



Les reliques téthysiennes en Méditerranée orientale: les bassins Ionien, d'Hérodote et du Levant

Julie Tugend, Nicolas Chamot-Rooke, François Sapin, Stavros Arsenikos, Christian Blanpied, Dominique Frizon de Lamotte

► To cite this version:

Julie Tugend, Nicolas Chamot-Rooke, François Sapin, Stavros Arsenikos, Christian Blanpied, et al.. Les reliques téthysiennes en Méditerranée orientale: les bassins Ionien, d'Hérodote et du Levant. *Géochronique*, 2019, *Géodynamique méditerranéenne*, 149, pp.48-54. <hal-02329510>

HAL Id: hal-02329510

<https://hal.science/hal-02329510v1>

Submitted on 28 Oct 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



HAL Authorization

GÉOCHRONIQUE

n°149

Magazine des Géosciences
Mars 2019 / 15 €

Géodynamique méditerranéenne

une coédition



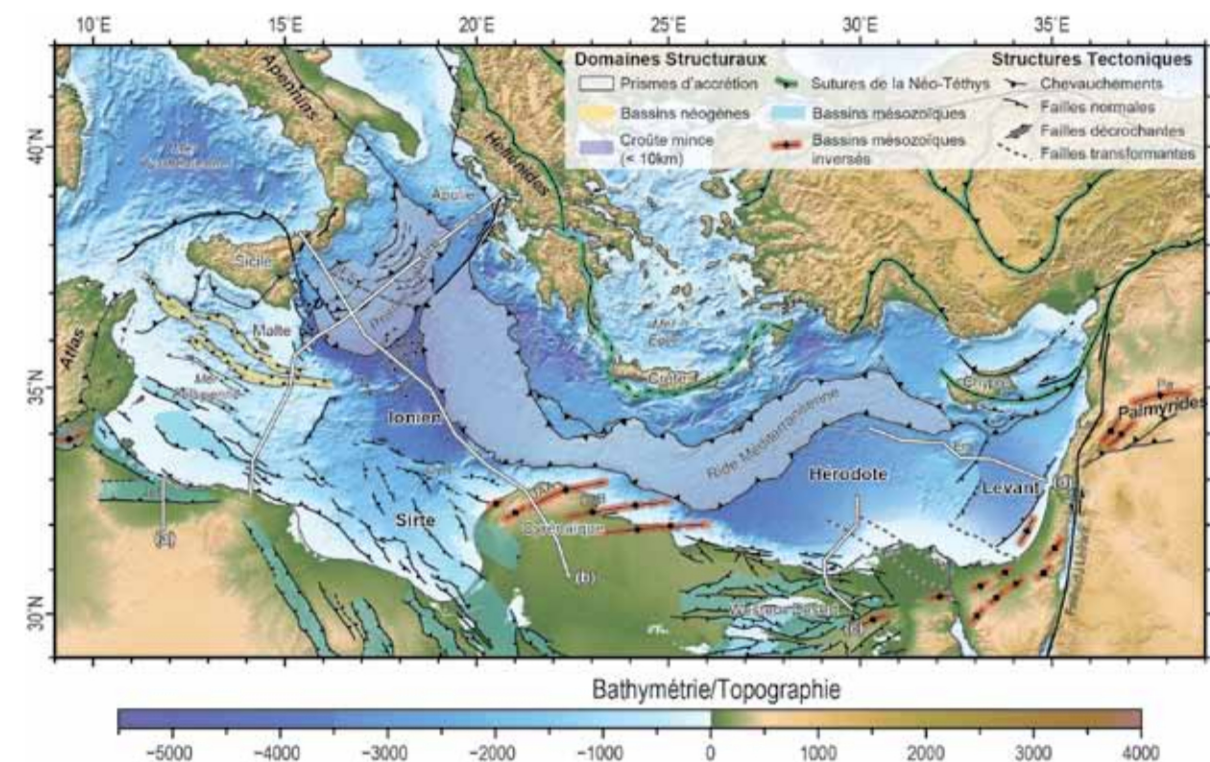


Fig. 3-10. – Carte structurale simplifiée des bassins de la Méditerranée orientale (compilation d'après Arsenikos *et al.*, 2013 ; Bosworth *et al.*, 2008 ; Chamot-Rooke *et al.*, 2005 ; Robertson 2007 ; Frizon de Lamotte *et al.*, 2011 ; Gallais *et al.*, 2011 ; Polonia *et al.*, 2011 ; Tassy *et al.*, 2015). Données de bathymétrie d'après Becker *et al.*, 2009. Ce : Faille de Cephalonie ; CyR : Ride Cyrenaïque ; DaB : Bassin de Darnah ; Era : Ératosthène ; IFS : Système de Failles Ioniennes ; JAA : Jabal Al Akhdar ; Jef : bassin de Jeffara ; Le : Liban ; Pa : bassin de Palmyre

● ● ● Ces reliques représentées par les bassins Ionien, d'Hérodote et du Levant sont caractérisées par une croûte mince (<10 km d'épaisseur) dont la nature continentale ou océanique reste incertaine (fig. 3-10). Ces bassins sont caractérisés par des séquences sédimentaires importantes dont l'épaisseur cumulée peut dépasser 10 km, recouvertes en partie par les prismes sédimentaires calabrais et la Ride méditerranéenne développés depuis le Miocène face aux arcs calabrais et helléniques. Si les nombreux travaux précédemment menés ont permis de cartographier les séquences les plus récentes et superficielles, les plus profondes ne sont que peu corrélées à l'échelle des bassins. La calibration de ces séquences et leur corrélation à l'échelle des bassins apparaît comme essentielle afin d'améliorer notre connaissance du contexte tectonique et stratigraphique de la Méditerranée orientale.

Âge et évolution des bassins de la Méditerranée occidentale : que disent les données ?

Ces bassins ont souvent été étudiés à partir de données géophysiques indirectes de qualité disparate et bien souvent indépendamment des observations faites sur les escarpements qui les entourent et dans les domaines continentaux adjacents. Si les données géophysiques (sis-

mique réfraction et réflexion, méthodes potentielles gravimétriques et magnétiques) sont essentielles à la compréhension de l'architecture au premier ordre de ces bassins, l'absence de linéations magnétiques océaniques dans les bassins profonds méditerranéens reste une entrave majeure à la détermination de leur âge. Une calibration depuis leurs marges s'impose, mais l'exercice est difficile puisqu'à l'exception de l'Apulie les marges nord-téthysiennes sont inaccessibles. En raison de l'existence de plusieurs épisodes de rifting dont la cinématique et l'évolution spatiale sont mal contraintes, il n'est pas aisé de déterminer l'épisode majeur associé à la formation des bassins.

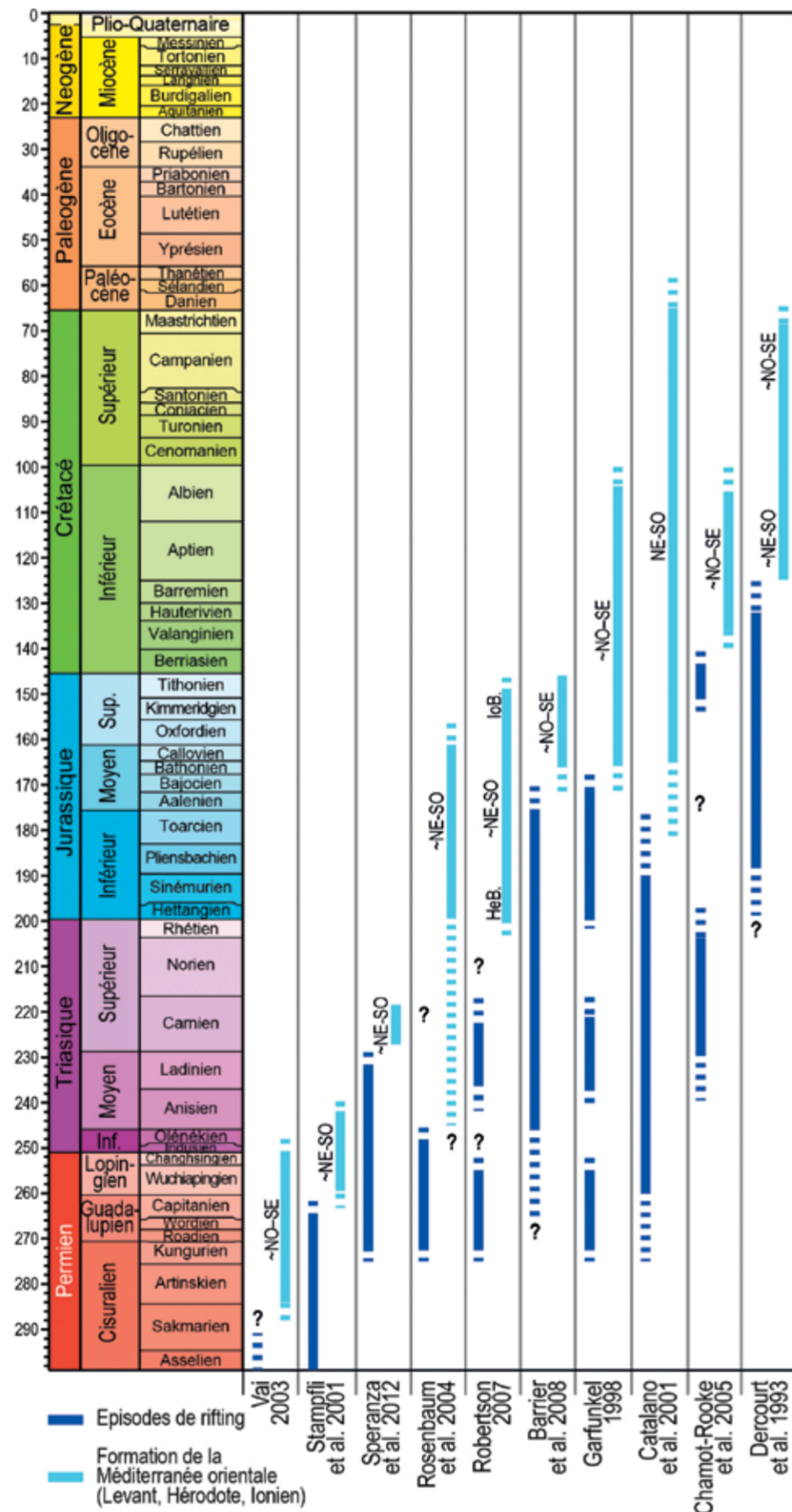
Les dépôts marins permien périméditerranéens reconnus en Syrie, en Tunisie ou en Sicile ont longtemps été tenus comme l'enregistrement des prémices d'un épisode de rifting généralisé, l'existence de séquences pélagiques océaniques favorisant les scénarios d'âge permien supérieur pour la formation de l'ensemble des bassins méditerranéens (figs 3-11 et 3-12). Néanmoins, la continuité de ces séquences vers les bassins profonds (bassins Ionien, d'Hérodote et du Levant) n'est pas clairement démontrée. Les failles normales associées à ces dépôts précoces sont rares d'après les données sismiques les plus récentes, et ces séquences permien ont alternativement été interprétées comme des dépôts scellant un épisode extensif d'âge dévonien terminal. ● ● ●

Les reliques téthysiennes en Méditerranée orientale : les bassins Ionien, d'Hérodote et du Levant

La Méditerranée orientale préserve les traces d'épisodes successifs de rifting, marqueurs de l'évolution polyphasée de la marge sud téthysienne au cours du Paléozoïque, du Mésozoïque et du Cénozoïque (fig. 3-10). Mais lequel de ces épisodes a mené à l'ouverture des bassins profonds de la Méditerranée orientale ? Les événements tectoniques majeurs invoqués sont classiquement attribués soit directement à la formation de l'océan Néo-Téthys au cours du Permien, soit au développement d'une branche secondaire

plus tardive qui se serait individualisée au cours du Trias supérieur-Jurassique inférieur ou même depuis la fin du Jurassique jusqu'au Crétacé (figs 3-11 et 3-12). Selon l'âge de formation considéré, deux directions d'extension orthogonales sont proposées, une ouverture NE-SO ou NO-SE (figs 3-11 et 3-12). Ainsi, la formation, l'évolution et la structure actuelle des bassins de la Méditerranée orientale représentant les reliques de la Téthys restent largement débattues. ● ● ●

Fig. 3-11. – Synthèse des différents modèles paléogéographiques proposés pour expliquer la formation des bassins de la Méditerranée occidentale.
Les âges suggérés s'étendent principalement du Permien au Crétacé, deux directions d'ouverture sont généralement présentées : NO-SE ou NE-SO (d'après les modèles de Vai et al. 2003 ; Stampfli et al., 2001 ; Speranza et al., 2012 ; Rosenbaum et al., 2004 ; Robertson 2007 ; Barrier et al., 2008 ; Garfunkel 1998 ; Catalano et al. 2001 ; Chamot-Rooke et al., 2005 ; Dercourt et al., 1993).
L'échelle stratigraphique utilisée est celle de Gradstein et Ogg, 2004.
HeB : Bassin d'Hérodote ; IoB : Bassin Ionien.



Un épisode extensif est décrit le long de la marge du Levant au cours du Trias moyen à supérieur. Au même moment, des séquences pélagiques profondes ('Lagonegro') sont documentées à l'ouest dans les nappes allochtones des Apennins. Ces séquences ont longtemps été interprétées comme équivalentes à celles déposées dans le bassin Ionien. Cependant, leur restauration et leur relation avec le bassin Ionien au cours du Trias moyen est controversée. Ces séquences, vraisemblablement déposées sur une croûte continentale modérément amincie, ne peuvent représenter un équivalent direct des sédiments profonds du bassin Ionien. S'appuyant sur la modélisation d'une des rares anomalies magnétiques du bassin, des travaux récents suggèrent un âge d'ouverture carnien, considérant les séquences du Lagonegro comme déposées sur la marge adjacente (fig. 3-11).

Un épisode majeur de rifting est enregistré dès le Trias supérieur et est documenté sans ambiguïté jusque dans les séries du Jurassique infé-

rieur. Les évidences d'un épisode de rifting sont claires le long de la marge du Levant mais sont également rapportées en Égypte, Lybie, Tunisie et Sicile (fig. 3-10). Cet épisode de rifting est également associé à la mise en place de roches basaltiques et/ou volcano-sédimentaires sur la marge et dans le bassin du Levant, en Sicile et sur la plateforme maltaise. La fin de cet épisode est mal définie et pourrait dater du Jurassique supérieur, du Crétacé inférieur ou du Crétacé supérieur au Tertiaire (fig. 3-11).

Un nouvel épisode extensif est décrit de la fin du Jurassique supérieur au début du Crétacé supérieur sur les marges proximales de marge nord-africaine au Liban, dans le Western Desert, en Cyrénaïque et dans le bassin des Chott en Tunisie. Des épisodes volcaniques locaux sont également décrits à la même époque, favorisant les modèles paléogéographiques suggérant un âge crétacé pour la formation des bassins méditerranéens (figs 3-11 et 3-12).

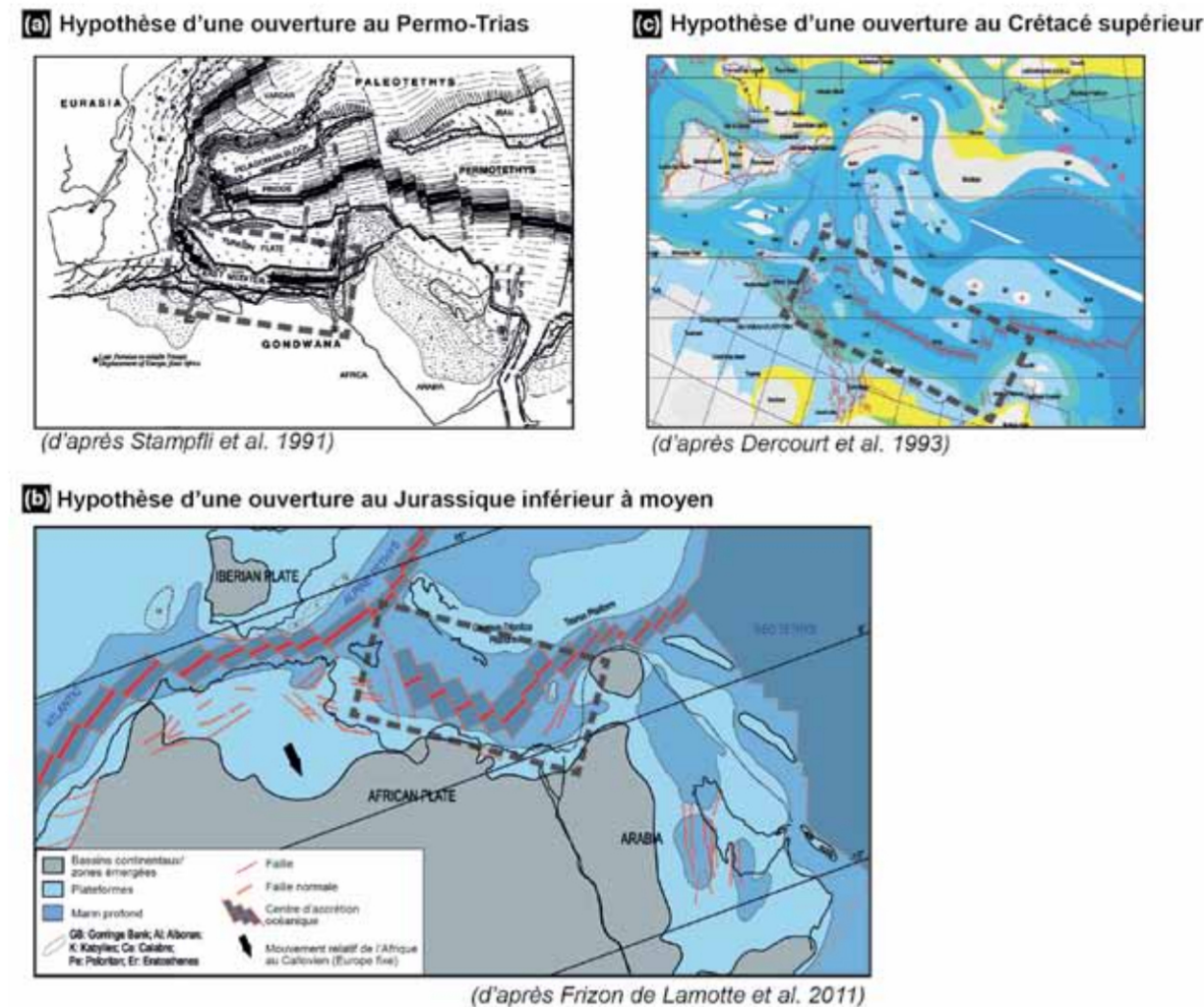


Fig. 3-12. – (a) Modèle d'ouverture N-S permo-triasique (d'après Stampfli et al., 1991), (b) Modèle d'ouverture NO-SE au Jurassique inférieur (d'après Frizon de Lamotte et al., 2011). (c) Modèle d'ouverture N-S au Crétacé supérieur (d'après Dercourt et al., 1993).

Des grandes sections régionales pour illustrer la structure des bassins et de leurs marges

Bassin Ionien

Deux coupes géologiques sont présentées qui permettent d'illustrer la structure générale du bassin Ionien et le passage vers les marges passives maltaise, apulienne et cyrénaïque (fig. 3-13). Les marges du bassin Ionien portent les traces de plusieurs épisodes extensifs qui se sont succédé au moins depuis le Trias supérieur et jusqu'au Crétacé.

L'escarpement de Malte, qui borde la partie sud-ouest du bassin Ionien (fig. 3-10), enregistre un approfondissement des environnements de dépôts au cours du Jurassique inférieur, révélé par les échantillonnages et dragages effectués

au cours de plongées dès le début des années 80 (campagnes ESCARMED notamment, fig. 3-13). Cet approfondissement est accompagné de la mise en place de basaltes également observés le long de l'escarpement. Ces observations, combinées à la mise en évidence de grabens scellés par les dépôts du Jurassique moyen (fig. 3-13) suggèrent un important épisode de structuration de la marge au cours du Trias supérieur à Jurassique inférieur. Des observations de terrain combinées à des interprétations de sismique-réflexion dans le Bassin tunisien plus au sud ont permis de révéler un épisode extensif du même âge (fig. 3-10).

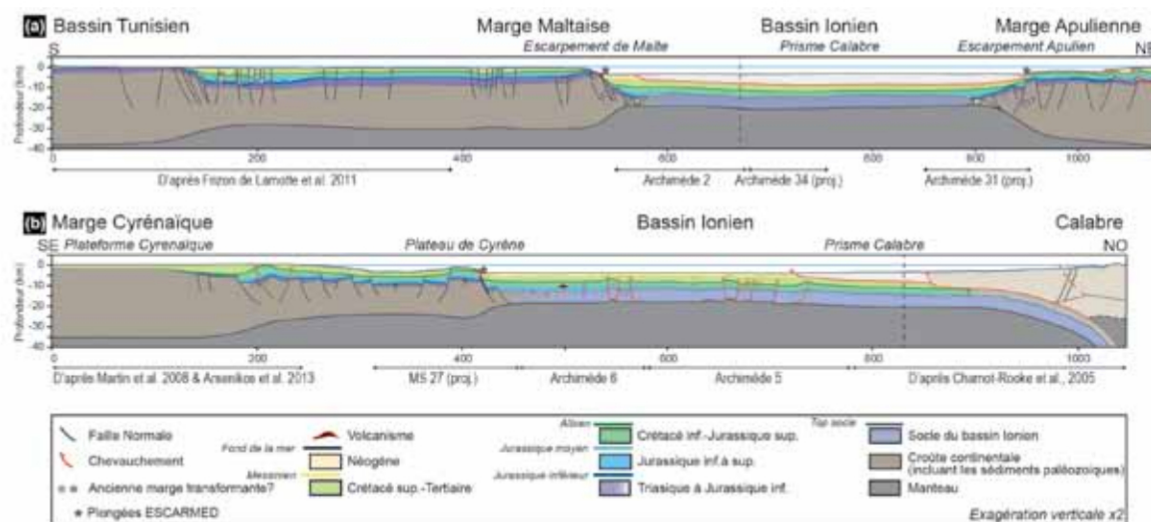


Fig. 3-13. – Coupes régionales simplifiées illustrant la structure du bassin Ionien et de ses marges.
(a) Coupe orientée NE-S, reliant le Bassin tunisien et la marge maltaise à la marge apulienne, et passant par le bassin Ionien
(b) Coupe orientée NO-SE qui s'étend de la marge cyrénaïque à la zone de subduction Calabre, en passant par le bassin Ionien (d'après Tugend et al. subm.). La localisation est indiquée sur la figure 3-10.

L'escarpement apulien, qui borde le bassin Ionien au nord-ouest (fig. 3-10), a également été investigué et dragué au cours des plongées des campagnes ESCARMED (fig. 3-13). Les plus vieux échantillons récoltés documentent un approfondissement des environnements de dépôts au début du Crétacé supérieur, indiquant l'extension de la plateforme à la fin du Crétacé inférieur. Les forages localisés sur la portion de plateforme apulienne exposée en Italie et son extension en mer Adriatique – combinés à des lignes de sismique-réflexion – révèlent une structuration plus précoce de la plateforme apulienne, dès le Jurassique inférieur, en adéquation avec les résultats de la marge maltaise.

La marge cyrénaïque qui borde la partie sud-est du bassin Ionien a également été explorée lors de plongées des campagnes ESCARMED qui se sont focalisées sur les bordures du pla-

teau de Cyrène (fig. 3-13). Les séries du Crétacé ont été échantillonnées mettant en évidence des successions pélagiques dès le début du Crétacé supérieur. Les forages pétroliers disponibles dans la littérature, combinés à des observations et calibrations de sismique-réflexion, révèlent l'existence d'un épisode de rifting plus précoce scellé par les séquences du Jurassique moyen sur la marge cyrénaïque (fig. 3-13).

Basé sur ces observations et les calibrations qui en découlent au pied des escarpements caractérisant les marges du bassin Ionien, la séquence sédimentaire la plus ancienne déposée directement sur le plancher du bassin est d'âge jurassique inférieur à moyen. La corrélation de cette séquence à l'échelle de l'ensemble du bassin permet ainsi de contraindre un intervalle de temps pour sa formation. ●●●

La marge maltaise est très étroite, de même que sa transition vers le bassin Ionien. C'est également le cas, dans une moindre mesure, pour la marge apulienne. La structure au premier ordre de ces marges est très comparable à celle observée le long des marges transformantes actuelles et fossiles. La nature du socle du bassin Ionien ne peut être déterminée avec certitude, mais l'ensemble des données géophysiques, bien que parcellaires, suggère une nature essentiellement océanique.

Bassins d'Hérodote et du Levant

La structure et les contraintes d'âge des bassins du Levant et d'Hérodote et des marges levantine et égyptienne sont illustrées au moyen de deux sections de sismique-réflexion interprétées (fig. 3-14).

De nombreux forages et un réseau dense de sismique-réflexion couvrent une bonne partie du bassin du Levant et de sa marge révélant l'existence de plusieurs épisodes extensifs. À terre, la structuration en horsts et grabens est bien identifiée et leur formation principalement enregistrée par les sédiments du Trias supérieur à Jurassique inférieur

(fig. 3-14). Plusieurs épisodes extensifs précédents sont également reconnus (au Permien et au Trias moyen) mais la subsidence associée, bien que peu contrainte, semble limitée. L'épisode de rifting majeur du Trias supérieur au Jurassique inférieur est accompagné de volcanisme mis en évidence par de nombreux forages à terre et en mer. L'orientation NE-SO des structures observées à terre est également reconnue en mer. Le bassin du Levant est ainsi marqué par l'existence de plusieurs hauts de socles orientés NE-SO (Ride de Jonas, Haut de Léviathan) dont un majeur, le bloc d'Ératosthène, constituant une limite géographique avec le bassin d'Hérodote. Le bloc d'Ératosthène est localisé à l'aplomb d'une importante anomalie magnétique suggérant qu'une partie du magmatisme mis en place au cours du rifting Trias supérieur à Jurassique inférieur y est également localement enregistré (fig. 3-14). La nature du socle du bassin du Levant est discutée mais les données de sismique-réfraction suggèrent une croûte continentale étirée, compatible avec la mise en évidence sur les hauts structuraux d'une plateforme peu profonde au Jurassique supérieur et au Crétacé.

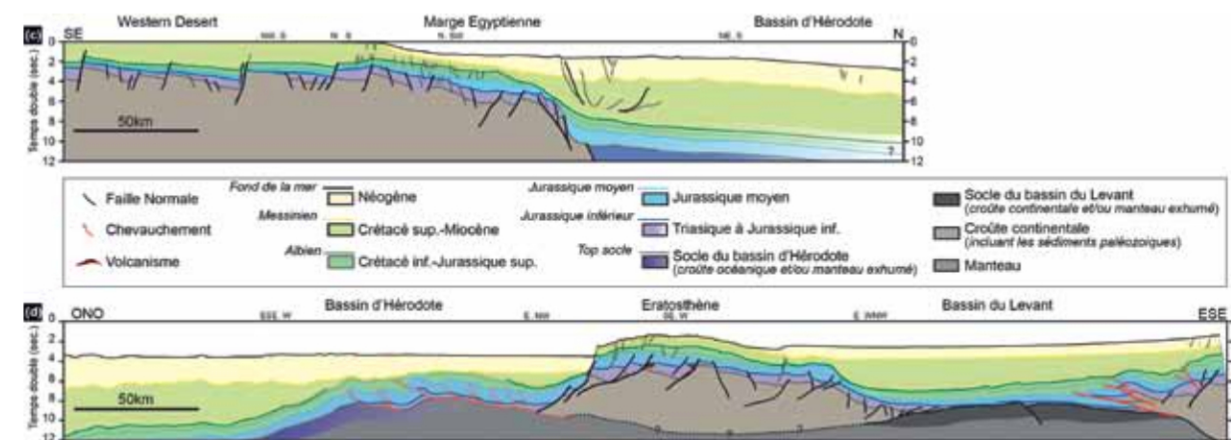


Fig. 3-14. – Sections sismiques interprétées illustrant la structure des bassins du Levant et d'Hérodote.
(c) Coupe orientée SE-N, reliant la région du Western Desert à la marge égyptienne et terminant dans le bassin d'Hérodote.
(d) Coupe orientée ONO-ESE qui s'étend du bassin du Levant à celui d'Hérodote en passant le bloc d'Ératosthène. La localisation est indiquée sur la figure 3-10.

La marge égyptienne délimite le bassin d'Hérodote au sud-sud-ouest et inclut les régions du delta du Nil et du Western Desert. Une initiation du rifting au Jurassique inférieur y est enregistrée (fig. 3-14), marquée par un changement d'une sédimentation continentale à la mise en place d'une plateforme peu profonde dès le Jurassique moyen, passant latéralement à des dépôts profonds dans le bassin d'Hérodote. Le passage de dépôts de plateforme à des dépôts de bassin est enfoui sous l'épaisse couche de sédiments apportés par le delta du Nil et est donc peu contraint. Néanmoins, les données de sismique-réflexion illustrent une transition crustale très abrupte entre marge égyptienne et bassin d'Hérodote.

L'ensemble de ces observations permet de proposer une formation des bassins du Levant et d'Hérodote dès le Jurassique inférieur. L'orientation NE-SO des divers hauts de socles dans le bassin du Levant suggère une ouverture NO-SE à ONO-ESE, impliquant un segment transformant le long de la marge égyptienne compatible avec sa structure très étroite (fig. 3-14).

La nature du socle des bassins du Levant et d'Hérodote ne peut être déterminée qu'indirectement. La présence de blocs continentaux dans le bassin du Levant suggère qu'il est vraisemblablement plutôt de nature continentale (croûte extrêmement amincie, peut-être localement associée à du manteau exhumé) qu'océanique. La nature du socle du bassin d'Hérodote est encore peu résolue mais semble majoritairement océanique, similaire au bassin Ionien. ●●●

●●● Quel contexte pour la formation des bassins est-méditerranéens ?

Notre compréhension de la structure et de l'évolution des bassins méditerranéens est encore fragmentaire et la Méditerranée occidentale est loin d'avoir révélé tous les mystères entourant sa formation. Il semble néanmoins plus que vraisemblable que les bassins Ionien, du Levant et d'Hérodote se soient formés du Jurassique inférieur au Jurassique moyen à la suite d'une phase de rifting datée du Trias supérieur au Jurassique inférieur dans un contexte cinématique dominé par des mouvements NO-SE à ONO-ESE (fig. 3-12). Le détail de la segmentation des marges et les transitions entre les différents bassins restent encore à clarifier, mais une origine unique des bassins, en relation avec une divergence oblique de l'Afrique et de l'Europe

initiée au Trias et poursuivie au Jurassique, est la solution privilégiée. La Méditerranée orientale devient alors un bras néo-téthysien contemporain de l'ouverture de l'océan Atlantique, désamorcé avec l'ouverture de la Téthys alpine. Dans ce contexte, la clef de l'origine de la Méditerranée orientale est sans doute à chercher du côté occidental...

■ **J. Tugend^{1,2,3}, N. Chamot-Rooke¹, F. Sapin³,
S. Arsenikos¹, C. Blanpied², D. Frizon de Lamotte⁴**

¹ Lab. de Géologie, Ecole normale supérieure, CNRS/UMR 8538, 75005 Paris

² Sorbonne Université, CNRS-INSU, ITeP, UMR 7193, 75005 Paris,

³ Total SA, R&D département CSTJF, Pau

⁴ GEC, Univ. Cergy-Pontoise, 95000 Neuville-sur-Oise