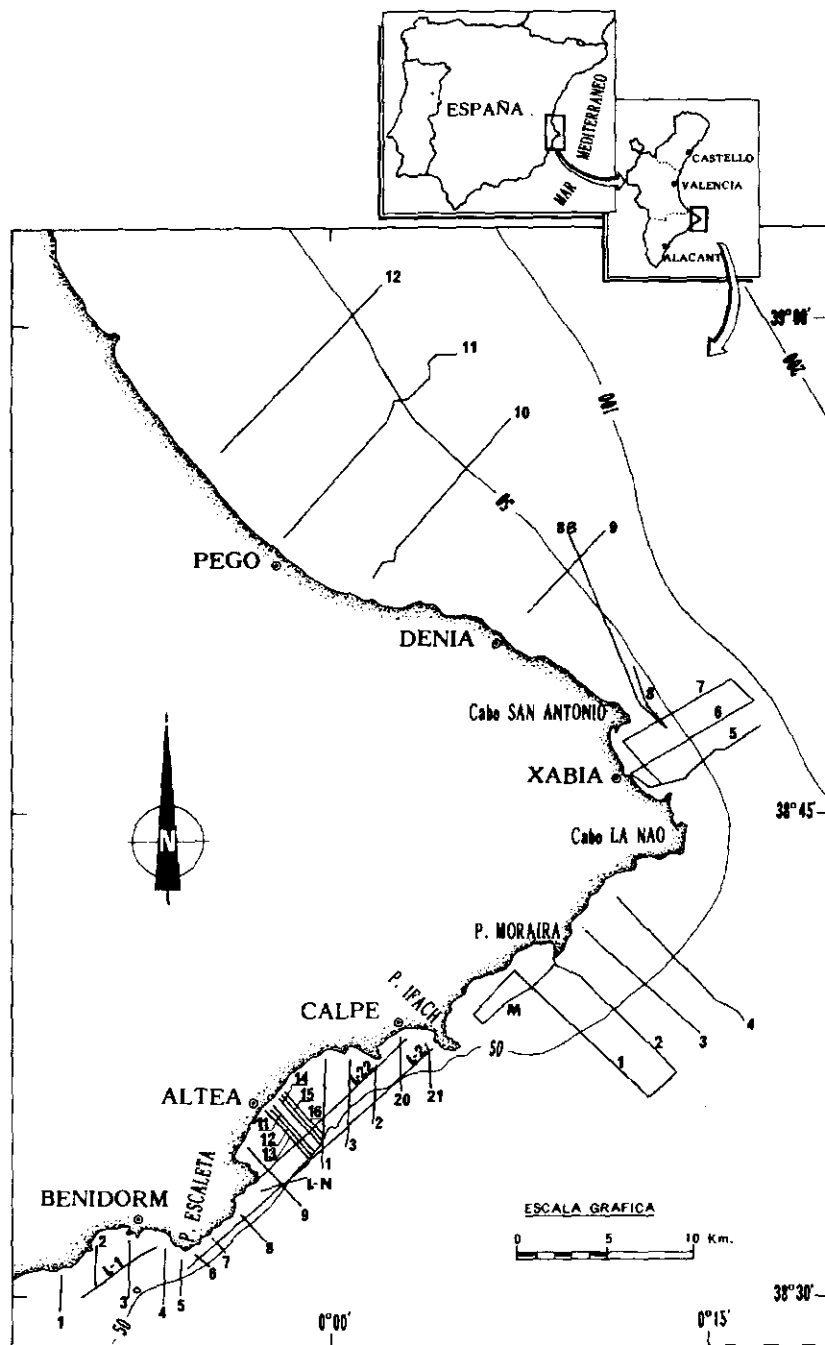


Fig. 1. Ubicación de los perfiles sísmicos realizados en las campañas del Proyecto LA NAO.

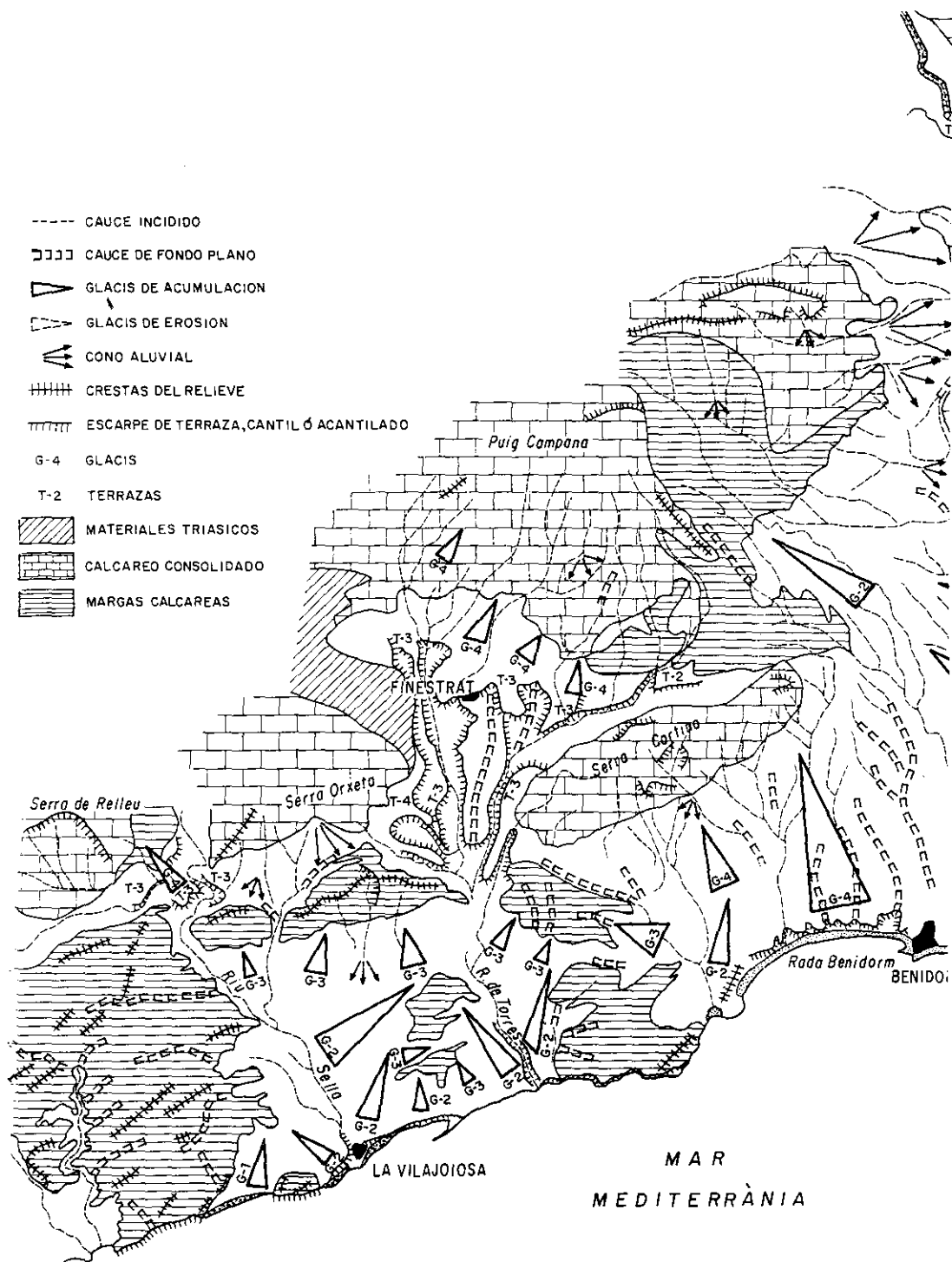
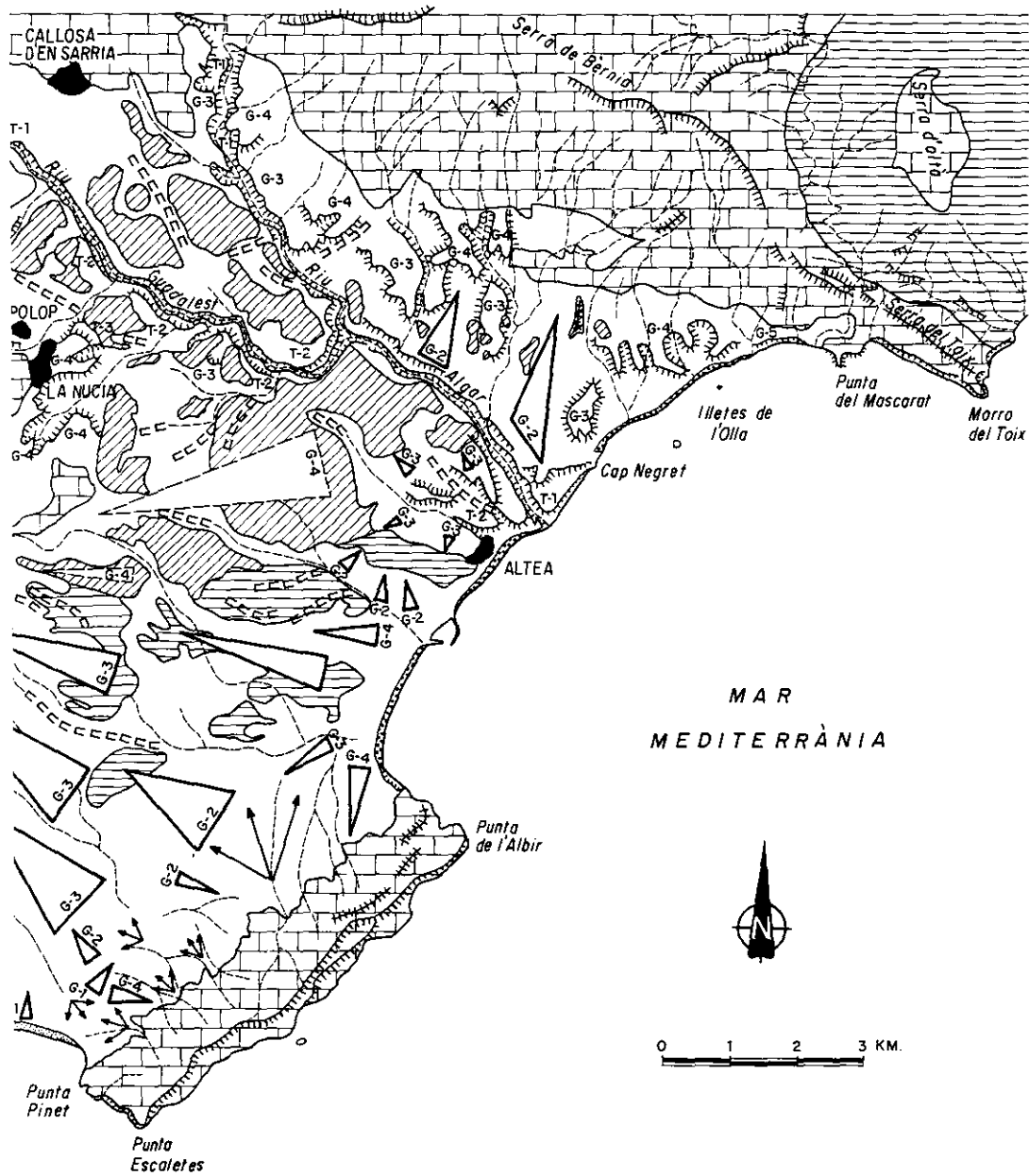


Fig. 2. Mapa geomorfológico del área estudiada.



El contexto general de la sedimentación a lo largo del Mesozoico y el Paleógeno, correspondía a un margen continental de tipo pasivo que bordeaba por el S el bloque ibérico, (GARCÍA-HERNÁNDEZ *et al.*, 1980).

Durante el Mioceno la colisión entre las placas de Iberia y Africa provocó el emplazamiento de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas sobre el paleomargen continental del bloque ibérico que, como consecuencia, se vio sometido a una intensa deformación que condujo a su destrucción. En el Prebético oriental y de acuerdo con BEETS y DE RUIG (1992), el episodio paroxísmico de la orogenia alpina se desarrolló en dos fases, ambas diacrónicas y en evolución progresiva de S a N, que tuvieron lugar durante el Aquitaniense y el Burdigaliense, (23,6-19 M.a. y 21,5-17,2 Ma. respectivamente). En el límite Serravalliense-Tortonense toda la región de Alicante se vio afectada por un levantamiento generalizado y, al N de Agost, no volvieron a depositarse sedimentos marinos (GEEL *et al.*, 1992).

La estructuración del Prebético en el sector estudiado es especialmente compleja y puede ser explicada en base a la confluencia de tres procesos tectónicos diferentes aunque no independientes: la compresión bética general, el desarrollo de fallas transcurrentes y la actividad diapírica.

Las estructuras plegadas regionales muestran un predominio de las directrices béticas con sus típicas direcciones ENE-WSW (cinturón plegado de la Vila Joiosa, sinclinal de Benidorm, sinclinal de Aitana, etc.) que pueden considerarse como la respuesta estructural a la convergencia entre Africa e Iberia.

No obstante, en esta región aparecen numerosas estructuras con direcciones anómalas tanto N-S (Serra de Ferrer, Orxeta, Relleu, etc.) como E-W (línea de Bernia), e incluso arqueadas (arco de Serrella-Aixorta-Almedia), que no pueden ser explicadas como el resultado de una compresión simple. Es muy probable que su génesis 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) que, de manera más o menos episódica e intensa, se ha venido produciendo desde el Cretácico inferior hasta el Cuaternario.

CARACTERÍSTICAS MORFOSEDIMENTARIAS DEL SECTOR CONTINENTAL

Los condicionantes litológicos y las características climáticas propias de un medio semiárido se combinan para dar lugar a un modelado en el que la impronta morfogenética se manifiesta principalmente por a) el desarrollo de glaciares y abanicos aluviales sobre los materiales blandos de las arcillas y margas mesocenozoicas, b) por las terrazas de discreto desarrollo asociadas a la red fluvial y c) por las formaciones litorales relictas y actuales. Sus características son las siguientes:

Como se señala en la fig.2, se han distinguido hasta cuatro niveles de glaciares y/o glaciares-terrazas con facies fundamentalmente fanglomeráticas, que partiendo

de los relieves que enmarcan las depresiones costeras enlazan con los materiales fluviales del fondo de valle.

Habría que añadir a esta secuencia cuaternaria un potente depósito señalado como G-5 que se identifica solo al S de la Serra de Bèrnia, en las proximidades del puerto de Campomanes. El perfil de esta unidad tiene una potencia que supera los 60 m de sedimentos, compuestos por 6 m de calizas tobáceas lacustres en la base, (Barra de la Galera), a las que siguen más de 50 m de conglomerados y limos, todo ello consolidado. Las capas buzcan hacia el SW con valores que alcanzan los 20 grados, y se encuentran coronadas por depósitos de facies similares y encostramiento característico asimilable al glacis G-4. Este cuerpo sedimentario, de carácter local, forma hoy un frente acantilado marino detrítico, y posiblemente pertenece cronológicamente a fases pliocenas o pliocuaternarias relacionadas con amplios episodios regresivos de la línea de costa.

Las unidades siguientes, (G/T-4 y G/T-3) que, en sentido amplio se adscriben al pleistoceno inferior-medio, como ya han señalado otros autores (HARVEY, 1978), muestran asimismo características fanglomeráticas. La más antigua (G/T-4) finaliza frecuentemente con un potente caliche, y sus elementos gruesos aparecen muy alterados. El nivel G/T-3 presenta una menor calcificación y refleja procesos edáficos. Todos estos depósitos están adosados a los relieves o forman suaves promontorios aislados que configuran los interfluvios de las unidades siguientes. Sus testigos abundan predominantemente en el área central-interna, extendiéndose desde el Puig Campana hasta la costa (particularmente en el área de Benidorm y Altea).

La unidad G/T-2 está constituida por limos rojos y cantos no consolidados. Se extiende hacia el mar rellenando el llano prelitoral de la Vila Joiosa, la depresión desde Benidorm a l'Albir (sinclinal de la Marina), y la mayor parte de la cuenca baja del riu Algar y l'Olla d'Altea. Pensamos que puede aún corresponder al Pleistoceno medio-final, aunque otros autores (DUMAS, 1977), atribuyen esta fase deposicional al Pleistoceno superior inicial.

La unidad G/T-1, (limos rojos y cantos poco alterados, facies fanglomerática), posee una extensión reducida, con pequeños retazos en el estricto litoral que fosilizan los acantilados labrados en los niveles antiguos. Solo en torno a la desembocadura de los ríos Algar y Torres y en las depresiones de la playa de l'Albir y Llevant alcanza cierto desarrollo, nunca comparable al de las anteriores formaciones.

Por último, los sedimentos pleistocenos litorales 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. Otros paleodepósitos son los retazos de calcoarenitas 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. Su posición sobreelevada, (a más de 25 m de altura) y buzamiento, (20-25° hacia el mar), dificultan la segura interpretación de su significado en el registro cuaternario.

LA PLATAFORMA SUBMARINA: RASGOS GEOMORFOLÓGICOS

El litoral y la plataforma interna del sector están sometidos a una fase general distensiva que se mantiene desde el Mioceno hasta la actualidad, lo que se traduce en una serie de rasgos geomorfológicos característicos del Margen Mediterráneo del E peninsular como es el escalonamiento de los materiales hacia el mar y una subsidencia acusada en la zona próxima a la línea costera (fig.3).

Los fondos del espacio sumergido están formados mayoritariamente por materiales litificados que constituyen el sustrato consolidado. En las áreas de playa los sedimentos arenosos sueltos se extienden desde la franja infralitoral hasta profundidades de -20 a -40 m, mientras que los fangos y las arenas finas llegan a partes más profundas.

El mapa batimétrico muestra una superficie suavemente inclinada aguas afuera, definida por isobatas paralelas al trazado general de la línea de costa, que se ciñen al continente en los tramos acantilados, señalando un incremento fuerte de la pendiente.

En los medios infralitorales el perfil topográfico forma lóbulos que se adaptan tanto a los rellanos consolidados de no deposición como a los contornos sedimentarios de los prismas litorales y de los abanicos fluviales de carácter deltaico.

1. Elementos deposicionales y unidades sísmicas

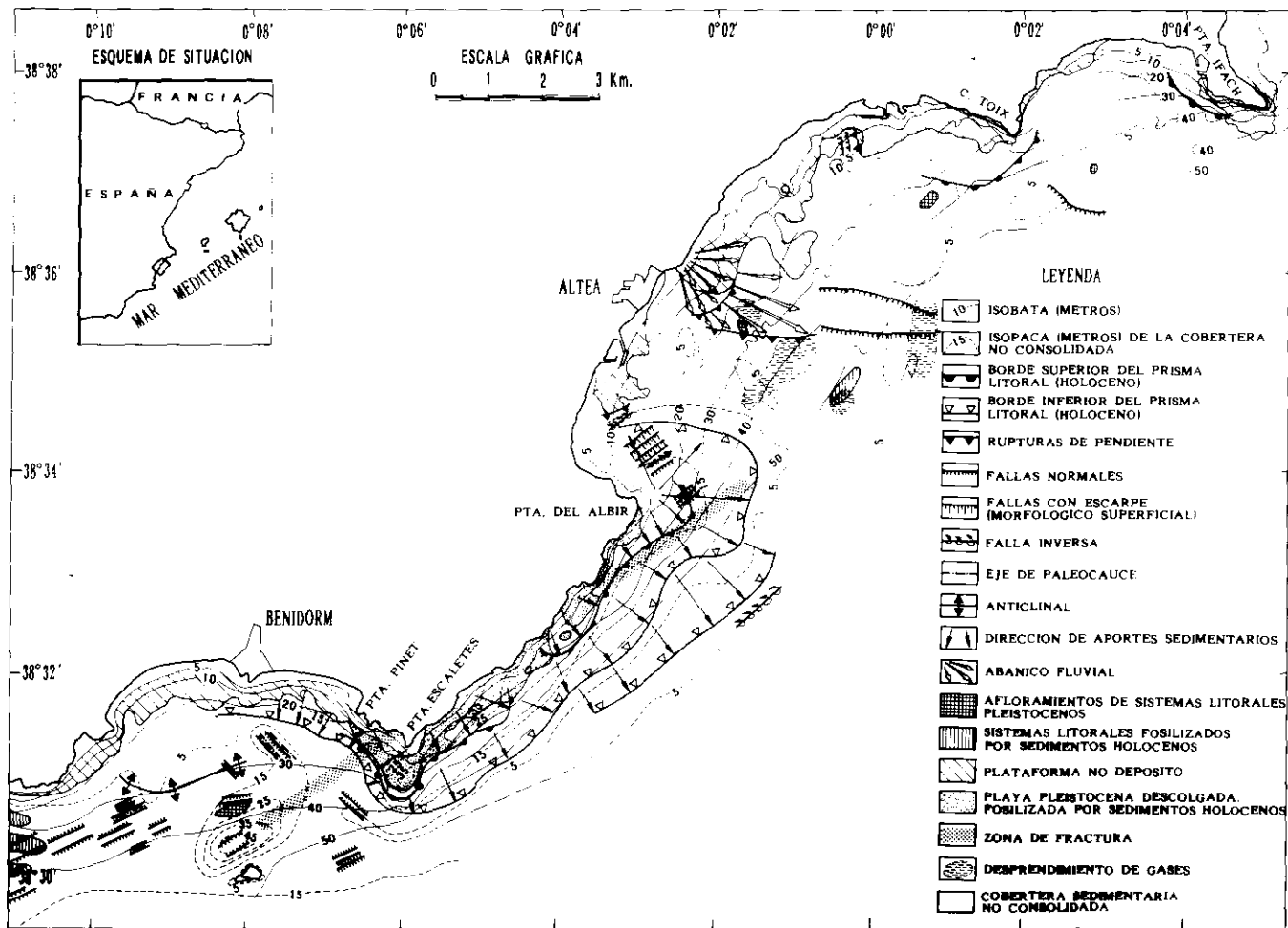
El análisis de perfiles sísmicos de alta resolución (Geopulse 300 julios), ha mostrado una potente secuencia deposicional que forma el relleno de la plataforma marina. Las unidades sedimentarias definidas se diferencian entre sí por su estructura, carácter de las facies sísmicas y geometría de los reflectores, individualizándose además por las superficies de discontinuidad a muro y techo.

Su desarrollo ha sido interpretado en otras zonas de esta plataforma como consecuencia de procesos asociados a cambios relativos del nivel del mar a los que se unen fenómenos de neotectónica, (MARTÍNEZ GALLEGCO, *et al.*, 1993).

El perfil L-9 (fig. 4), que se sitúa perpendicular a la costa en la bahía de Altea al E de la Serra Gelada entre una profundidad de 10 y 60 m, muestra la disposición de las unidades sismodeposicionales más representativas de la zona, distinguiéndose las siguientes:

Unidad D

Es la secuencia superficial, de edad holocena, que corresponde al depósito sedimentario de la cobertera no consolidada. Presenta los máximos espesores en



[9]

Fig. 3. Elementos geomorfológicos de la plataforma submarina interna y media.

los alrededores de la Serra Gelada asociados a morfologías lobuladas superpuestas, formadas por dos prismas litorales que se extienden hasta las batimétricas de -50 m. Estos cuerpos progradantes se construyen en un período cronológico comprendido entre 6400 BP, (máximo flandriense), hasta la actualidad.

Mar adentro, hacia la plataforma media, esta unidad se acuña reduciendo rápidamente sus espesores. Los reflectores internos son muy continuos, caracterizados por la presencia de algunas zonas de fuerte absorción de la energía acústica debidas a las acumulaciones de gases de los sedimentos. Este hecho está bien representado en los perfiles realizados en el centro de la bahía d'Altea, sobre el abanico deltaico del río Algar.

Unidad C

Su potencia supera los 20 m en zonas subsidentes comprendidas entre las batimétricas de -30 y -40 m. Ofrece grandes variaciones de facies sísmicas en los diferentes sectores de la plataforma y está constituida por reflectores discontinuos de alta impedancia acústica, ocasionalmente ondulados o lobulados.

Los depósitos están separados por marcados planos discordantes. Esta unidad se relaciona con secuencias sedimentarias de antiguas líneas de costa y se identifica por la superposición de morfologías lenticulares y en cuña, apoyadas en superficies generalmente llanas con bases erosivas. A este conjunto se le asigna una edad pliopleistocena.

Unidad B

Está formada por secuencias transgresivas apoyadas sobre el basamento, con una cronología mio-pliocena, que presentan superficies de erosión importantes. Reconocida en otros sectores de la región, (MARTÍNEZ GALLEGO, *et al. op. cit.*), en este punto hay que fusionarla con la unidad más antigua (A), ya que constituye a su vez el basamento acústico terciario en este tramo de plataforma estudiado.

Unidad A

Debajo de las unidades D y C (como en el caso de la fig.5, 6 y 7), que forman el recubrimiento de la plataforma continental, existe una unidad separada por una superficie de discontinuidad erosiva caracterizada por una alta reflectividad. Se relaciona con materiales terciarios que afloran en la zona emergida y constituyen el zócalo o basamento consolidado.

Solamente frente a los acantilados de la Serra Gelada la unidad A está formada por materiales mesozoicos que, desde las áreas muy próximas a los acantilados, se sumergen rápidamente hacia la plataforma.

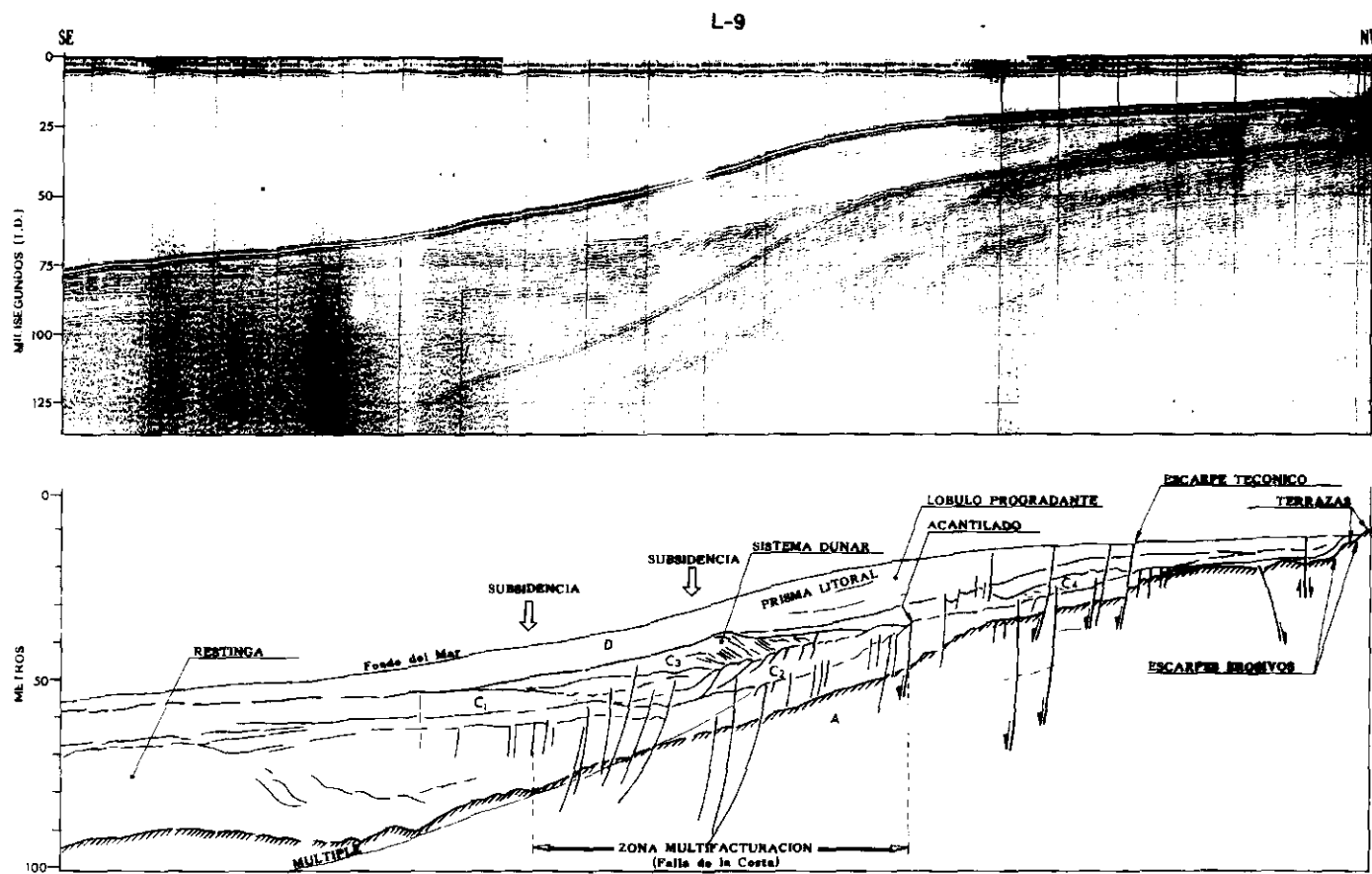


Fig. 4. Disposición de las unidades sismodepositacionales.

2. Elementos geomorfológicos

La información ecosísmica ha permitido cartografiar los elementos geomorfológicos de la plataforma interna y media (Fig. 3), donde aparecen de forma desigual, si bien la mayor variedad genética se presenta en la zona interna, con una sucesión de prismas sedimentarios litorales y playeros, «beach-rocks», abanicos fluviales, superficies de encostramiento, escarpes tectónicos y erosivos.

a) Prismas sedimentarios litorales

Muy desarrollados en la proximidad de la costa y relacionados con los salientes estructurales (puntas y cabos). Se caracterizan por su forma lobular y su frente de progradación en el que se distingue un borde superior, un talud con gran pendiente y un pie inferior de acuñaamiento cóncavo. Están constituidos por materiales arenosos, bien seleccionados.

Destacan los que se extienden frente a los acantilados de la Serra Gelada, SW de la Penya d'Ifac, Morro de Toix y Punta de l'Escaleta.

A estos cuerpos deposicionales se les atribuye una edad comprendida entre 6400 BP, (final del máximo transgresivo flandriense) y la actualidad.

b) Prismas infralitorales playeros

Se encuentran en las áreas proximales submarinas de las playas. Generalmente no llegan a extenderse más allá de los 20 m de profundidad. Sus materiales arenosos presentan un encostramiento superficial generalizado, consecuencia de la colonización biológica (praderas vegetales submarinas).

Se sitúan como continuación de los sistemas playeros actuales, más notorios en las ensenadas de Calp, Altea y Benidorm.

c) Sistemas de «Beach-rocks»

Una serie de afloramientos cuaternarios litificados se distribuye 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 batimétricas de -30 y -55 m. Todos ellos son consecuencia de situaciones de la línea de costa diferentes de la actual, que pueden corresponder bien a un mismo episodio transgresivo o bien a distintas etapas de subida del nivel del mar durante los últimos milenios. Su posición estratigráfica los sitúa en una subunidad inferior de la serie holocena D.

Los sistemas de «beach-rocks» más antiguos se localizan en el conjunto plioleistoceno C, y están fosilizados bajo las secuencias deposicionales de la unidad D.

Considerando las fases transgresivas entre 14.000 y 6500 BP, (MATEU *et al.*, 1985; SOMOZA *et al.* 1987), cabe suponer que los testigos más profundos (-30 a -55m)

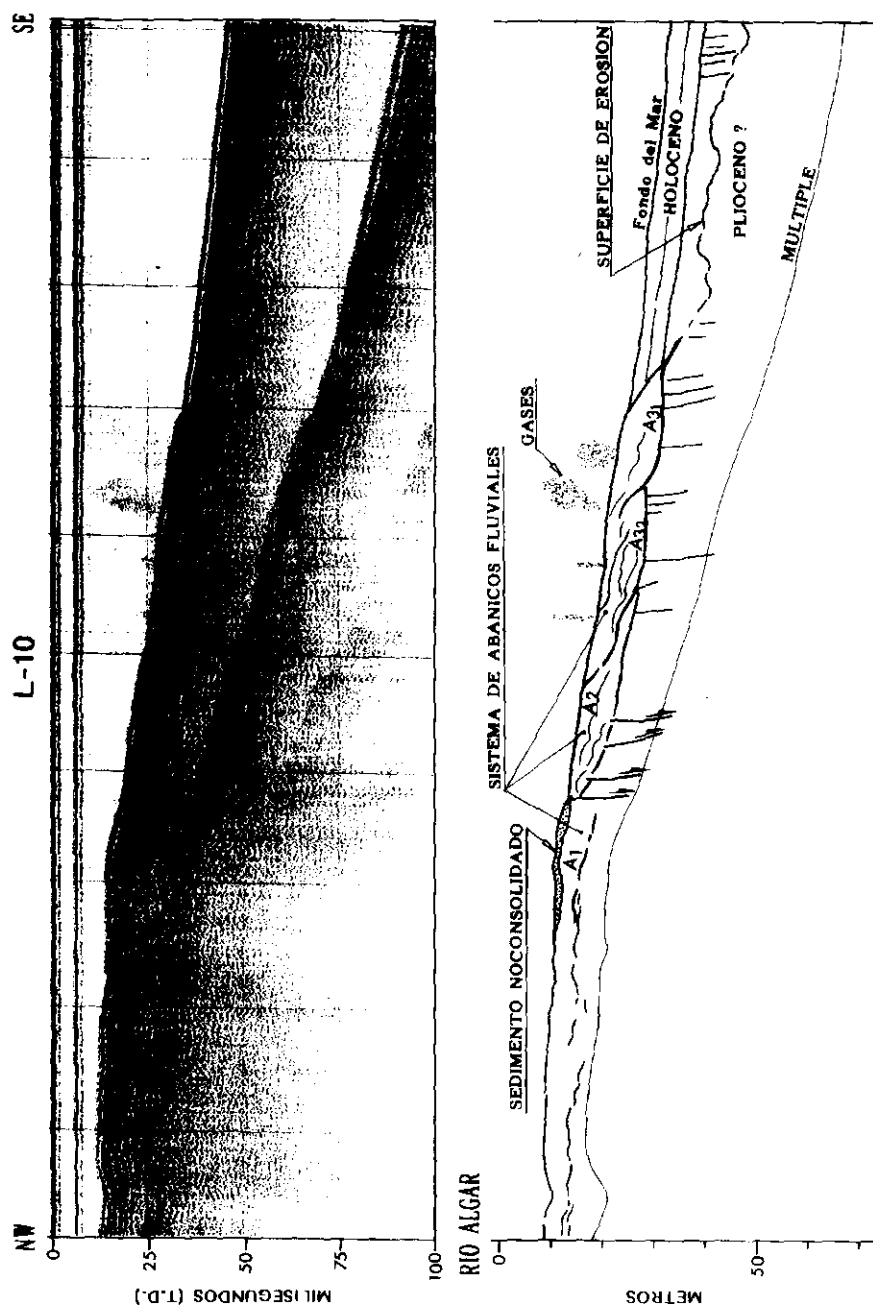


Fig. 5. Disposición de las unidades sismodepositacionales.

podrían corresponder a un período de entre 12000 y 8000 años, y los más someros, (-14 a -20 m), entre 7000/6500 años.

d) *Abanicos fluviales*

En la fig 5, perfil L-10, puede observarse el abanico fluvial de carácter deltaico desarrollado frente a la desembocadura del río Algar, en el que se pueden distinguir tres cuerpos separados por superficies de discontinuidad, de los cuales el mejor conservado es el más reciente (A-3), superpuesto a los otros dos.

Se caracterizan por poseer una pendiente muy suave, con un frente marcado por una ruptura de pendiente con resalte morfológico. Presentan facies sísmicas con reflectores progradantes y rellenos de canal de materiales detríticos groseros. La superficie del abanico más antiguo ofrece una respuesta acústica de alta reflectividad, lo que corresponde a su fuerte encostramiento. Aflora cerca de la costa, (-10 m) y está muy erosionada.

e) *Superficies de encostramiento*

Pertencen a las superficies de erosión o no deposición definidas por un reflector de alta impedancia acústica y se identifican generalmente en el entorno de la costa (zona litoral). Existen dos tipos de tales encostramientos: uno, muy reciente, sobre los sedimentos no consolidados, debido a procesos biológicos y otro más antiguo que llega a sumergirse bajo la unidad D, holocena. Este último se relacionaría con el descenso máximo del nivel del mar hacia 18.000 BP (CLIMAP PROJECT MEMBERS, 1976).

f) *Escarpes tectónicos*

Están representados como pequeños desniveles morfológicos en el fondo, ocasionados por los saltos de fallas normales asociadas a la existencia de una neotectónica muy reciente y activa. Se han localizado al E de la Serra Gelada y al N de la Punta de l'Albir entre los -10 y -20 m.

g) *Terrazas submarinas*

Son consecuencia de los períodos de estabilidad del nivel del mar durante la tendencia de ascenso general desde los 18.000 hasta los 6500 BP.

NEOTECTÓNICA

Las estructuras que dominan la plataforma consisten en un conjunto de fallas normales e inversas que siguen las alineaciones de los sistemas de fracturas de la zona. Se traducen en una serie de dislocaciones que afectan tanto a los

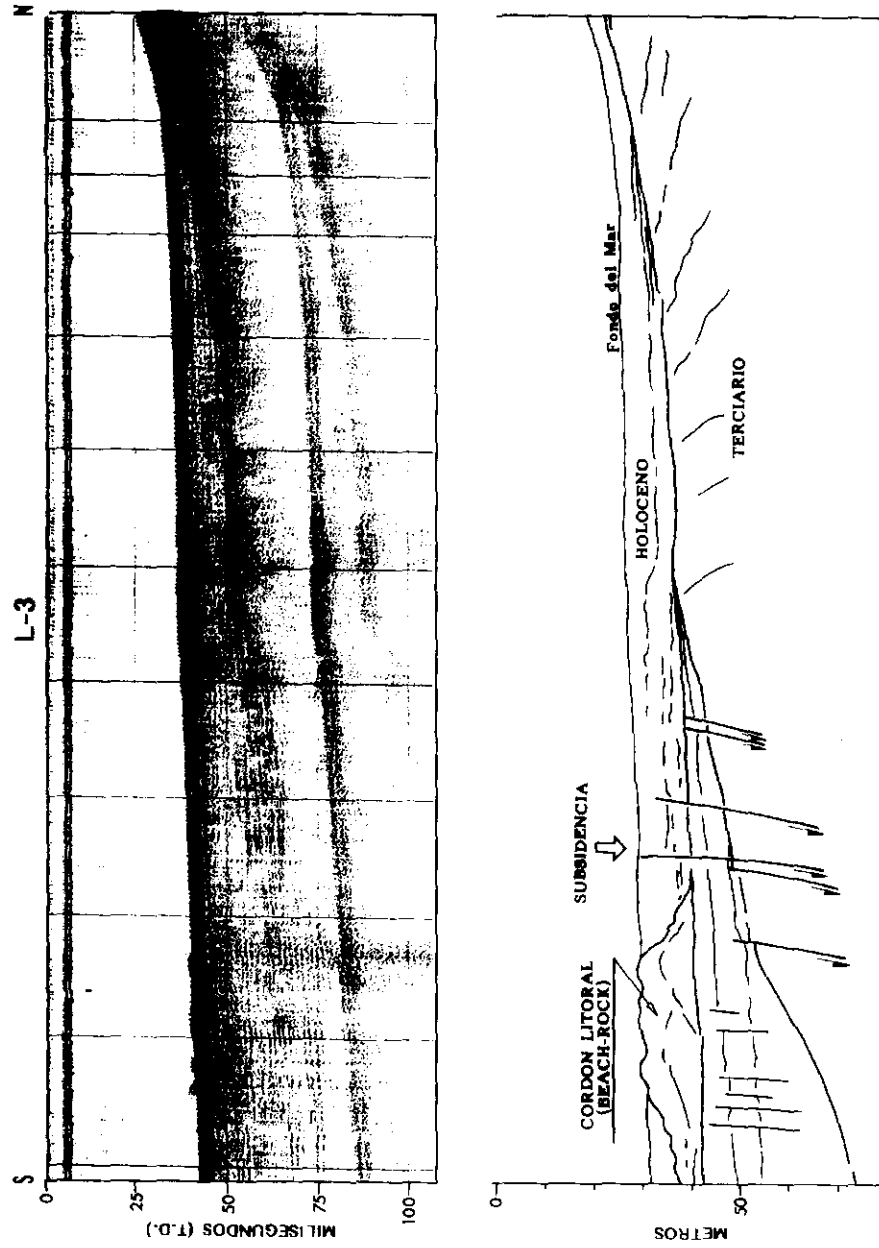


Fig. 6. Disposición de las unidades sismodeposicionales.

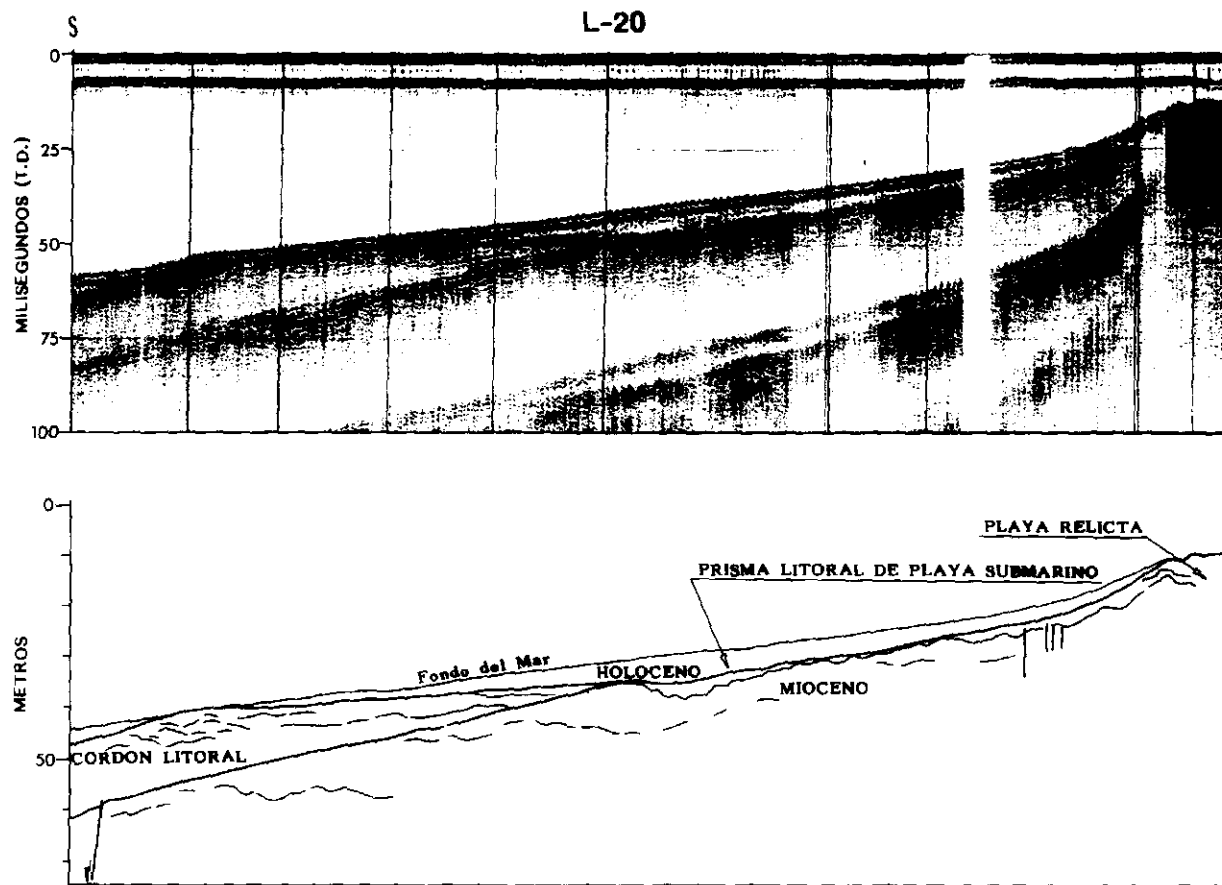


Fig. 7. Disposición de las unidades sismodepositivas.

materiales mesozoicos como a los neógeno-cuaternarios. Están condicionados por dos direcciones principales. Una de ellas bética, NE-SW, la otra NNW-SSE, paralela al óvalo de Valencia, (DÍAZ DEL RÍO, REY y VEGAS, 1986). No obstante, en la bahía de Altea aparecen otros accidentes normales con orientación E-W, que pueden reflejar las deformaciones y esfuerzos del Trías. La intersección de las dislocaciones mencionadas da origen a la morfología actual de la costa y al desarrollo de cubetas diferenciales por el basculamiento de bloques. Tal ocurre en la ensenada de Benidorm al N de l'Illa, lugar donde el comportamiento de los sistemas descritos provoca la existencia de fosas rellenas de materiales. Los registros sísmicos muestran que las fracturas de dirección NE-SW producen procesos de subsidencia y controlan la sedimentación en la plataforma (FUMANAL *et al.*, 1993).

Los depósitos holocenos están asimismo perturbados por la reactivación neotectónica y el diapirismo del Trías. La falla costera que limita el borde externo de la Serra Gelada se manifiesta en superficie por una franja de multifracturación que incide sobre los materiales neógenos y del Pleistoceno inferior.

CONSIDERACIONES FINALES

A modo de comentario integrador de los resultados obtenidos hasta el momento, y dentro del carácter general que todavía aconseja el estado de la investigación emprendida, cabría resaltar los siguientes aspectos:

1. El hundimiento y basculación hacia el fondo marino es la tendencia que predomina en la zona meridional del País Valenciano, diseñando una estructura en fosas y depresiones en la conjunción de las líneas de fracturación que facilita el apilamiento de cuñas y cuerpos transgresivos sobre la plataforma continental. La Falla de la Costa genera la subsidencia, mientras que los accidentes de dirección NW-SE son responsables de la formación de cubetas tectónicas.

Dentro de este esquema amplio, los sectores estudiados durante estas campañas (fig. 1) muestran un comportamiento particular:

- a) el tramo Oliva-Denia está sujeto a una subsidencia continua, con apilamiento de los sistemas deposicionales (VIÑALS, 1991), lo que responde a un modelo de plataforma progradante.
- b) El litoral de Xàbia incluye una plataforma de tipo intermedio, con hundimiento diferencial de bloques a favor de la red de fracturación, lo que da lugar a diversas fosas que se rellenan con sedimentos cuaternarios (FUMANAL *et al.*, 1992, FUMANAL, 1992). Umbral de estas morfologías sería el Cap de Sant Antoni.
- c) Esta pauta prosigue con variaciones puntuales hasta la propia ensenada de Benidorm, añadiéndose un elemento de complejidad en la bahía de Altea por los efectos halocinéticos del Trías.

2. La fracturación en el ámbito marino es predominantemente de carácter normal, pero en la zona de este estudio se detectan fallas inversas relacionadas con el diapirismo local. Ello explicaría la sobreelevación de los depósitos tirrenienses y de los sistemas dunares de la Serra Gelada.
3. Los niveles marinos aflorantes en tierra, (como es el caso de la playa tirreniense de Altea), se corresponden con los sistemas litorales fósiles que aparecen en la plataforma hacia la cota de -15 m, lo que subraya la actuación reciente de los fenómenos tectónicos.

BIBLIOGRAFÍA

- BEETS, C.J. Y DE RUIG, M.J. (1992): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dating of coralline algal limestones and its implications for the tectonostratigraphic evolution of the eastern Prebetic (Spain). *Sed. Geol.*, 78, pp 233-250.
- CLIMAP PROJECT MEMBERS (1976): The surface of the Ice Age Earth. *Science*. 191.4232.
- DE RUIG, M.J. (1990) : Fold trends and stress deviation in the Alicante fold belt, southeastern Spain. *Tectonophysics*, 184, 393-403
- DE RUIG, M.J., MIER, R.M., & STEL, H. (1987): Interference of compressional and wrenching tectonics in the Alicante regions, SE Spain. *Geol. Mijnbouw*, 66, 201-212.
- DÍAZ DEL RÍO, V.; REY, J.; VEGAS, R. (1986): Valencia Gulf continental shelf: extensional features in neogene and quaternary sediments. *Mar. Geol.* 73, pp. 169-179.
- DUMAS, B. (1977) *Le Levant Espagnol. La genèse du relief*, Paris. Université Paris XII, 529 pgs.
- FUMANAL, M.P. (1991-1992): El litoral valenciano. Nuevos datos sobre su estudio. *Notes de Geografia física* 20-21, pp. 79-87. Universitat de Barcelona.
- 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. Mediterranean and Black Sea shorelines. *MBSS. Newsletter* 14. pp. 71-76
- FUMANAL, M.P.; MATEU, G.; REY, J.; SOMOZA, L.; VIÑALS, M.J. (1993): Las unidades morfosedimentarias cuaternarias del litoral del Cap de la Nau (Valencia-Alicante) y su correlación con la plataforma continental. En: *Estudios sobre Cuaternario*. Ed. M.P. Fumanal y J. Bernabeu. Valencia.
- GARCÍA-HERNÁNDEZ, M.; LÓPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C.; VERA, J.A. (1980): Mesozoic Paleogeographic Evolution of the External Zone of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnbouw*, 59, pp. 155-168.
- GEEL, T., ROEP, T.B., TEN KATE, W & SMIT, J. (1992): Early-Middle Miocene stratigraphic turning points in the Alicante region (SE Spain): reflections of Western Mediterranean plate-tectonics reorganizations. *Sed. Geol.*, 75, 223-239

- GIGNOUX, M (1922): Les rivages et les faunes des mers pliocènes et quaternaires dans la Méditerranée occidentale. *Travaux du Laboratoire de Géographie*. Université de Grenoble, 33-1.
- GIGOUT, M. (1960): Cuaternario del litoral de las provincias del Levante Español. *Cuaternario marino. Notas y Comun.* I.G.M.E. 57, pp. 209-214.
- HARVEY A.M. (1978): Dissected alluvial fans in southeast Spain. *Catena* 5, pp. 177-211.
- MARTÍNEZ GALLEGO, J.; REY, J.; FUMANAL, M.P.; SOMOZA, L. (1993): Evolución cuaternaria del dominio marinocontinental situado entre el Puntal de Moraira y la Serra de Bèrnia (Alicante, España). *III Reunión del Cuaternario Ibérico*. Coimbra, septiembre 1993.
- MATEU, J.F.; MARTÍ, B.; ROBLES, F. y ACUÑA, D. (1985): Paleogeografía litoral del Golfo de València durante el Holoceno inferior a partir de yacimientos prehistóricos. En: *Pleistoceno y Geomorfología litoral. Homenaje a Juan Cuerda*. Ed. Univ. València, pp 77-102.
- REY, J. y DÍAZ DEL RÍO, V. (1983): Aspectos geológicos sobre la estructura poco profunda de la plataforma del levante español. En: *Estudio Oceanográfico de la Plataforma Continental. Seminario Interdisciplinar*. Ed. J. Castellví, Barcelona, pp. 25-83.
- REY, J. (1990): *Relación morfosedimentaria entre la plataforma continental de Galicia y las Rías Bajas y su evolución durante el Cuaternario*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid, 398 pgs. Inédito.
- ROSSELLÓ, V.M. (1985): El pleistocè marí valencià. Història de la seva coneixença. En *Pleistoceno y Geomorfología litoral. Homenaje a Juan Cuerda*, Univ. València, Ed. Tech. Hoch. Zürich, Univ. Mallorca, pp. 135-174.
- SANJAUME, E. (1985): *Las costas velencianas. Sedimentología y morfología*. Sección de Geografía. Universitat de València, 505 pgs.
- SOMOZA, L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T.; GOY, J.L. y DABRIO, C.J. (1987): Recent Quaternary sea level changes and tectonic movements in SE Spanish coast. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 10. pp 49-77.
- VERA, J.A. (1983): Las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. En: *Geología de España*. Libro Jubilar de J.M. Ríos. I.G.M.E. Madrid, pp 218-251.
- VIÑALS, M.J. (1991): *Evolución geomorfológica de la Marjal Oliva-Pego*. Tesis Doctoral. Valencia. Inédito.

