

Structure et volcanisme de la fosse de Valence (Méditerranée nord-occidentale)

par AGNÈS MAILLARD* et ALAIN MAUFFRET*

Mots clés. – Fosse de Valence, Volcanisme, Stratigraphie sismique, Structure, Faille de transfert, Détachement.

Résumé. – La fosse de Valence est un rift miocène avorté dont la formation est non seulement liée à celle du golfe du Lion, mais aussi à celle du domaine bético-rifain. Nous présentons une étude de la structure et de l'histoire sédimentaire de cette fosse basée sur les données de sismique réflexion. Cette structure révèle une asymétrie des marges, peu d'indices d'extension superficielle, une prédominance de zones transverses d'orientation N130° découpant en blocs le golfe de Valence, soulignées par du volcanisme et interprétées comme des failles de transfert, un volcanisme important recouvrant une grande partie du bassin. Le volcanisme correspond à deux cycles d'âges et de natures différents. Le premier cycle, caractérisé par du matériel calco-alcalin daté de l'Oligocène supérieur au Miocène moyen, est comparé au volcanisme de même type existant dans l'ensemble de la Méditerranée nord-occidentale. Le second cycle est alcalin et récent. Un schéma de reconstitution à la fin de l'Oligocène montre que le volcanisme de toute la région est relié à l'ouverture de bassins marginaux formés en arrière de la subduction de l'Afrique sous l'Europe. Un modèle de détachement tente d'expliquer l'asymétrie du rift.

Structure and volcanism of the Valencia trough (north-western Mediterranean sea)

Key words. – Valencia trough, Volcanism, Seismic stratigraphy, Structure, Transfer fault, Detachment.

Abstract. – The Valencia trough is an aborted rift formed before the early Miocene opening of the western Mediterranean sea. Its formation is linked to the opening of the Provençal basin, but also to the formation of the Betic-rift domain. We present a study of the structure and sedimentary history of the trough based on the VALSIS cruise seismic data, supplemented by several industrial lines, and the numerous wells of the Iberian margin. This structural study reveals an asymmetry of the margins, few superficial extensional features, the existence of several transverse structures trending N130° which segment the basin in different blocks, a widespread volcanism which conceals a part of the deep structures of the basin. This volcanism is differentiated into two types different in age and nature. The first one, characterized by calc-alkaline late Oligocene to middle Miocene volcanic rocks, is compared to the northwestern Mediterranean calc-alkaline volcanism. The second one is alkaline and recent. A schematic initial fit shows that the whole volcanism of the region is related to the formation of marginal basins behind an African subduction zone. A simple-shear model is presented.

I. – INTRODUCTION

Le golfe de Valence, situé entre la péninsule Ibérique et les îles Baléares, est un rift qui s'est formé avant l'ouverture océanique du bassin Méditerranéen nord occidental au cours du Miocène inférieur. Son histoire présente des similitudes avec celle du golfe du Lion ; néanmoins on doit noter de profondes différences : le volcanisme, très important en volume et superficiel qui rapproche la fosse de Valence de la marge sud-est du bassin nord-occidental (Sardaigne) ; l'influence de la tectonique d'âge miocène moyen des chaînes bétiques dans les îles Baléares et la marge sud du bassin. La formation de la fosse de Valence peut être replacée dans le contexte plus général de l'ensemble du bassin nord occidental.

II. – BUT ET MÉTHODES D'ÉTUDE

Pour étudier précisément la structure et l'évolution sédimentaire du golfe de Valence, les profils de la campagne VALSIS, mission franco-américaine de sismique longue écoute à deux bateaux [Watts *et al.*, 1990 ; Mauffret *et al.*,

1992 ; Pascal *et al.*, 1991 ; Torne *et al.*, 1992] ont servi de base. En outre nous avons complété ces informations par tous les profils industriels disponibles (fig. 1). Des milliers de kilomètres de profils de sismique réflexion ont été interprétés, corrélés et numérisés. Toutes les données de puits disponibles essentiellement sur la plate-forme Catalano-Valencienne ont été analysées. Certains puits à proximité des lignes sismiques nous ont permis de dater puis numériser les principaux horizons sismiques de la marge ibérique où les séries stratigraphiques sont le mieux définies, à savoir : le fond de la mer ; la discontinuité messinienne ; le toit de la série des « Amposta Chalks » ; le sommet des séries volcaniques ; la base de la série tertiaire considérée comme le substratum acoustique.

L'épaisseur de chaque série ainsi délimitée a été calculée d'après les vitesses obtenues à partir des profils de sismique réfraction (ESP) tirés durant la campagne VALSIS et des données de puits. Finalement, ces épaisseurs ont été cumulées pour obtenir les isobathes de la base du Tertiaire, substratum caractéristique de la structure du golfe de Valence. Sur la plate-forme ibérique, là où les données sismiques étaient moins nombreuses, les cartes éditées par l'IGME [1986] ont été utilisées et complétées par les données de puits.

* Lab. Géodynamique, Tectonique et Environnement, URA 718, case 119, Univ. P. et M. Curie, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05.
Manuscrit déposé le 11 décembre 1991, accepté le 13 mai 1992.

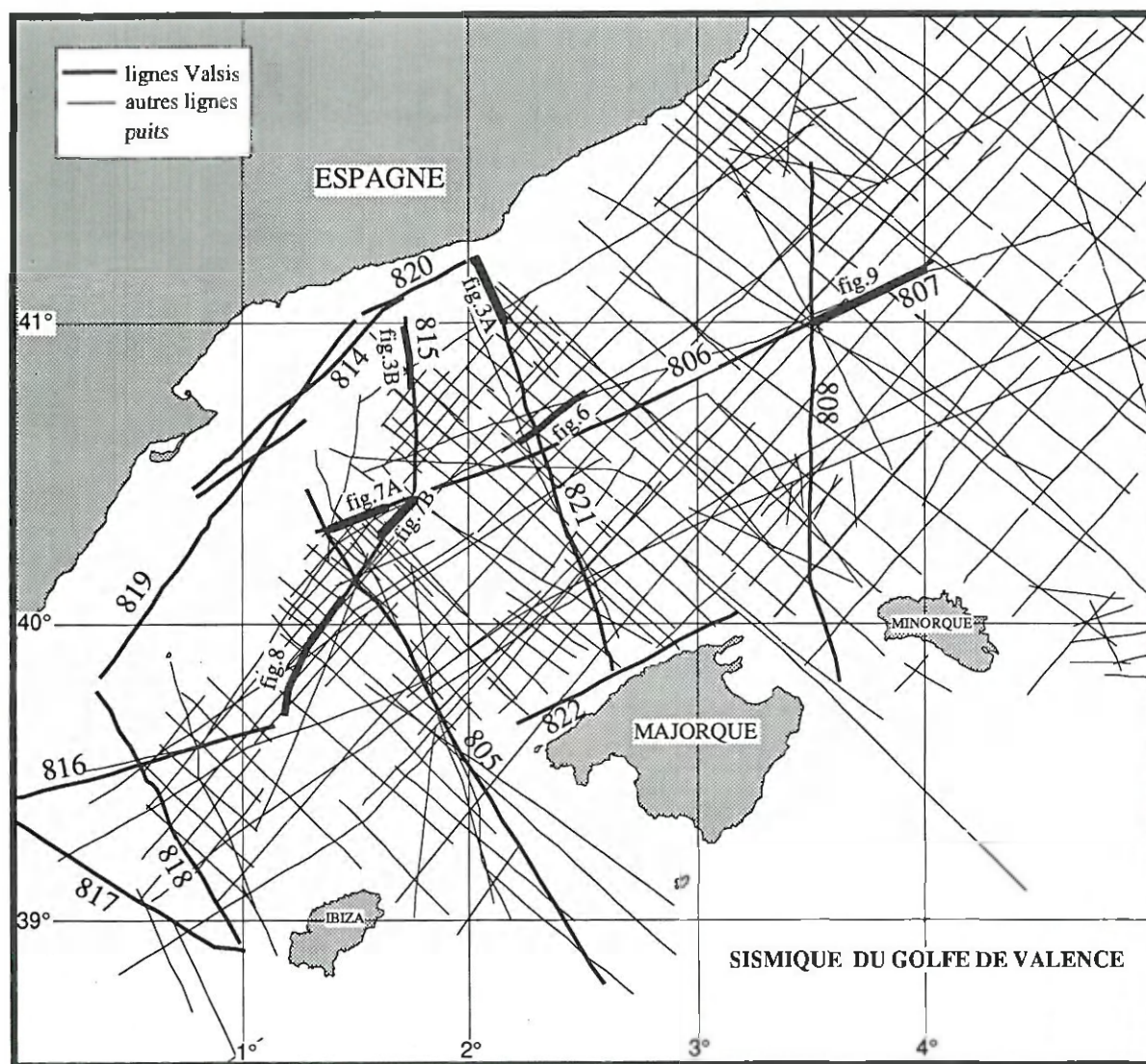


FIG. 1. — Plan de position des lignes sismiques multitraces utilisées pour notre étude. Les profils de la campagne VALSIS apparaissent en gras ; les profils illustrés par les figures sont indiqués.

FIG. 1. — Position map of the seismic lines. The VALSIS lines appear as thick solid lines. Location of the figures is indicated.

III. — HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURALE

La fosse de Valence est encadrée par la chaîne catalane au nord, la marge valencienne à l'ouest et le promontoire baléaire au sud (fig. 2).

A) La marge catalane

La chaîne côtière Catalane enregistre durant le Paléogène une déformation compressive, contrecoup de l'orogénèse pyrénéenne due à la collision entre les plaques africaines et européennes [Dercourt *et al.*, 1986]. Il ne semble pas, d'après les forages et les profils sismiques, qu'une quelconque compression éocène ait affecté la marge sous-ma-

rine de la Catalogne ; néanmoins quelques failles de décrochements, normales et parallèles à la chaîne ont pu être réutilisées lors de la distension postérieure. Cette phase d'extension, du Paléogène supérieur au Néogène inférieur, à l'origine de la formation du golfe de Valence, a découpé la Cordillère catalane en horsts et grabens d'orientation NE-SW. A terre le cœur de la chaîne s'est effondré à l'emplacement du Valles-Penedes alors qu'en mer des dépressions importantes se sont développées (voir partie IV).

B) La marge valencienne

Elle a enregistré une première histoire distensive au Lias puis à l'Aptien avec la formation de l'épais bassin du Maes-

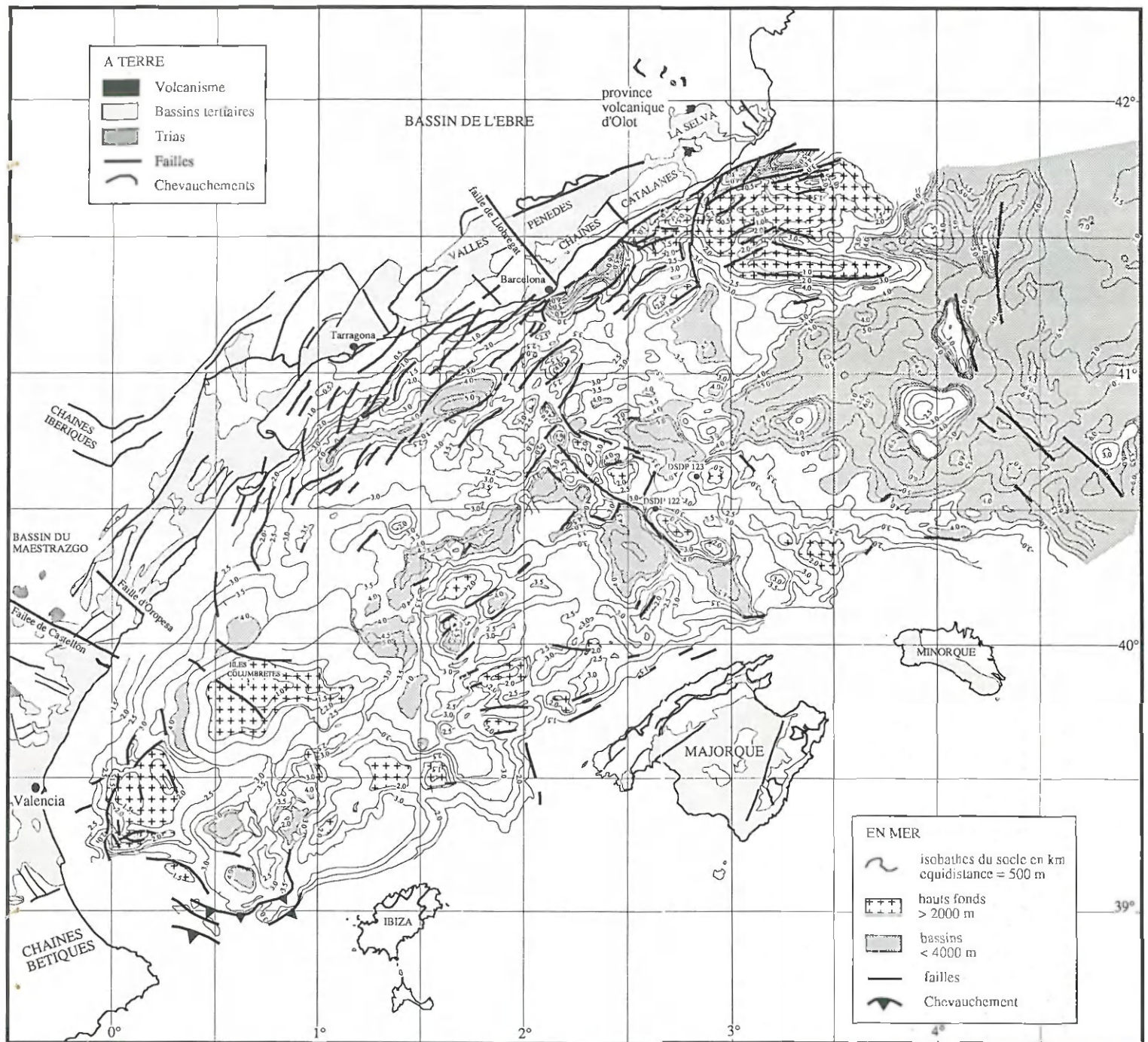


FIG. 2. - Carte des isobathes du toit du substratum acoustique en kilomètres (base des séries tertiaires), replacée dans son cadre géologique. Description voir texte.

FIG. 2. - Depth to basement map and its geological context. Contour isobaths interval = 0.5 km. See text for description.

trazgo [Salas, 1987 ; Canérot, 1989]. Les chaînes ibériques ont été ensuite déformées au Paléogène, par la tectonique pyrénéenne [Viallard, 1980 ; Guimera et Alvaro, 1989]. Enfin la région a subi une phase d'extension qui a débuté au Miocène

inférieur mais pourrait se poursuivre jusqu'au Plio-Quaternaire [Moissenet, 1989]. En mer, nous avons sur les profils sismiques des indices clairs des distensions mésozoïques et plus récentes mais aucun de la compression éocène.

C) La marge baléare

Les îles Baléares constituent la partie émergée du promontoire baléare. Ces îles, excepté Minorque, montrent un style structural et une stratigraphie qui les rattachent à la formation de la zone externe des chaînes Bétiques [Fontboté *et al.*, 1989; Roca et Verges, 1989].

Les chaînes de montagnes de Majorque et d'Ibiza sont constituées de nappes composées essentiellement de terrains mésozoïques décollées au niveau du Keuper et de sédiments tertiaires [Alvaro, 1987]. Les chevauchements ont été mis en place du Burdigalien au Langhien moyen. En mer des chevauchements ont été clairement identifiés sur les profils sismiques à proximité d'Ibiza, en revanche nous n'avons pas pu mettre en évidence le front de déformation au large de Majorque [Maillard *et al.*, 1992].

L'île de Minorque, où aucune trace des déformations bétiqes miocènes n'est enregistrée, appartiendrait à l'ensemble structural catalan qui formait, du Crétacé terminal jusqu'à l'Oligocène, une masse continentale à l'emplacement du bassin de Valence.

Enfin, il faut noter tout le long de la marge nord du promontoire baléare la présence de failles normales récentes.

IV. – HISTOIRE STRATIGRAPHIQUE TERTIAIRE

La succession stratigraphique du golfe de Valence peut être reconstituée grâce aux très nombreux forages et aux profils sismiques à maille serrée (fig. 1).

D'après les puits, on trouve deux grands ensembles, facilement identifiables sur les lignes sismiques, séparés par une importante surface d'érosion : un substratum paléozoïque/mésozoïque recouvert en discordance par une couverture essentiellement néogène. Nous ne retraçons dans cet article que l'histoire tertiaire de cette région.

Le Tertiaire (Paléogène supérieur? et Néogène) repose directement sur les séries du Crétacé inférieur et plus anciennes. Nous avons de fortes présomptions pour penser que le rifting a débuté à l'air libre. L'érosion due au mouvement compressif fini-crétacé et éocène continuerait ensuite par l'érosion des blocs créés par le rifting. Les blocs présents dans le golfe de Valence sont effectivement très érodés et les séries syn-rift en général peu importantes. Il faut néanmoins noter l'existence de Paléocène/Eocène ou Oligocène évaporitique dans les grabens de Barcelona et de Rosas [Bartrina *et al.*, 1991], qui semblent appartenir à l'ensemble stratigraphique du bassin provençal et se différencient alors du reste du bassin de Valence (voir plus loin).

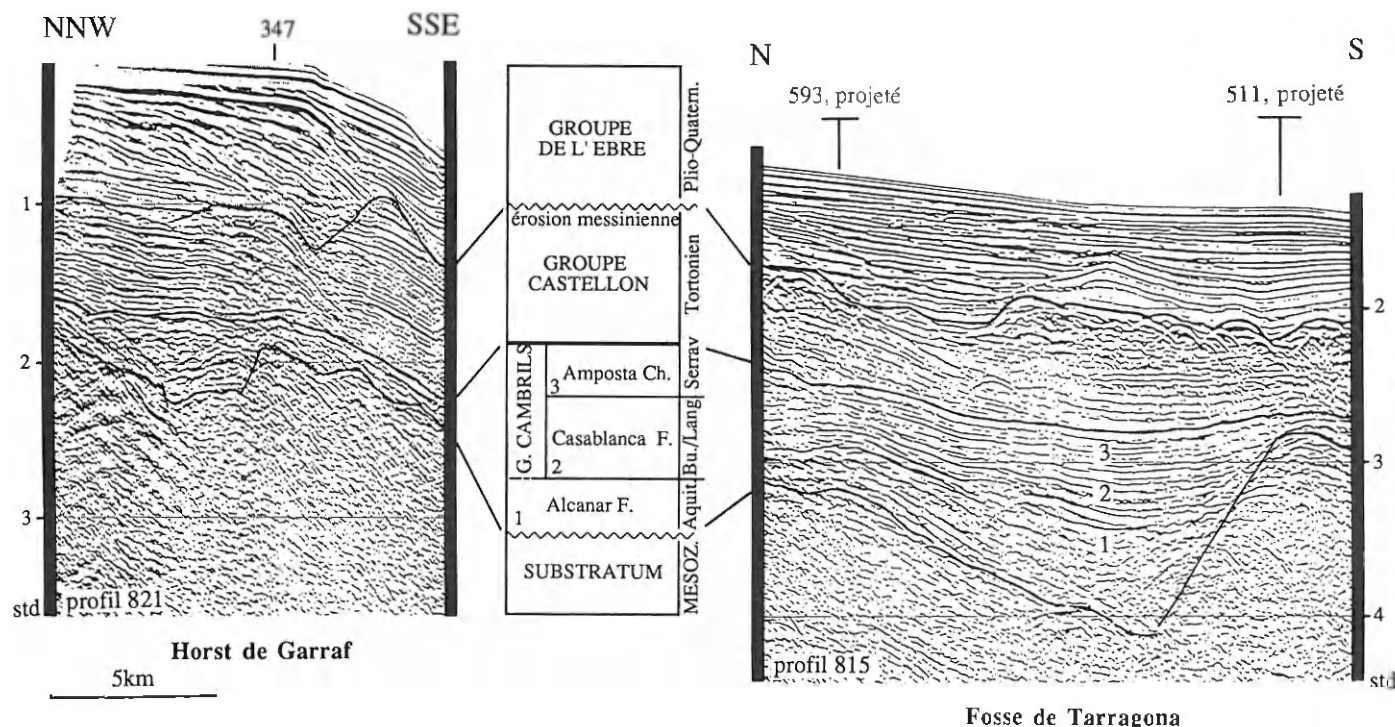


FIG. 3. – Calage stratigraphique des profils sismiques du golfe de Valence. Noter la différence d'épaisseur de la série syn-rift (formations d'Alcanar et de Casablanca) entre la fosse de Tarragona et le horst de Garraf. Des prismes de haut niveau marquent la progradation tortonienne (discordants sur les séries sous-jacentes). La crise messinienne est représentée par un fort niveau d'érosion. Localisation des profils figure 1.

FIG. 3. – Seismic stratigraphy and Tertiary synthetic column [from Clavell and Berastegui, 1991] of the Valencia trough. Notice the different thicknesses between the syn-rift series in the Tarragona trough and those of the Garraf horst. High-sand-wedge-systems tracks characterise the Tortonian progradation. The Messinian unconformity is visible as an erosion surface. See figure 1 for location.

A) Séries syn-rift

Différentes unités stratigraphiques ont été définies [Garcia-Sineriz *et al.*, 1978; Johns *et al.*, 1989; Stoekinger, 1976; Soler *et al.*, 1983] dans la série néogène mais les définitions des limites des séquences et leurs âges sont parfois divergents, en particulier pour les séries de base, ce qui rend la datation de l'âge du rifting difficile. Nous avons adopté la nomenclature (fig. 3) qui a été établie par Clavell et Berastegui [1992] à partir d'une étude des données des forages pétroliers de la plate-forme ibérique.

Sur la bordure catalane, la formation d'Alcanar consiste en une séquence carbonatée marine peu profonde avec des horizons détritiques, bréchiques et conglomératiques. Elle représente la première transgression marine, datée de l'Aquitanién, mais pouvant débiter à l'Oligocène [Soler *et al.*, 1983]. De toute façon les forages n'ont pas atteint le fond des grabens et l'âge des formations de base reste inconnu. Cette formation d'Alcanar fait partie des dépôts syn-rift en relation avec la première extension tectonique dans la Méditerranée nord-occidentale. Elle est bien représentée dans les grabens où les conglomérats apparaissent en sismique comme un niveau chaotique en éventail, recouvert par les séries bien litées des calcaires de Casablanca (fig. 3B). La présence des séries conglomératiques de la formation d'Alcanar sur le sommet des structures (fig. 3A) pourrait s'expliquer par une inversion de relief que l'on peut mettre en relation avec l'événement transtensif du Burdigalien-Langhien. Une déformation de type « flower structure » repérée sur les profils sismiques et interprétée comme le résultat de failles de décrochement affecte les séries tertiaires inférieures le long de la marge catalane [Maillard *et al.*, 1992].

Reposant sur les brèches d'Alcanar, la formation de Casablanca est représentée par des calcaires argileux noirs déposés dans un environnement de plate-forme en milieu fermé [Clavell et Berastegui, 1992]. Cette formation, datée du Burdigalien au Langhien est considérée comme roche mère des hydrocarbures découverts dans le golfe [Albaiges *et al.*, 1986].

La formation des « Amposta Chalks », déposée sur une plate-forme ouverte peu profonde, est facilement identifiable sur les profils sismiques et se marque par quelques réflecteurs de forte amplitude qui séparent nettement les séries néogènes inférieures des groupes sus-jacents (fig. 3, fosse de Tarragone). Cette formation représente la dernière phase d'extension et son toit semble sceller les failles, néanmoins quelques failles peuvent être encore actives [Clavell et Berastegui, 1992].

Une ambiguïté persiste quant à la datation des Amposta Chalks : celles-ci pourraient persister jusqu'au toit du Serravallien pour Clavell et Berastegui, mais pour d'autres [Soler *et al.*, 1983; Roca *et al.*, 1990] elles s'arrêteraient au Langhien.

Sur la marge Baléare, des sédiments aquitaniens carbonatés et détritiques se sont accumulés dans un milieu de plate-forme [Ramos *et al.*, 1985]. Un équivalent des brèches d'Alcanar pourrait être repris et déformé dans l'édification de la Sierra Norte à Majorque [Alvaro *et al.*, 1984]. Du Burdigalien au Langhien, l'approfondissement de ce domaine est confirmé par le dépôt de turbidites.

B) Séries post-rift

Le groupe Castellon se dépose au Tortonien en onlaps sur la discordance au toit du Néogène inférieur et scelle les failles normales (fig. 3). Sur la marge ibérique, il est constitué de matériaux détritiques progradants et de turbidites basinales (Castellon shales) puis de dépôts de plate-forme (Castellon sand) qui précèdent la crise messinienne. Vers le bassin, ces dépôts s'affinent pour devenir hémipélagiques, et homogénéisent la topographie du bassin. La partie distale de prismes de hauts niveaux [Danobeitia *et al.*, 1991] est clairement identifiable sur la figure 3. Ces prismes correspondent à la transgression de la mer tortonienne sur la marge en voie d'affaissement. Sur la marge baléare, le Tortonien est essentiellement carbonaté.

Au Messinien, le dépôt des évaporites dû à l'importante régression généralisée affectant tout le bassin de la Méditerranée occidentale [Ryan et Cita, 1978] est contemporain d'une importante surface d'érosion sur les marges. Vers le NE du bassin de Valence, l'épaisseur des évaporites augmente jusqu'à l'apparition de sel entre Minorque et la marge catalane. Malgré cette homogénéisation dans la sédimentation du bassin après le Miocène moyen, des indices d'extension persistent au cours du Miocène supérieur et même du Pliocène. Les importantes failles normales limitant les marges de Majorque montrent un jeu récent pouvant décaler le Messinien. Sur la plate-forme valencienne, deux failles (Amposta et Valence, fig. 4) d'orientation nord-sud recoupent de toute évidence la limite d'érosion messinienne et déforment la série Plio-Quaternaire. On doit toutefois prendre en compte dans la déformation des séries récentes le diapirisme triasique qui affecte la marge sud-valencienne.

Au Pliocène, une nouvelle transgression favorise la progradation d'un prisme de haut niveau sur la plate-forme ibérique et scelle l'érosion messinienne [Nelson et Maldonado, 1990]. Sur le promotoire baléare se déposent des sédiments carbonatés de plate-forme [Alonso *et al.*, 1988].

V. – BATI STRUCTURAL

La carte du substratum acoustique (fig. 2) est remarquable par un manque apparent de directions préférentielles et l'aspect méandrique des isobathes. On peut néanmoins identifier les marges et le bassin central.

A) Les marges

La marge baléare est étroite à l'exception de quelques avancées dont nous verrons l'importance (voir paragraphe VII). Le long de cette marge, les isobathes du socle acoustique s'abaissent rapidement vers le bassin par le jeu de failles normales récentes.

La marge valencienne, relativement peu connue, est mal délimitée et le socle s'enfonce progressivement vers le centre de la fosse (fig. 2). En fait la limite importante doit être située à l'aplomb de la côte actuelle où le socle mésozoïque peut être décalé de plus de 2 km alors que les failles limitant les demi-grabens du plateau n'ont qu'un faible rejet.

La marge de Tarragone est constituée d'une large plate-forme peu profonde recouverte essentiellement par les formations de Castellon et de l'Ebre, le Miocène inférieur

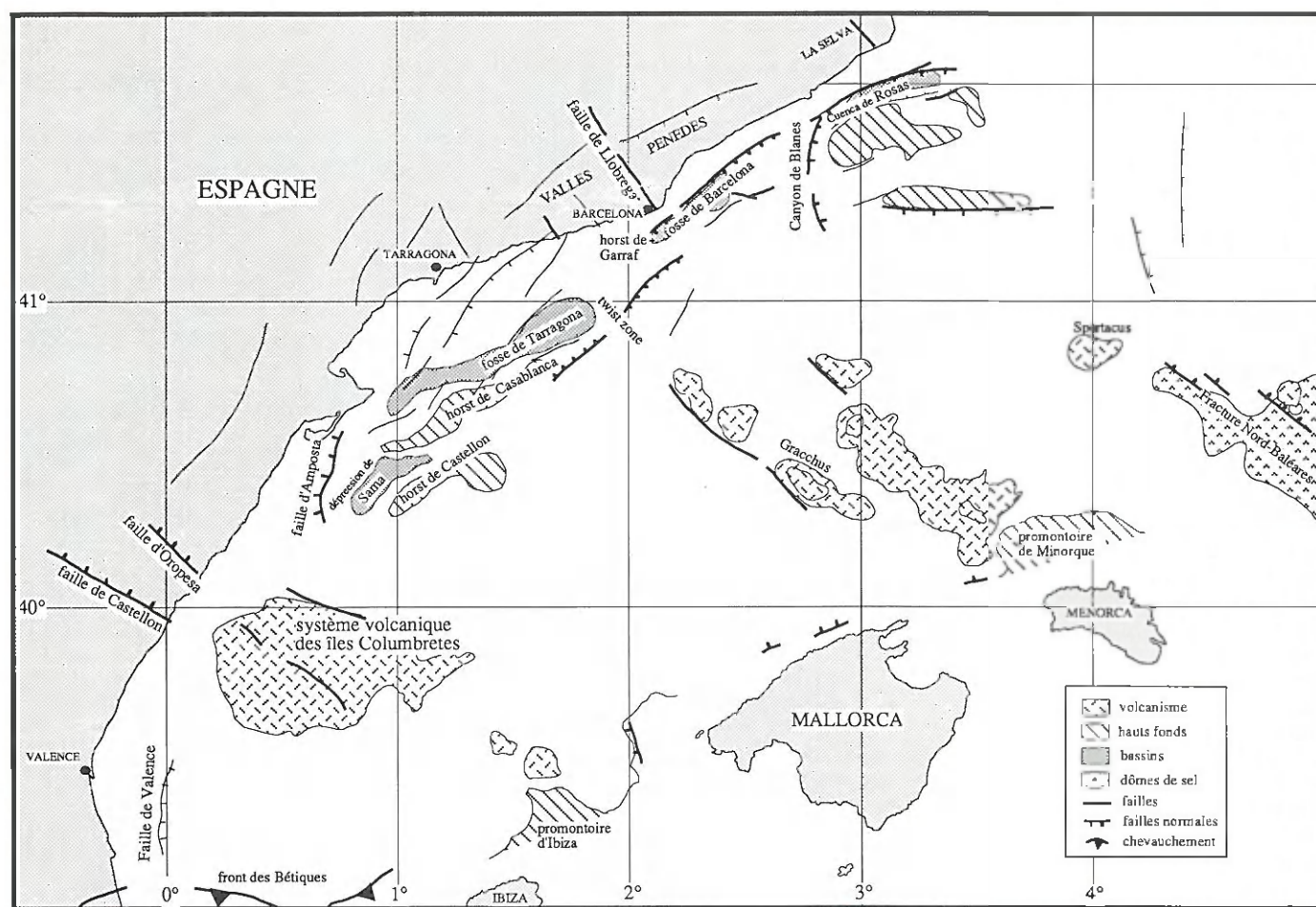


FIG. 4. — Schéma structural représentant les structures géologiques et volcaniques mettant en évidence les zones transverses décrites dans le texte.

FIG. 4. — Structural schematic map showing the geological and volcanic features which are related to the transverse fractures zones.

étant peu présent [Clavell et Berastegui, 1992]. Ce substratum s'enfonce au sud dans un graben dépassant 5 km de profondeur : la fosse de Tarragona (fig. 3 et 4). On y trouve un remplissage sédimentaire néogène complet avec des séries syn-rift épaisses (fig. 3). Ce fossé est limité vers le sud-est par un horst appelé « Casablanca high » (fig. 4). De nombreux puits productifs dans le Mésozoïque sont localisés sur les crêtes de ce horst [Watson, 1982 ; Garcia-Sineriz *et al.*, 1978]. Un deuxième horst, celui de Castellon (fig. 4), a été fortement érodé puisque le Trias et le Paléozoïque ont été forés au sommet de la structure. Dans ce secteur de la marge les failles ont un regard à polarité continentale (vers le NW).

La plate-forme catalane est étroite. les failles normales ont toujours une polarité maritime (vers le SE) à partir du horst de Garraf (fig. 4). Cette zone, ainsi que la région de Barcelone, a été fortement structurée par la tectonique extensive du Miocène inférieur. A terre, on note la succession des grabens du Vallès, Penedès et celui moins connu de la Selva. En mer, deux importantes failles normales séparent

sans transition la plate-forme de deux fosses dont la profondeur dépasse 6 km : le graben de Barcelone et la Cuenca de Rosas. Ces grabens sont séparés par des môles qui pourraient être le lieu de passage de failles de transfert :

— la faille du Llobregat d'orientation NW-SE, limitant en mer le graben de Barcelone et séparant à terre le Vallès et le Penedès ;

— la zone haute entre le graben de Penedès et la dépression de la Selva, d'orientation N-S, se prolongeant en mer par une zone haute fracturée limitant à l'est la dépression de Rosas et actuellement empruntée par le profond canyon de Blanes (fig. 4).

Le demi-graben de Barcelone s'ouvre vers la fosse de Valence tandis que la fosse de Rosas est limitée vers le sud par une zone haute orientée est-ouest (fig. 2 et 4). Ces deux dépressions ont la particularité d'être remplies par une puissante série éocène supérieur ? à oligocène inférieur, de type lacustre, alluvial et surtout évaporitique [Bartrina *et al.*, 1992]. La présence d'évaporites dans ces grabens et dans ceux de Provence, les grabens de Vistrenque et de Ma-

nosque [Triat et Truc, 1983] suggère que ces deux régions appartenaient au Paléogène à la même province qui avait probablement des connexions épisodiques avec la mer de l'époque. Cette province, probablement limitée au sud par Minorque, a été affectée par la distension avant la partie occidentale de la fosse de Valence.

B) Le bassin

Une étroite dépression, dont la profondeur dépasse 4 km, se situe dans l'axe du bassin. La carte isobathe du socle (fig. 2) nous montre que la partie centrale du golfe de Valence est parsemée de petits bassins isolés, de forme quelconque, dont la base atteint une profondeur de 4 km à 4,5 km. Parmi ces bassins, le plus important est peut-être celui situé sous l'édifice volcanique des Columbretes qui peut dépasser une profondeur de 5 km. En fait la forme sinueuse et aléatoire des bassins et des hauts fonds est due à l'important volcanisme qui oblitère les structures sous-jacentes (voir plus loin).

On note un approfondissement général vers le NE de la fosse de Valence alors qu'elle s'ouvre sur le bassin provençal. Cet approfondissement du socle correspond à celui de la bathymétrie actuelle. En effet c'est à l'endroit où la bathymétrie dépasse 2 km, au NE de Minorque, que le substratum est toujours situé au-delà de la cote 4 km et s'enfonce à partir de cette limite vers le NE jusqu'à atteindre la profondeur de 7,5 km.

Le bassin en lui-même ne présente que de très faibles indices d'extension superficielle par jeu de failles normales. Cependant, il est certain que ce bassin est affecté par un amincissement crustal important, puisque la profondeur du Moho est de 13 km au centre alors qu'elle atteint une profondeur de 23 km sous les marges [Mauffret *et al.*, 1991; Pascal *et al.*, 1992; Torne *et al.*, 1992].

Bien que leurs rejets soient souvent peu importants, des failles normales, dont la plupart ont un regard sud, existent cependant dans le bassin. Les séries syn-rift réduites ne montrent alors pas de « break-up unconformity ». Une érosion à l'air libre des blocs au fur et à mesure de leur formation a été invoquée au cours du rifting Miocène pour expliquer la faible hauteur des blocs basculés. En effet, l'étude des puits sur les structures hautes (Casablanca et Castellon highs) montre que la séquence néogène repose sur du Jurassique, du Trias ou même des roches paléozoïques. Puisque les demi-grabens ne contiennent que très peu de séries syn-rift, les produits du démantèlement ont été nécessairement transportés vers la mer qui se situait au sud de Majorque.

Enfin, il faut noter l'importance de la direction N130° qui apparaît clairement sur la carte structurale, tant par des zones de fractures plus ou moins continues que par des rides structurales, la plupart à cœur volcanique, parallèles à cet allongement (voir plus loin).

VI. – VOLCANISME

La carte de répartition du volcanisme (fig. 5) ainsi que la carte aéromagnétique [Galdeano et Rossignol, 1977] nous montrent l'importance du volcanisme dans la fosse de Valence. Il faut noter que cette zone volcanique, orientée NE-

SW, n'est pas située à égale distance des marges mais se trouve décalée vers les îles Baléares.

Les volcans sont de plus en plus profonds vers le NE au fur et à mesure que le substratum s'enfonce : au SW, le sommet des édifices atteint généralement 1,5 km et même émerge au niveau des îles Columbretes, alors que les volcans situés au NE ont des sommets qui atteignent au plus la cote 2,5 km.

Deux édifices volcaniques sont particulièrement importants :

- le système volcanique des Columbretes, affleurant dans les petites îles du même nom et atteint dans de nombreux forages pétroliers sur la bordure de la plate-forme valencienne ;

- le système volcanique lié aux deux sites DSDP (Deep Sea Drilling Project) 122 et 123 [Ryan, Hsü *et al.*, 1973a].

A) Description

Pour identifier les corps volcaniques nous avons d'abord identifié les volcans reconnus par des forages (DSDP et forages pétroliers), des dragages et des anomalies magnétiques particulièrement importantes. L'expression sismique d'un volcan apparaît le plus souvent comme un corps opaque au toit duquel on note des réflexions diffractantes, qui différencient sans ambiguïté ce corps des séries sédimentaires encaissantes (fig. 6). Le volcanisme peut se traduire aussi par des amas de nature chaotique avec quelques réflexions internes traduisant probablement une origine volcano-sédimentaire (fig. 7B). Les sills s'identifient par des réflexions énergiques, accompagnées d'hyperboles de diffraction, s'intercalant dans la série sédimentaire (fig. 7A). Ces sills sont situés à proximité des édifices volcaniques (remarquez la proximité des profils représentés figures 7A et B). Enfin, partant des centres volcaniques connus, nous avons systématiquement tracé les coulées volcano-sédimentaires issues des centres d'émission (fig. 5). Certains profils sismiques montrent clairement le substratum disparaissant sous la coulée volcanique de plus en plus épaisse vers le volcan (fig. 8). Cette figure montre très clairement le problème de la fosse de Valence : le socle réel peut être caché par un écran volcanique et l'allure du socle acoustique (NE, fig. 6) ne reflète pas forcément la structure réelle. Aussi, ce fait peut introduire des erreurs dans les interprétations géodynamiques (subsidence...) si l'on n'y prend garde. Dans les cas d'identification douteuse des coulées, il a été choisi leurs extensions minimales. De ce fait, la surface représentée sur la carte peut donc être sous estimée, et la répartition des séries volcano-sédimentaires recouvrant le socle réel pourrait être encore plus vaste.

Dans la région située entre Minorque et la marge catalane, qui s'ouvre vers le bassin provençal, le socle acoustique présente de très nombreuses réflexions internes. L'ESP 2 tiré dans cette région révèle que le socle acoustique correspond à un réfracteur de vitesse de propagation 4,85 km/s tandis qu'un horizon profond est identifié (fig. 9) comme un réfracteur à 6,35 km/s [Mauffret *et al.*, 1992; Pascal *et al.*, 1992; Torne *et al.*, 1992]. La composition crustale déduite de l'ESP 2 présente beaucoup d'analogies avec celle d'une croûte océanique [Torne *et al.*, 1991]; la couche 4,85 km/s correspond nettement à une série volca-

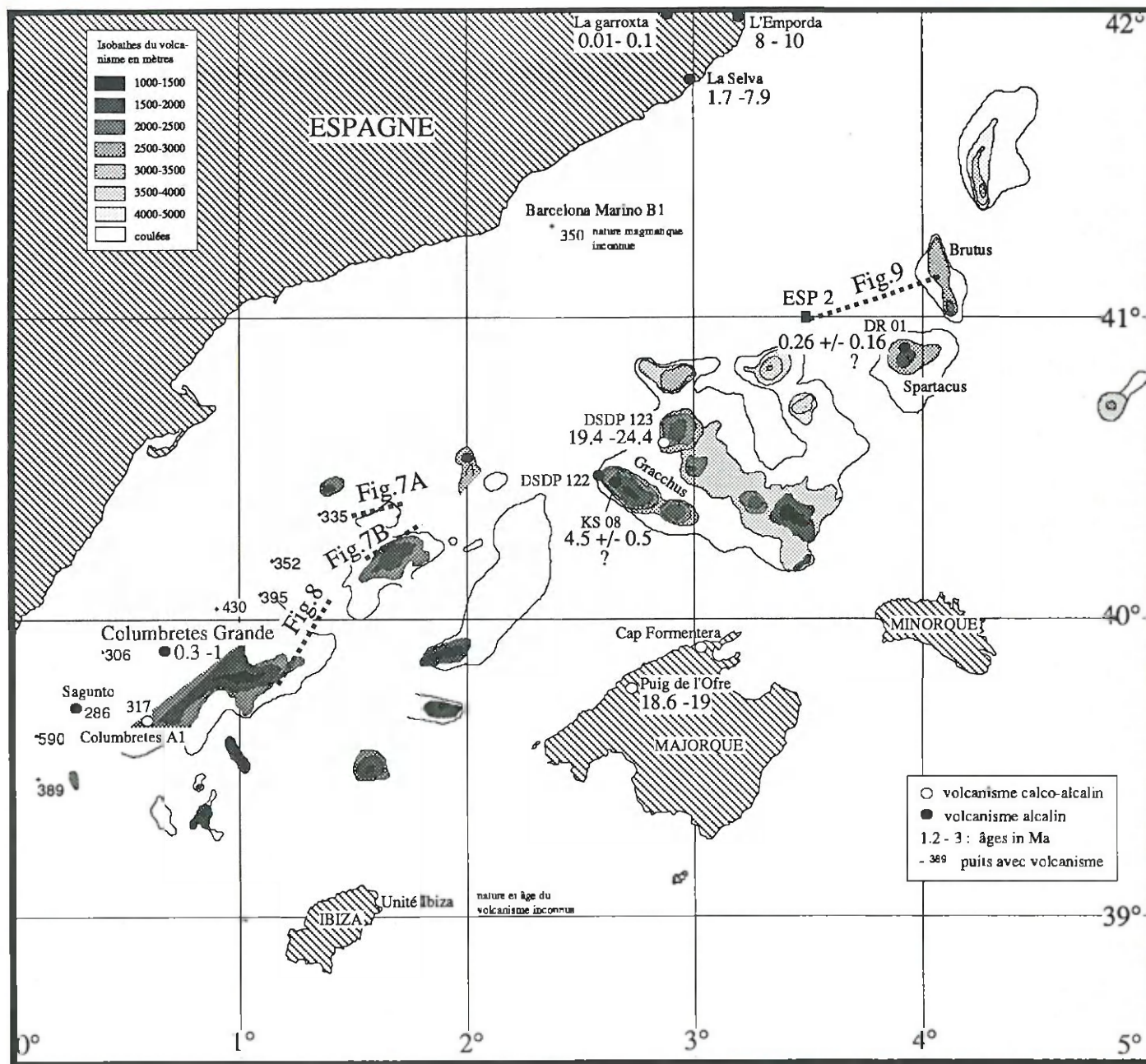


FIG. 5. — Carte de répartition du volcanisme. Les volcans sont représentés par les isobathes, déduites des profils sismiques et des forages, du toit des séries volcaniques. Tous les forages et dragages ayant trouvé du volcanisme sont notés ainsi que l'âge et la nature du magmatisme lorsqu'ils sont connus. La localisation des profils, illustrés par des figures montrant du volcanisme, est notée par des traits pointillés.

FIG. 5. — Distribution map of the volcanism. The wells and core samples with volcanism are represented with the ages and nature of the magmatism when they are known. The isobaths map of the volcanic material is the result of the seismic study and well data. The stippled lines represent the figures illustrating the volcanic structures.

no-sédimentaire et nous verrons les implications de cette observation. Les coulées volcaniques, provenant du volcan Brutus [Mauffret, 1976] (fig. 5), sont identifiables dans les séries sédimentaires anté-messiniennes (extrémité droite de la figure 9).

B) Âge du volcanisme

L'âge du volcanisme peut être déduit des profils sismiques. La plupart des volcans repérés sur les lignes sismiques apparaissent comme des édifices « posés » sur le substratum

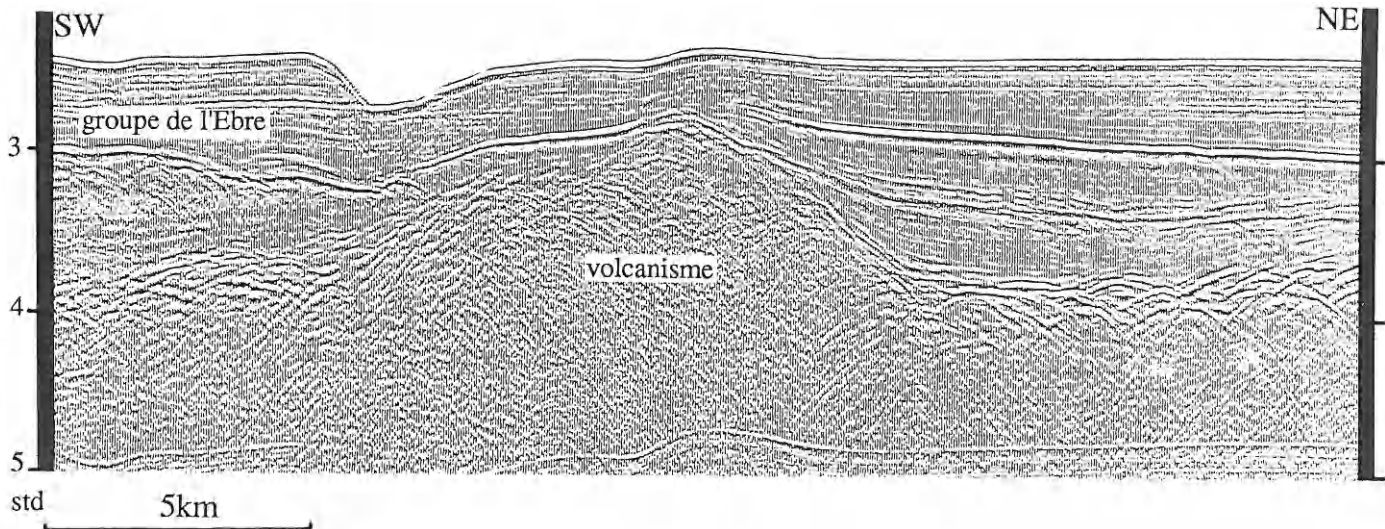


FIG. 6. – Profil sismique montrant la ride volcanique prolongeant vers le NW le volcan Gracchus (fig. 4). Noter l'aspect diffractant du socle acoustique au NE de la ligne, correspondant à des coulées. Localisation figure 1.

FIG. 6. – Seismic profile showing the northwestern prolongation of the Gracchus volcano (fig. 4). Notice the diffractant aspect of the acoustic basement to the NE of the section. For location see figure 1.

dont les coulées viennent s'intercaler dans la série sédimentaire syn-rift. L'activité majeure du volcanisme du bassin semble concentrée dans la série syn-rift, donc directement liée à l'ouverture du golfe de Valence de l'Aquitainien au Langhien-Serravallien (?). Il existe toutefois des indices d'activité plus tardive. Des sills et des coulées interstratifiées dans des séries tortoniennes sous-jacentes aux évaporites du Messinien ont été repérées (fig. 7). Certains volcans semblent même avoir remobilisé le Messinien. Au NE du golfe, des failles normales, de direction N-S (fig. 4), montrent une activité certaine pendant le Pliocène, décalant la série salifère du Messinien. Ces failles sont clairement liées à des intrusions, et mettent en évidence une activité messinienne et même pliocène du volcanisme.

Les puits pétroliers, joints aux informations sismiques permettent d'affiner notre analyse et montrent la répartition spatiale et temporelle du volcanisme. La figure 10 projette les logs des puits autour des îles Columbretes suivant une direction NE-SW et montre la répartition latérale du volcanisme avec des niveaux de moins en moins épais lorsque l'on s'éloigne de ces îles. Les séries volcaniques peuvent atteindre presque 1000 m d'épaisseur près du centre du volcan (ex. 317) pour diminuer à quelques mètres dans les puits les plus extérieurs. Tous les forages en mer confirment les observations de la sismique à savoir que le volcanisme commence au début du Miocène mais persiste jusqu'au Messinien. Toutefois les îles Columbretes sont datées du Quaternaire [Aparico *et al.*, 1991] et le fait qu'on n'ait pas rencontré de coulées de cet âge dans les forages indiquent que les volcans récents ont eu une activité réduite dans des zones restreintes. Cette observation est confirmée par la carte aéromagnétique de cette région qui montre qu'à des anomalies de grande amplitude, liées à des intrusions profondes, sont superposées des anomalies étroites traduisant la présence de corps magnétiques superficiels [Galdeano et

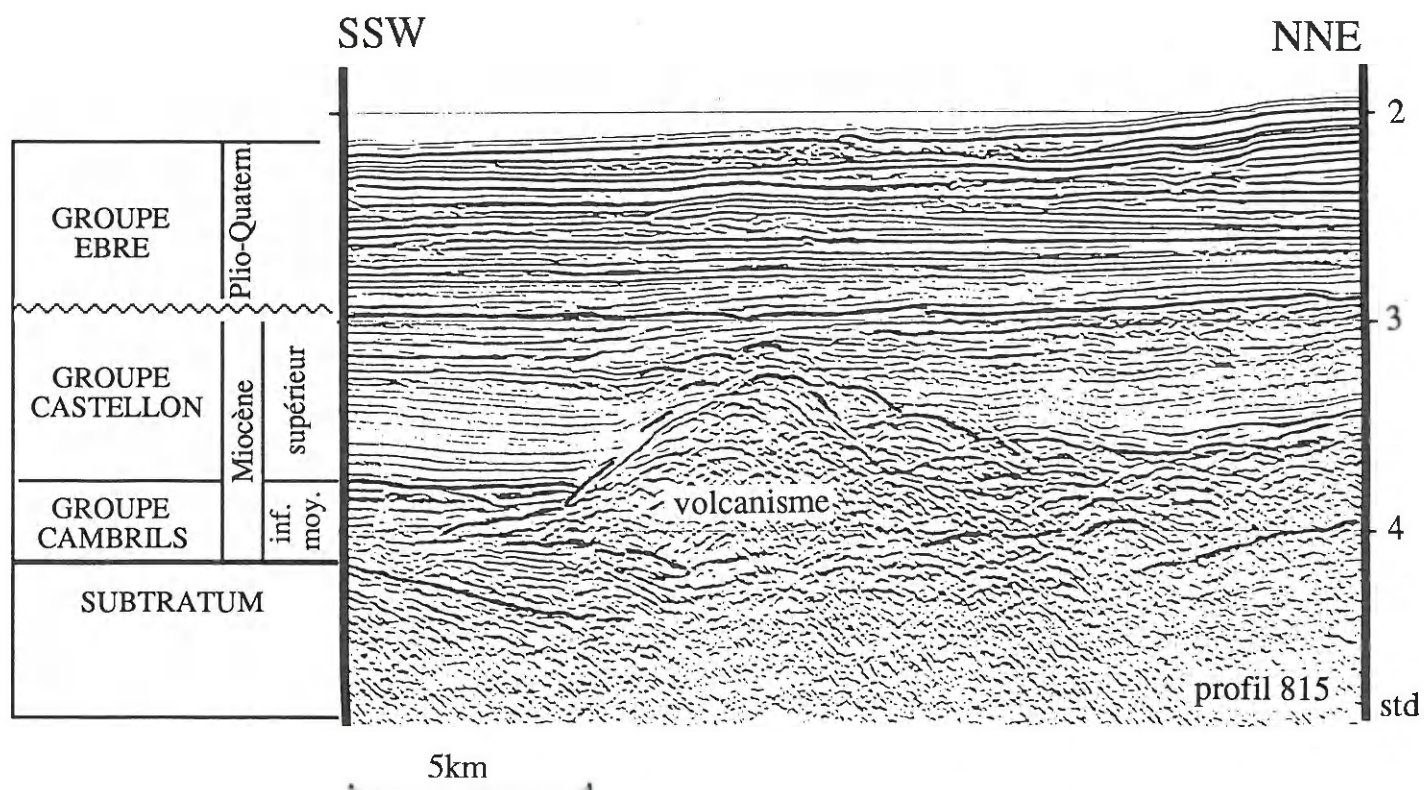
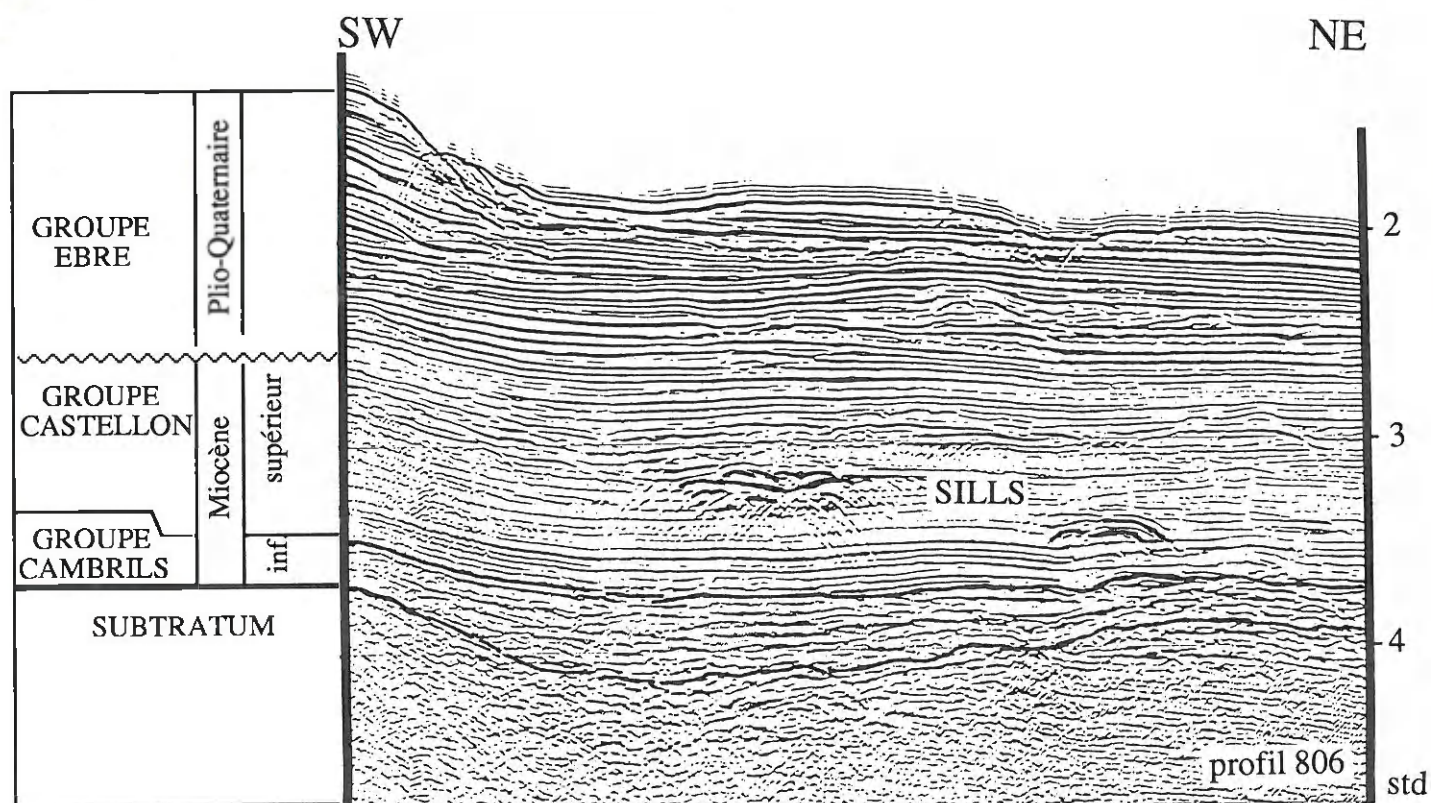
Rossignol, 1977]. Enfin les datations radiométriques confirment la large distribution temporelle du volcanisme. Les deux forages DSDP 123 et 122 ont été forés sur deux gros volcans rapprochés mais distincts, atteignant du matériel volcanique d'âge et de nature différents. Le site 123, foré dans du matériel pyroclastique, a traversé des niveaux d'âge compris entre 24,4 Ma et 19,4 Ma [Ryan *et al.*, 1973b; Rivière *et al.*, 1981]. Sur le volcan du site 122, des échantillons prélevés par carottage donne un âge Pliocène [Mauffret, 1976]. Les échantillons volcaniques prélevés à Majorque au Puig de l'Ofre sont datés de 19 à 18,6 Ma [Alvaro *et al.*, 1987]. La zone volcanique catalane est composée de trois domaines dont la datation s'étale de 10 Ma à l'Actuel [Donville, 1973]. Enfin une datation très douteuse en raison de l'altération donne un âge quaternaire pour le volcan Spartacus (fig. 5) situé à l'extrémité nord orientale de la fosse de Valence [Mauffret, 1976].

C) Nature du volcanisme

La composition des laves se différencie en deux ensembles :

- les laves miocènes inférieures sont calco-alcalines : rhyolite de Majorque, trachytes prélevées par forage sur la plate-forme valencienne [Marti *et al.*, 1992], dacites et rhyodacites du forage DSDP 123 [Ryan *et al.*, 1973b; Rivière *et al.*, 1981];

- les laves miocènes supérieures à plio-quaternaires sont alcalines : basanites des îles Columbretes [Aparico *et al.*, 1991], basanites et néphélinites de Cofrentes et trachy-basaltes de Picassent [Marti *et al.*, 1992], basaltes d'Olot [Tournon, 1969], basalte prélevé [Mauffret, 1976] sur le volcan Gracchus.



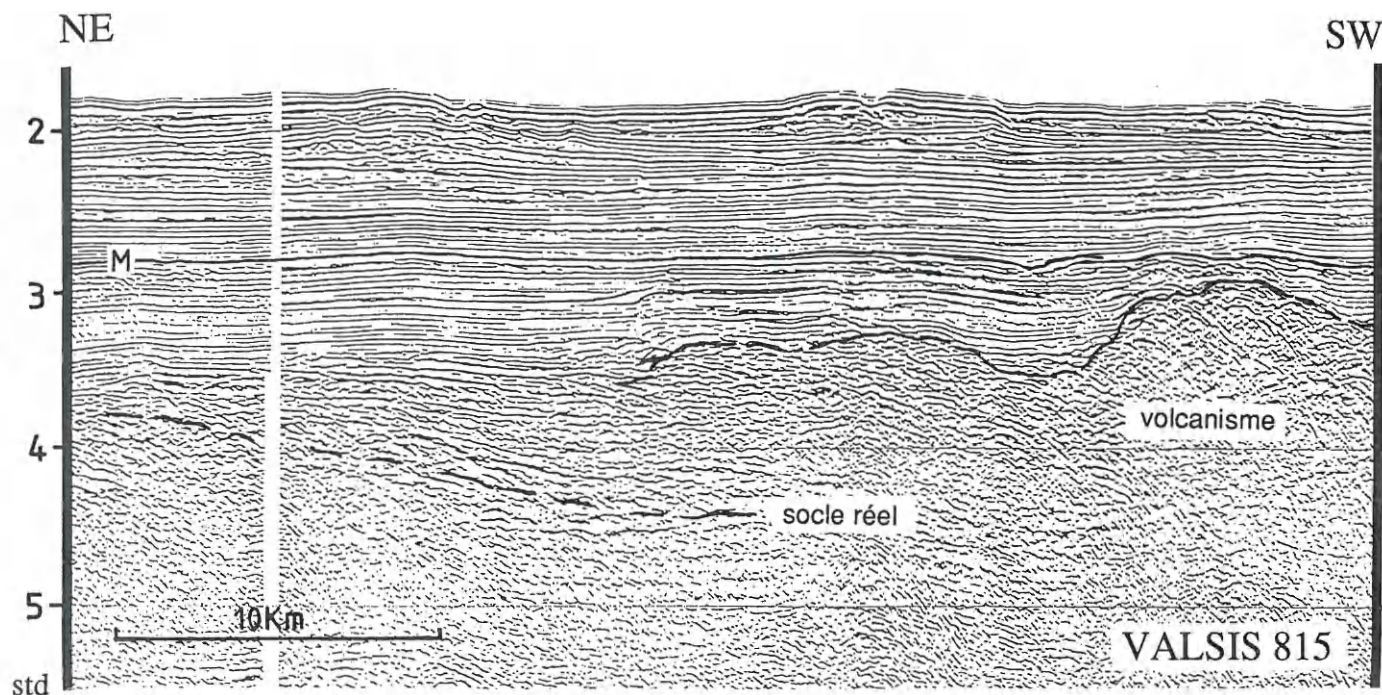


FIG. 8. — Profil sismique illustrant la disparition du substratum sous le volcanisme. Le corps opaque au SW de la section appartient au système volcanique des îles Columbretes. Le niveau d'érosion messinienne est indiqué (M). Localisation figures 1 et 5.

FIG. 8. — This volcanic feature belongs to the Columbretes volcanic system. The acoustic basement (NE of the section) is progressively obscured by the volcanic layer. The Messinian unconformity (M) is indicated. For location see figures 1 and 5.

VII. — RELATION ENTRE LE VOLCANISME ET LA STRUCTURE

On peut noter deux types de corrélation entre le volcanisme et la structure.

— une corrélation négative car d'une part les édifices volcaniques cachent partiellement la structure, en particulier au large de Majorque. Par exemple, une partie des chevauchements et/ou des blocs basculés miocènes pourraient être masquée par les coulées plus récentes. D'autre part le poids des volcans peut engendrer une flexure locale au niveau du substratum et provoquer la formation de bassins comme cela paraît être le cas sous les îles Columbretes ou sous le volcan Spartacus, sous lequel on voit clairement les isobathes du substratum s'enfoncer à plus de 6 km (fig. 2).

— Une corrélation positive en ce sens que les appareils volcaniques s'alignent le long de fractures majeures. Souvent les volcans ont une forme dissymétrique et ressemblent fortement à des blocs basculés (fig. 6). Depuis les îles Columbretes jusqu'au large de la Catalogne, les édifices vol-

caniques s'alignent grossièrement suivant une direction NE-SW parallèle à l'axe de la fosse mais les structures les plus remarquables ont une orientation orthogonale (fig. 5).

Le système volcanique des sites DSDP est en fait formé de deux rides volcaniques parallèles entre elles (fig. 2, 4 et 5) de direction N130°.

Le volcan Gracchus, correspondant au site 122, est allongé selon cette direction et une ride structurale prolonge cet édifice dans le même alignement. Cette ride, non continue, formée de plusieurs sommets atteignant 2 km est recoupée par de petits bassins perpendiculaires (fig. 2). Cette structure haute ressemble sismiquement à un édifice volcanique mais d'une part les anomalies magnétiques ne coïncident pas avec ce sommet comme pour les autres volcans de la zone étudiée, et d'autre part cette structure se présente comme un bloc basculé bordé par une faille normale à regard sud-ouest (A, fig. 11). Néanmoins il existe une forte corrélation entre les valeurs du flux géothermiques [Foucher *et al.*, 1992] et cette structure; la valeur maximale de flux (114 mW/m²), localisée à l'aplomb du sommet de la structure (B, fig. 11), peut avoir une origine hydrothermale.

FIG. 7. — Observation du volcanisme en sismique et sa datation par calage stratigraphique. Les sills, illustrés figure 7A, intercalés dans la série miocène, proviennent du volcan montré figure 7B. Localisation figures 1 et 5.

FIG. 7. — Volcanic features and their stratigraphic datation. The sills interlayered in the middle Miocene series (fig. 7A) seem related to the volcano (fig. 7B) interlayered in the syn-rift sequence (reactivation?). For location see figures 1 and 5.

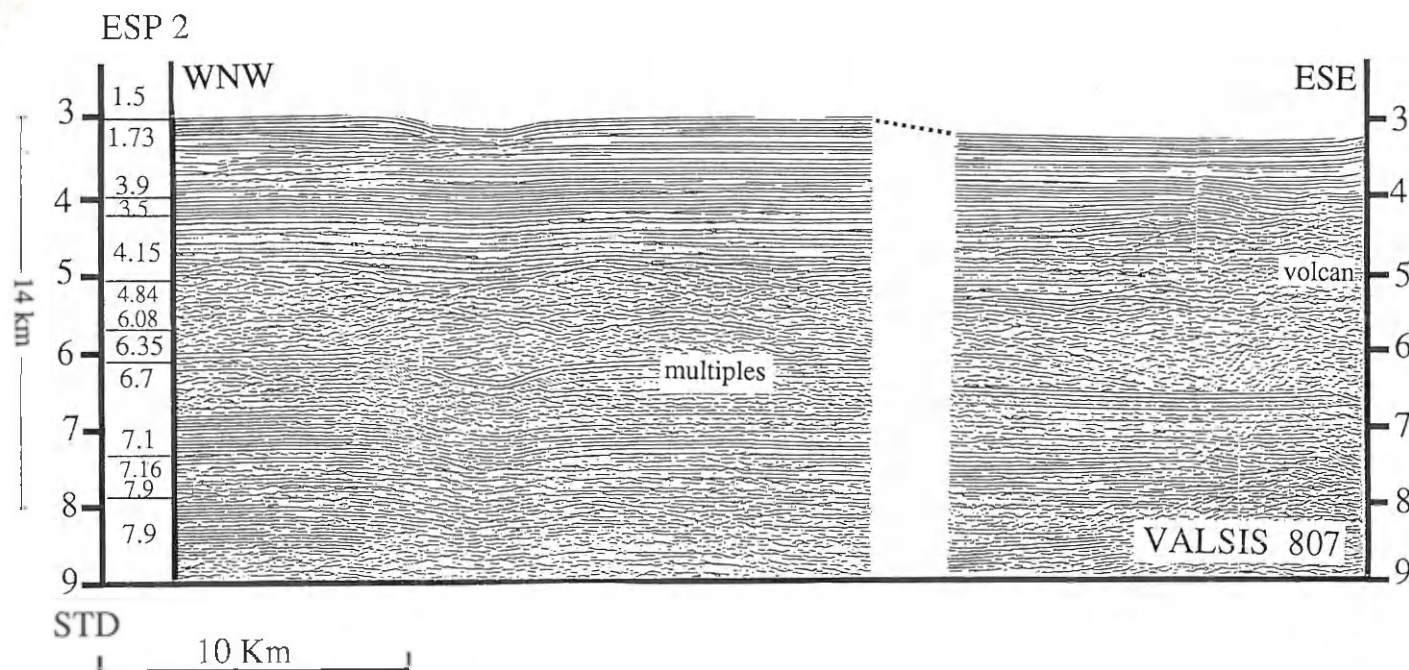


FIG. 9. – Profil sismique VALSIS et les vitesses de propagation déduites de l'ESP 2 [Pascal *et al.*, 1991], tiré dans une zone de croûte très amincie (quasi océanique). Noter l'existence du volcan Brutus (localisé fig. 5) et la présence d'un réflecteur profond, correspondant à la vitesse de propagation 6,35 km/s, sous le substratum acoustique (S). Localisation figures 1 et 5.

FIG. 9. – VALSIS seismic profile across the eastern part of the Valencia trough, and seismic velocities from ESP 2 [Pascal *et al.*, 1991]. The acoustic basement (S) corresponds to a 4.85 km/s layer, and a 6.35 km/s velocity layer is flat and continuous below the acoustic basement. Notice the volcanic structure (Brutus volcano, see fig. 5) on the right side of the figure. For location see figures 1 and 5.

Progressant vers le NW suivant la même direction, cette ride disparaît pour aboutir dans une zone structurale complexe où l'on note la fermeture NE de la fosse de Tarragona, le horst de Garraf et le changement de polarité des failles limitant les horsts (fig. 4). L'alignement de toutes ces structures n'est pas dû au hasard et cette barrière structurale traversant la fosse de Valence doit correspondre à un même accident profond interprété comme une faille de transfert [Gibbs, 1984].

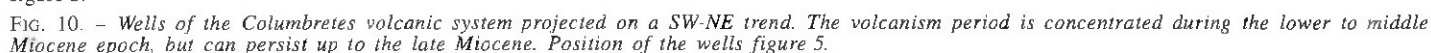
Au NE de cette zone, le volcan correspondant au site DSDP 123 appartient à un ensemble volcanique situé sur une ride dont plusieurs sommets forment des cônes volcaniques (fig. 5). Cette ride prolonge l'indentation de la marge de Minorque (fig. 4). Le volcanisme apparaît au pied de la marge et la transition entre les deux domaines est difficile à observer. Le promontoire de la marge de Minorque et la ride volcanique forment une barrière structurale d'orientation N130, à l'est de laquelle on note un net approfondissement des isobathes du socle (fig. 2) encore marqué dans la bathymétrie actuelle. Cette barrière ne se prolonge pas vers le NW où un bassin profond existe, mais décalée vers le nord-est, une structure peut s'interpréter comme un édifice volcanique ou bloc glissé (bloc C, fig. 11). Du côté ibérique, il faut noter l'existence de la faille de Llobregat et la fermeture du bassin de Barcelona dans l'alignement des structures précédemment décrites. Autant d'indices pour émettre l'hypothèse d'une deuxième zone de transfert parallèle à la précédente. Au nord-est de

cette limite discontinue commence le bassin profond et la stratigraphie particulière aux grabens de Barcelona et de Rosas qui s'apparente à celle des grabens provençaux.

Dans la partie profonde du golfe une troisième zone de transfert (fracture nord Baléare, fig. 4) est révélée par une anomalie magnétique très prononcée soulignée par plusieurs volcans [Mauffret, 1976] ainsi que par l'existence d'une zone de fractures dans le substratum (fig. 2). Sur cette structure se calque une avancée des dômes salifères (fig. 4). Cette structuration du sel en dôme, localisée à l'aplomb de la structure, pourrait s'expliquer par une ductilité du sel provoquée par une anomalie thermique de plus de 90 mW/m² [Hutchinson *et al.*, 1985] déterminée dans un site proche.

Au SW du golfe de Valence, on observe une indentation de la marge au NE d'Ibiza, similaire à celle du promontoire de Minorque, prolongée par un volcan. L'édifice volcanique des îles Columbretes est dans le prolongement de l'indentation d'Ibiza. Ces observations peuvent suggérer l'existence d'une quatrième zone de structure transverse profonde.

Enfin la fosse de Valence est fermée vers le sud-ouest et séparée de la péninsule ibérique par une cinquième zone de transfert.



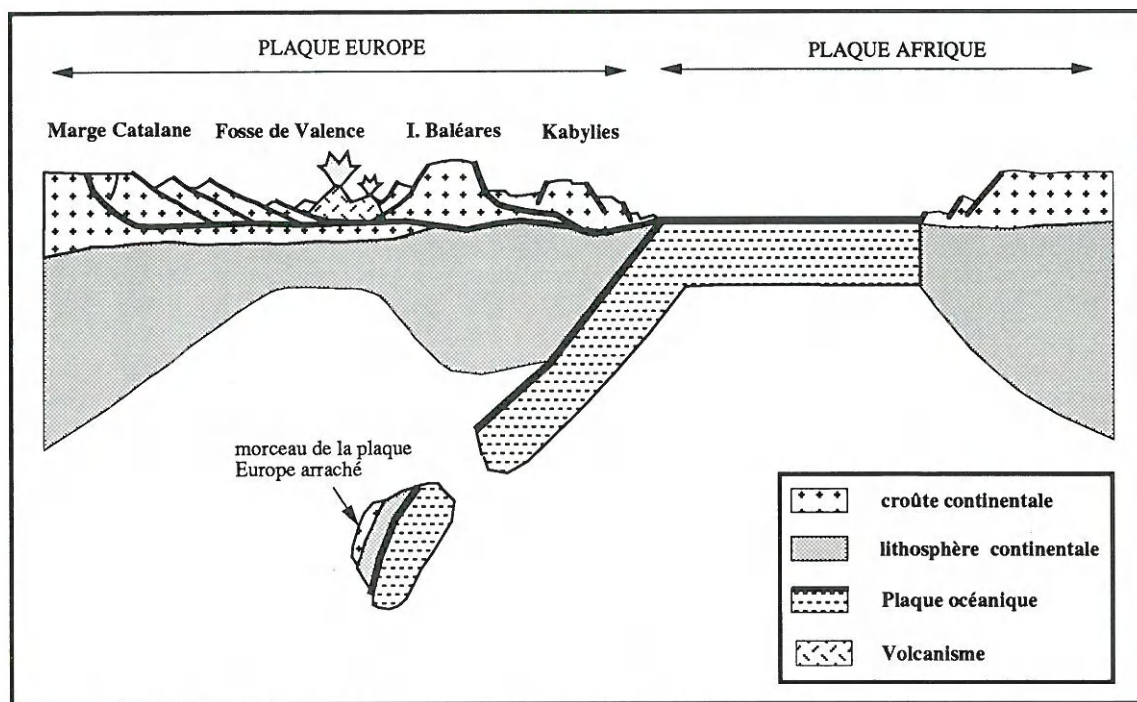


FIG. 13. – Modèle d'ouverture asymétrique de la fosse de Valence par détachement [d'après Doblas et Oyarzun, 1990, modifié]. Epaisseur de la lithosphère sous la fosse de Valence d'après Fernandez *et al.* [1990].

FIG. 13. – Hypothetic simple shear model for the opening of the Valencia trough [after Doblas and Oyarzun, 1990, modified]. Thickness of the lithosphere under the Valencia trough after Fernandez *et al.* [1990].

Un deuxième problème est la persistance, avérée dans le cas de la mer d'Alboran et de la Sardaigne, et suspectée dans le cas de la fosse de Valence, du volcanisme calco-alcalin durant le Miocène moyen et supérieur. La séismologie [Panza et Suhadolc, 1990; Spakman, 1986] suggère qu'il existe sous les Baléares et la mer d'Alboran un panneau qui a pu se détacher de la zone de subduction. La présence de cette structure profonde pourrait expliquer la persistance du volcanisme calco-alcalin [de Jong, 1991].

C) Jeu apparent des failles de transfert

Nous avons souligné l'importance des failles de transfert qui divise en blocs la fosse de Valence et les îles Baléares. Le jeu apparent de ces failles n'est pas toujours facile à déterminer. La fracture nord baléaire qui sépare la Sardaigne de Minorque semble avoir un jeu dextre car le mouvement de la Sardaigne est plus important, toutefois si on considère un centre d'expansion fictif dans la fosse et dans le bassin provençal on aboutit à un jeu senestre [Doblas et Oyarzun, 1990]. Néanmoins si l'on veut considérer des centres fictifs d'expansion dans les rifts il faut raccorder la fosse de Valence et les grabens de la plate-forme du golfe du Lion et on obtient un jeu dextre (fig. 12). La zone de transfert majeure, d'après l'étude des profils sismiques, se situe entre le bloc de Minorque et celui de Majorque. Par la nature des sédiments qui remplissent les grabens catalans et la nature quasi-océanique de la croûte au nord de Minorque on

peut déduire que le bloc de Minorque s'est déplacé plus et avant celui de Majorque. Le mouvement est donc dextre; néanmoins dans la partie ouest de la fosse, la tectonique extensive a probablement commencé à la même époque (Oligocène-Miocène inférieur) que la partie est mais elle semble continuer jusqu'à une époque plus tardive (Miocène moyen), ce qui pourrait inverser en partie le mouvement le long de la faille de transfert. En définitive on constate une opposition entre les deux parties du golfe: la partie est à affinité provençale, la partie ouest à affinité Bétique/Alboran.

D) Modèle asymétrique

On peut noter une profonde asymétrie entre les deux marges de la fosse de Valence dans la structure et dans la répartition du volcanisme qui est nettement décalé vers la marge baléaire. La formation d'un bassin marginal peut être due au retrait de la fosse [de Jong, 1991; Malinverno et Ryan, 1986] et/ou à une délamination de la lithosphère continentale et de la croûte inférieure entraînées dans la subduction [Sacks et Secor, 1991]. On peut expliquer la dissymétrie de la fosse par un détachement (fig. 13) plongeant sous les îles Baléares [Doblas et Oyarzun, 1990] bien que ces auteurs n'aient aucun argument pour justifier leur hypothèse et qu'ils ne prennent pas en compte la subduction miocène de la plaque Africaine sous le continent européen. Il faut avouer que, excepté la dissymétrie superficielle, et

quelques indices de plans plongeant vers le sud sur la marge catalane, il n'existe pas de justification si ce n'est l'analogie avec le bassin provençal où les choses apparaissent plus clairement [Mauffret *et al.*, 1993]. Un éventuel décollement sous les îles ne peut être identifié car le socle acoustique est opaque en raison de l'intense tectonisation en surface [Pascal *et al.*, 1991]. La tectonique tardive (langhienne) des îles baléares peut être reliée à la dérive vers l'ouest des zones internes bétiques et à une légère réactivation du décollement. Il faut signaler enfin que le bassin algérien s'est probablement ouvert presque en même temps que le golfe de Valence puisque dès le Burdigalien les massifs kabyles entrent en collision avec la plaque africaine [Rehault *et al.*, 1984].

IX. - CONCLUSIONS

La formation du golfe de Valence est sans ambiguïté liée à l'ouverture oligocène à miocène inférieur de la Méditerranée nord-occidentale. La campagne VALSIS apporte des preuves de l'existence du rift par les données de sismique profonde. Ces données montrent un important amincissement crustal (8 km de croûte au centre du golfe) qui s'arrête, à la différence du bassin provençal, avant la formation de croûte océanique.

La structure du socle du bassin confirme une ouverture plus importante vers le NE par son approfondissement dans cette zone.

La carte structurale montre :

- une faible extension superficielle à l'exception de la marge catalane ;
- des directions transverses N130° qui sont plus apparentes que la direction parallèle à l'axe du rift. Ces directions, soulignées par un volcanisme intense, correspondent

à des fractures profondes séparant le golfe de Valence en plusieurs blocs qui ont un jeu différentiel apparent dextre ;

— l'importance du volcanisme, actif durant tout le Tertiaire et même jusqu'au Quaternaire. La concordance en âge et en nature du volcanisme oligo-miocène sarde avec la première phase de volcanisme du bassin de Valence est appuyée par une reconstitution des positions des différents blocs à l'Oligocène qui montre la continuité des épanchements calco-alcalins de l'ensemble de la Méditerranée nord-occidentale. Ce volcanisme est lié à la formation d'un bassin marginal en arrière d'une zone de subduction ; le socle de ce bassin marginal est injecté de matériel volcanique et/ou composé de séries volcano-sédimentaires. L'existence d'un grand détachement sous la fosse de Valence, les îles Baléares et les Kabylies pourrait expliquer l'asymétrie des marges et la localisation du volcanisme du côté du promontoire baléaire.

Remerciements. — Nous remercions très vivement M. B. Bijou-Duval et un correcteur anonyme pour leurs relectures et leurs critiques constructives, ainsi que Jacques-André Malod pour la réalisation des programmes de numérisation des profils sismiques sans lesquels cette étude n'aurait pu avoir cours. Nous remercions également la compagnie TOTAL-CFP pour le soutien financier apporté à ce projet. La campagne Valsis a été réalisée en coopération avec le Lamont-Doherty Institute, l'Ifremer, l'IFP et l'Université de Paris VI. Les données de la campagne Valsis ont pu être analysées grâce à l'appui de l'Insu, ATP n° 1774. Nous sommes reconnaissants à la Compagnie Générale de Géophysique pour nous avoir permis de publier une portion de profil sismique.

Contribution GEMCO (URA 718, CNRS) N° 578.

Références

- ALBAIGES J., ALGABA J., CLAVELL E. & GRIMALT J. (1986). — Petroleum geochemistry of the Tarragona Basin (Spanish Mediterranean offshore). — *Organ. Geochem.*, **10**, 441-450.
- ALONSO B., GUILLEN J., CANALS M., SERRA J., ACCOSTA J., HERRANZ P., SANZ J.L., CALAFAT A. & CATAFAU E. (1988). — Los sedimentos de la plataforma continental Balear. — *Acta. Geol. Hisp.*, **23**, 185-196.
- ALVARO M. (1987). — La tectónica de cabalmientos de la Sierra Norte de Mallorca (Islas Baleares). — *Bol. Geol. Min.*, **98**, 622-629.
- ALVARO M., BARNOLAS A., DEL OLMO P., RAMIREZ DEL POZO J. & SIMO A. (1984). — El Neogeno de Mallorca : caractization sedimentologica y biostratigráfica. — *Bol. Geol. Min.*, **95**, 3-25.
- ALVARO M., DEL OLMO P. & AGUILA M.J. (1987). — Ignimbritas paleogenas en Mallorca (islas Baleares). — *Geogac.*, **2**, 7-9.
- ANADON P., CABRERA L., GUIMERA J. & SANTANACH P. — Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. In : BIDDLE K. & CHIRSTIE-BLICK N. Eds. — Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. — *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, **37**, 303-318.
- APARICO A., MITJAVILA J.M., ARANA V. & VILA I.M. (1991). — Le edad del volcanismo de las islas Columbretes Grande y Alboran (Mediterraneo occidental). — *Bol. Geol. Miner.*, **102**, 562-570.
- BARTRINA M.T., CABRERA L.L., JURADO M.J., GIMERA J. & ROCA E. (1992). — Cenozoic evolution of the central Catalan margin (Valencia trough, western Mediterranean). — *Tectonophysics*, **203**, 219-248.
- BELLON H., BORDET P. & MONTENAT C. (1983). — Le magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne), chronologie et principaux caractères géochimiques. — *Bull. Soc. géol. Fr.*, **25**, 205-218.
- BIJU-DUVAL B., LETOUZEY J. & MONTADERT L. (1978). — Structure and evolution of the Mediterranean basins. In : HSÜ K.J. & MONTADERT L. *et al.*, Eds., *Init. Rep. DSDP*, **42**. — U. S. Gov. Print. Off., Washington D.C., 951-984.
- BURRUS J. (1989). — Review of geodynamic models for extensional basins ; the paradox of stretching in the gulf of Lions (northwest Mediterranean). — *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, V, 377-393.
- CANÉROT J. (1989). — Distensions mésozoïques et halocinèse dans les Ibériques (Espagne). — *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, V, 905-912.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982). — Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the western Mediterranean basin. — *Nature*, **298**, 736-739.

- CLAVELL E. & BERASTEGUI X. (1992). – Petroleum geology of the Gulf of Valencia. In: Berlin Confer. Proc., Europ. Assoc. Petrol. Geol. (Eds.). – Oxford University Press, 355-368.
- COULON C. (1977). – Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne. Pétrologie, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites. Signification géodynamique. – Thèse d'Etat, Marseille, 385 p.
- DANOBEITIA J.J., ALONSO B. & MALDONADO A. (1991). – Geological framework of the Ebro continental margin. – *Mar. Geol.*, **95**, 265-287.
- DE JONG K. (1991). – Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the betics Cordilleras (SE Spain). – Thèse, Amsterdam, 203 p.
- DERCOURT J., ZONESHAIR L.P., RICO L.E., KAZMIN V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I.M., GEYSANT J., LEPUVRIER C., PECHERSKY D.H., BOULIN J., SIBUET J.C., SAVOSTIN J.A. & BIJU-DUVAL B. (1986). – Geological evolution of the Tethys belt from Atlantic to Pamir since the Lias. – *Tectonophysics*, **45**, 265-283.
- DOBLAS M. & OYARZUN R. (1990). – The late Oligocene-Miocene opening of the North Balearic Sea (Valencia basin, western Mediterranean): a working hypothesis involving mantle upwelling and extensional detachments tectonics. – *Mar. Geol.*, **94**, 155-164.
- DONVILLE B. (1973). – Age potassium argon des vulcanites du Haut Ampurdan (Nord-Est de l'Espagne). Implications stratigraphiques. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **276**, 2497-2500.
- FERNANDEZ M., TORNÉ M. & ZEYEN H. (1990). – Lithospheric thermal structure of NE Spain and the north-Balearic basin. – *J. Geodyn.*, **12**, 253-267.
- FONTBOTÉ J.M., GUIMERA J., ROCA E., SABAT F. & SANTANACH P. (1989). – Para una interpretacion cinematica de la genesis de la cuenca catalano-balear: datos estructurales de sus margenes emergidos. In: Libro homenaje a Rafael Soler. – Assoc. Geol. Geofis. Esp. Petro., 37-51.
- FOUCHER J.P., MAUFFRET A., STECKLER M., BRUNET M.F., MAILLARD A., REHAULT J.P., ALONSO B., DESEGAUX P., MURILLAS J. & OUILLO G. (1992). – Heat flow in the Valencia trough: geodynamic implications. – *Tectonophysics*, **203**, 77-93.
- GALDEANO A. & ROSSIGNOL J.C. (1977). – Contribution de l'aéromagnétisme à l'étude du Golfe de Valence (Méditerranée occidentale). – *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **34**, 85-99.
- GARCIA-SINERIZ B., QUEROL R., CASTILLO F. & FERNANDEZ J.R. (1978). – A new hydrocarbon province in the western Mediterranean. – *10th World Petroleum Congress*, Bucarest, **4**, 1-4.
- GIBBS A.D. (1984). – Structural evolution of extensional basin margins. – *J. Geol. Soc. London*, **141**, 609-620.
- GUIMERA J. & ALVARO M. (1989). – Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, 339-348.
- HERNANDEZ I. & BELLON H. (1985). – Chronologie K-Ar du volcanisme miocène du Rif oriental (Maroc): implications tectoniques et magmatologiques. – *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, **26**, 85-94.
- HUTCHINSON I., VON HERZEN R.P., LOUDEN K.A., SCLATER J.G. & JEMSEK J. (1985). – Heat flow in the Balearic and Tyrrhenian basins, western Mediterranean. – *J. Geophys. Res.*, **90**, 685-701.
- IGME (1986). – Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes. – Madrid, 78 p.
- JOHNS D.R., HERBER M.A. & SCHWANDER M.M. (1989). – Deposition sequences in the Castellon area, offshore northeast Spain. In: BALLY A.W. Eds., Atlas of seismic stratigraphy. – *Am. Assoc. Petrol. Geol. Stud. geol.*, **27**, 181-184.
- LANAJA J.M. (1987). – Contribucion de la exploracion petrolifera al conocimiento de la geologia de España. – IGME, Serv. Publ. Min. Indust. Energ., Madrid, 465 p.
- MAILLARD A., MAUFFRET A., WATTS A.B., TORNE M., PASCAL G., BUHL P. & PINET B. (1992). – Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (western Mediterranean). – *Tectonophysics*, **203**, 57-76.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986). – Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. – *Tectonics*, **5**, 227-245.
- MARTI J., MITJAVILA J., ROCA E. & APARICIO A. (1992). – Cenozoic magmatism of the Valencia trough (western Mediterranean): relation between structural evolution and petrogenesis. – *Tectonophysics*, **203**, 145-166.
- MAUFFRET A. (1976). – Etude géodynamique de la marge des îles Baléares. – Thèse d'Etat, Paris, 137 p.
- MAUFFRET A., MAILLARD A., PASCAL G., TORNE M., BUHL P. & PINET B. (1992). – Long listening MCS profiles in the Valencia trough (Vaisis 2) and the Gulf of Lions (ECORS): a comparison. – *Tectonophysics*, **203**, 285-304.
- MOISSENET E. (1989). – Les fossés néogènes de la chaîne ibérique: leur évolution dans le temps. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, **V**, 919-926.
- MONTIGNY R., EDEL J.B. & THUIZAT R. (1981). – Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetism data of Tertiary volcanics. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **54**, 261-271.
- NELSON C.H. & MALDONADO A. (1990). – Factors controlling late Cenozoic continental margin growth from the Ebro delta to the western Mediterranean deep sea. – *Mar. Geol.*, **95**, 419-440.
- OLIVET J.L. (1987). – L'origine du bassin nord-occidental de la Méditerranée du point de vue de la cinématique des plaques. In: BURRUS J. & OLIVET J.L. Eds., Profils ECORS. Golfe du Lion: rapport d'implantation. – IFP, Paris, 35 941-1, 10-49.
- PANZA G.F. & SUHADOLC P. (1990). – Properties of the lithosphere in collisional belts in the Mediterranean: a review. – *Tectonophysics*, **182**, 39-46.
- PASCAL G., TORNE M., BUHL P., WATTS A.B. & MAUFFRET A. (1992). – Detailed interpretation of ESP's and scattered waves in the Valencia trough (western Mediterranean). – *Tectonophysics*, **203**, 21-35.
- PISCIOOTTO K., TAMAKI K., ALLAN J., CRAMP A., BARNES D.A., BOGGS S., JOLIVET L., MERTZ Jr. K.A., TADA R., BRUNNER C.A., KOIZUMI I., RAHMAN A., ALEXANDROVITH J., WHITE L.D., THY P., STEWART K.P., YAMASHITA S., VIGLIOTTI L., WIPPEN J.M., BRUMSACK H.J., MURRAY R.W., KAWKA O.E., MCEVOY J., KURAMOTO S., LANGSETH M., NOBES D., MEREDITH J.A. & SHAAR R. (1991). – Les premiers forages de la croûte océanique de la mer du Japon: résultats préliminaires du Leg ODP 127. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **311**, 837-844.
- RAMOS E., MARZO M., POMAR L. & RODRIGUEZ-PEREZ A. (1985). – Estratigrafía y sedimentología del Paleogeno del sector occidental de la Sierra Norte de Mallorca (Balears). – *Revis. Invest. geol.*, **40**, 29-63.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984). – The western Mediterranean basin, geological evolution. – *Mar. Geol.*, **55**, 447-477.
- RIVIÈRE M., BELLON H. & BONNOT-COURTOIS C. (1981). – Aspects géochimiques et géochronologiques du volcanisme pyroclastique foré dans le golfe de Valence: site 123 DSDP, Leg 13 (Espagne). Conséquences géodynamiques. – *Mar. Geol.*, **41**, 295-307.
- ROCA E., DESEGAUX P., FERNANDEZ-ORTIGOSA F., ROURE F. & PINET B. (1990). – Subsidence study and deep structure of the Valencia trough area. In: PINET B. & BOIS C. Eds., The potential of deep seismic profiling for hydrocarbon exploration. – Technip, Paris, 439-443.
- ROCA E. & VERGES J. (1989). – Estudio de la evolución neogena del sector suroccidental de la Sierra de Tramuntana (Mallorca). – *Bol. Geol. Min.*, **100**, 126-136.

- RYAN W.B.F. & CITA M.B. (1978). – The nature and distribution of Mesinian erosional surface. Indication of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. – *Mar. Geol.*, **27**, 193-230.
- RYAN W.B.F., HSÜ K.J. *et al.* (1973a). – *Init. Rep. deep Sea Drill. Proj.*, **13**. – U.S. Gov. Print. Off., Washington D.C.
- RYAN W.B.F., HSÜ P.J., NANOREZ J., WEIBEL M., CANN J.R., FERRARZ G., BIGAZZI P.P. & GIULIANI O. (1973b). – Petrology and geochemistry of the Valencia trough volcanic rocks. In : RYAN W.B.F., HSÜ K.J. *et al.* Eds., *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **13**. – U.S. Gov. Print. Off., Washington D.C., 767-773.
- SACKS P.E. & SECOR D.E. (1991). – Delamination in collisional orogens. – *Geology*, **18**, 999-1002.
- SALAS R. (1987). – El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espada. Anàlisi de conca. – Thesis, Barcelona, 345 pp.
- SANZ DE GALDEANO C. (1990). – Geologic evolution of the Betic Cordillera in the western Mediterranean, Miocene to the present. – *Tectonophysics*, **172**, 107-119.
- SOLER R., MARTINEZ W., MEGIAS A.G. & ABEGER J.A. (1983). – Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español. – *Mediterr. Ser. Est. Geol.*, **1**, 71-82.
- SPAKMAN W. (1986). – Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys. – *Geol. Mijnb.*, **65**, 145-153.
- STOEKINGER W.T. (1976). – Valencia Gulf offer dead line nears. – *Oil and Gas Jour.*, Apr., 181-183.
- TORNÉ M., PASCAL G., BUHL P., WATTS A.B. & MAUFFRET A. (1992). – Crustal structure of the Valencia trough (western Mediterranean) derived from multichannel seismic data. – *Tectonophysics*, **203**, 1-20.
- TOURNON S. (1969). – Les roches basaltiques de la province de Gerone (Espagne : basanites à leucite et basanites à analcimes). – *Bull. Soc. fr. Minér. Cristal.*, **92**, 376-382.
- TRIAT J.M. & TRUC G. (1983). – Le rôle des failles N050 dans la sédimentation des temps méso et cénozoïques et dans l'évolution tectonique du bassin du Sud-Est (France). – *Bull. Cent. Rech. Explo. Prod. Elf-Aquit.*, **7**, 425-432.
- VIALARD P. (1980). – Les Ibérides (Chaînes ibériques et catalanes) : interprétation de la fracturation majeure fini-oligocène. – *C. R. Acad. Sci., Paris*, **291**, 873-876.
- WATSON H.J. (1982). – Casablanca field offshore Spain. A paleogeomorphic trap. In : HALBOUTY M.T. Eds., *The deliberate search for the subtle trap*. – *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **32**, 237-250.
- WATTS A.B., TORNÉ M., BUHL P., MAUFFRET A., PASCAL G. & PINET B. (1990). – Evidence for reflectors in the lower continental crust before rifting in the Valencia trough. – *Nature*, **348**, 631-634.

