



ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

C. R. Geoscience 337 (2005) 1075–1083



<http://france.elsevier.com/direct/CRAS2A/>

Océanographie (Géophysique marine)

La branche orientale de l'arc de Chypre. Morphostructure d'une frontière de plaques d'après les résultats de la campagne BLAC (2003)

Jean Benkhelil ^{a,*}, Mazhar Bayerly ^b, Stéphane Branchoux ^a, Thierry Courp ^a,
Eliane Gonthier ^c, Christian Hübscher ^d, Agnès Maillard ^e, Elias Tahchi ^a

^a LEGEM, EA 3678, université de Perpignan–Via Domitia, av. Paul-Alduy, 66860 Perpignan, France

^b Tishreen University, Latakia, Syria

^c DGO, UMR 5805 EPOC, université Bordeaux-1, av. des Facultés, 33405 Bordeaux, France

^d Institut für Geophysik, Universität Hamburg, Bundesstrasse 55, 20146 Hamburg, Germany

^e LMTG, UMR 5563, université Paul-Sabatier, 39, allées Jules-Guesde, 31000 Toulouse, France

Reçu le 8 février 2005 ; accepted after revision 2 mai 2005

Disponible sur Internet le 1^{er} juillet 2005

Présenté par Xavier Le Pichon

Résumé

La branche orientale de l'arc de Chypre réalise la transition entre le système de convergence méditerranéen et les grandes failles qui, à terre, marquent la frontière entre les plaques Eurasienne, Africaine et Arabe. La campagne de géophysique marine BLAC a permis de préciser la nature des déformations qui affectent les séries plio-quadernaires et messiniennes au long d'un segment de cette frontière de plaque. La déformation, concentrée entre deux couloirs tectoniques, se traduit dans la partie centrale par des structures compressives à transpressives devenant chevauchantes vers l'ouest, à la jonction avec le prisme d'accrétion de l'arc chypriote. L'extrémité nord-est de cette structure sous-marine est relayée par le horst de Lattakié, dont le prolongement continental est soumis à un régime tectonique extensif. *Pour citer cet article : J. Benkhelil et al., C. R. Geoscience 337 (2005).*

© 2005 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Abstract

The Cyprus Arc eastern bend. Morphostructural characteristics at plates boundary from data of the BLAC survey (2003). The eastern bend of the Cyprus Arc, at the transition between the submerged Mediterranean subduction and the onshore fault zones that underline the Eurasian, African and Arabic plates boundaries is a submarine feature undergoing a complex tectonic deformation. The BLAC marine geophysical survey helps to better assess the type of the deformation that affects

* Auteur correspondant.

Adresse e-mail : doyensee@univ-perp.fr (J. Benkhelil).

the Messinian to Quaternary sediments along this plate boundary. The deformation, focussed between two tectonic corridors, displays compressive and transpressive features in the central part, becoming thrusting when moving westward in connection with the Cyprus accretionary wedge. The northeastern end of this submarine range connects with the Latakia Ridge, which is, together with its continental extension, under a tensional tectonic regime. **To cite this article: J. Benkhelil et al., C. R. Geoscience 337 (2005).**

© 2005 Académie des sciences. Publié par Elsevier SAS. Tous droits réservés.

Mots-clés : Arc de Chypre ; Convergence ; Transpression ; Messinien ; Bathymétrie multifaisceaux ; Sismique réflexion

Keywords: Cyprus Arc; Convergence; Wrenching; Messinian; Swath bathymetry; Seismic reflection

Abridged English version

The Cyprus Arc represents the easternmost segment of a 2000-km-long convergent system extending in the Mediterranean from Italia (Calabrian Arc) to the northwest of Syria (Fig. 1) and which marks the suture between the Eurasian and African plates [10]. The offshore eastern bend of the Cyprus Arc undergoes a complex tectonic regime resulting from the westward relative motion of the Anatolian block with respect to Africa [4,6,7,15]. Within the eastern Mediterranean Basin, this feature is the least documented and the most controversial in terms of geodynamic and kinematic settings, deformation pattern and structural relationships with the onshore fault zones [5,7,16].

In order to better understand the sea-floor and sub-surface structural pattern of this submarine range, the BLAC cruise aboard the R/V *Le Suroît* (October–November 2003) was designed to investigate an area of 20 000 km² between Cyprus and the margin of Syria, using a Simrad EM300 multibeam system for swath bathymetry and imagery, high-speed reflection seismics, 3.5-kHz echosounder profiling, gravimetry and magnetism measurements.

The submarine topography of the eastern Cyprus Arc is dominated by three main morphological domains separated by two scarps: the Levantine basin to the south, the Larnaca-Latakia domain to the north and, in between, the Central domain (Fig. 2). The Levantine basin, the deepest domain (–2000 m), displays a smooth bottom surface gently sloping southwards and rugged by low elongated hills at the foot of the southern scarp. The Central domain is a 30-km wide curved rise, with an average depth of 1500 m and characterized by smooth depressions and elongated hills following the trend of the arc. Southwestwards, this

domain connects with the Hecataeus Rise, which is bounded to the south by a narrow and steep scarp. The Larnaca–Latakia domain, extending from Fama-gusta to Latakia coast, is a plateau-like feature, gently sloping northward with water depths ranging between –800 and –1000 m (Fig. 2). Near the coast of Cyprus, the sea-floor is flat, while the southern edge of the plateau surface is marked by two lobate areas with complicated hummocky and hilly topography. The easternmost lobe forms a broad outgrowth toward the Latakia Ridge (Fig. 2).

The three domains are disconnected one from the other by two important slope breaks. A 250-km-long continuous, wavy and asymmetrical scarp, initiates the outer deformation front (FDE) connecting to the Latakia canyon. In its central area, the ridge becomes narrow, linear, symmetrical, and widens northwards when connecting with the Latakia Ridge, a shallow high rising up to –150 m below sea-level. A second slope break appears as a wavy south-looking scarp running from the Latakia Ridge to the southeast of Cape Greco.

The sedimentary cover is characterized by a well-stratified seismic facies overlying a strong reflector, at about 500 m below the sea-floor in the Levantine basin, but subjected to wide variations across highs or within basins. This reflector is interpreted as an ‘M’ reflector, top of the Messinian and recognized elsewhere in the Mediterranean [14]; the overlying sequences are made of Plio-Quaternary sediments. The ‘M’ reflector may be conformable with the underlying seismically transparent sequences, interpreted as the Messinian evaporite-bearing series [14], or locally corresponds to an erosional unconformity above either the evaporites or the pre-Messinian series (Fig. 3).

The Plio-Quaternary appears often deformed by Messinian evaporites such as at the foot of the south-

ern slope of the Cyprus Arc (Figs. 2 and 3b, c) or crosscut by conical-shaped domes in the Central domain (Fig. 3c), interpreted as mud diapirs described elsewhere on the Mediterranean Ridge [3,13].

The submarine architecture of the eastern Cyprus Arc reveals a structural zoning corresponding to the morphological domains defined above. The Central domain shows structures such as south-looking asymmetrical folds, deeply rooted in the pre-Messinian series [5], sigmoidal features and an arrangement of small basins and ridges suggesting transcurrent tectonics. At the western end of the domain, the Hecataeus Rise is a structural high cut by sub-vertical faults bounding tilted blocks (Fig. 3a).

The FDE, which marks the boundary between the Cyprus Arc and the undeformed Levantine Basin, extends eastwards from the southern slope of the Hecataeus Rise to the Latakia Ridge. It is expressed as a wide zone shown on seismic profiles by discontinuous reflectors and numerous diffractions interpreted as the result of strong deformation. South of Hecataeus Rise, the FDE is marked by an east–west-trending sinuous scarp becoming linear eastward and forming a fault-bounded narrow ridge interpreted as a positive flower structure [16]. Toward the northeast, the ridge seems to connect with the Latakia Ridge, which is a northeast-trending linear horst-like feature (Fig. 3d). Although a morphological continuity is observed between the FDE and the Latakia Ridge, their structural connection is questioned, as the FDE appears rather to intersect the ridge than to constitute its prolongation.

The inner deformation front (FDI) that separates the Central domain from the Larnaca–Latakia domain corresponds to a sinuous steep fault scarp. The upper step is characterized by a complex surface deformation with small hills and linear depressions interpreted as due to the interaction between halokinetics, mud-diapirism and tectonics (Fig. 2). East of Cape Greco, the FDI is disrupted and offset southwards, where it dies out within the Cyprus basin, a synform filled with thick Plio-Quaternary sediments and interpreted as a transtensional stepover in a transcurrent fault system [16].

The data collected by BLAC bring new important information on this segment of the Cyprus Arc, concerning the structural pattern, the deformation of the Messinian to Quaternary sediments. The Cen-

tral domain, squeezed between two tectonic corridors, is deformed by folds, flower structures, mud diapirs, basins and highs that reflect compressive and transpressive deformation. Westwards, the structures of the FDE become reverse and can be linked to the thrust faults identified at the foot of the Cyprus slope [7,8,12].

Attempts to correlate the onshore and offshore structures of the Cyprus Arc are numerous [1,11,12,17], but these relationships remain still a matter of debate. On Cyprus, the structural zoning includes two domains separated by the Ovgos fault zone (Fig. 2): (i) the Kyrenia range along the northern edge of the island and (ii) the Troodos ophiolitic complex together with the circum-Troodos terrane in the rest of the island [2]. The offshore extension of the Kyrenia range and its southern boundary, the Ovgos fault zone, has been identified in the northern part of the surveyed area (Fig. 2). The Troodos complex and its surrounding terrane extends offshore through the Famagusta Bay and constitutes the basement of the Larnaca–Latakia domain. Eastward, it may be linked to the Baer–Bassit and Hatay ophiolitic massifs in the Syrian and Turkey coastal areas (Fig. 2). The westward extensions of the Central domain and the FDI probably connect with the southern Cyprus basement units and partly with the structures along the Cyprus slope [12].

Eastward, various interpretations on the onshore extension of the submarine structures have been proposed [11,17,18], but most of these offshore–onshore relationships remain unclear. In recent studies, the FDE and the Latakia Ridge are connected to the SW-trending structures that guide the Gulf of Iskenderun [9,11], or even ignored [17]. The eastern slope of the Latakia Ridge can be traced onshore in a northeastern direction to match with the boundary between the Baer–Bassit ophiolite massif and the Nahr-el-Kebir valley, which is a probable morphological prolongation of the submarine Latakia canyon (Fig. 2). The Nahr-el-Kebir depression is interpreted as a graben structure [5] and other extensional features have been recorded in the same area [18]. These observations are consistent with the extensional or transtensional regime deduced from geological and geophysical data in the region and near the triple junction between the East-Anatolian fault, the Dead-Sea fault and the continental prolongation of the Cyprus Arc [9,11,17].

1. Introduction

L'arc de Chypre est le segment le plus oriental du système de convergence méditerranéen, long d'environ 2000 km, qui s'étend depuis le Sud de l'Italie jusqu'au nord-ouest de la Syrie (Fig. 1) et indique la frontière entre les plaques eurasiennne et africaine [10]. D'ouest en est, la convergence de ces plaques le long des trois arcs, calabrais, hellénique et chypriote se manifeste par une succession de subductions et de zones de pré-collision, témoignant d'un processus de fermeture de la Méditerranée orientale [8,10]. Dans ce cadre général, l'Anatolie, élément de l'Eurasie, se comporte comme une microplaque dont le déplacement rotationnel vers le sud-ouest par rapport à l'Eurasie [6] génère en Méditerranée orientale, et particulièrement le long de l'arc de Chypre, un régime tectonique complexe.

De la mer Ionienne à l'île de Chypre (Fig. 1), ce régime est à l'origine de la formation de la ride méditerranéenne, vaste complexe d'accrétion, constitué de sédiments décollés et déformés [3,8]. Cette ride disparaît au nord-ouest de Chypre, où elle est relayée par la ride de Florence, qui se raccorde elle-même

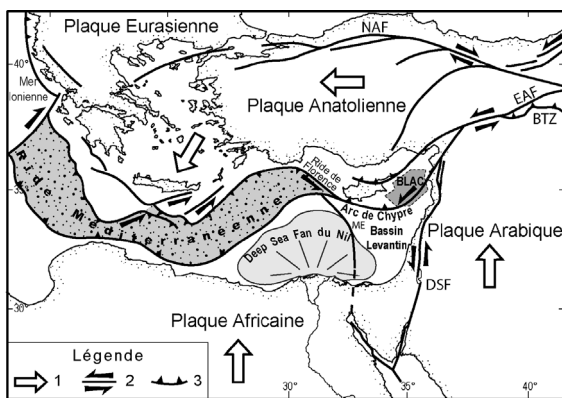


Fig. 1. Schéma géodynamique de la Méditerranée et des blocs continentaux adjacents. 1. Sens du mouvement des plaques. 2. Faille à composante décrochante. 3. Chevauchement. **BLAC** : Localisation de la campagne de géophysique marine, **BTZ** : suture Bitlis–Zagros, **DSF** : faille de la mer Morte, **EAF** : faille Est-Anatolienne, **ME** : mont Ératosthène, **NAF** : faille Nord-Anatolienne.

Fig. 1. Geodynamic sketch of the Mediterranean and adjacent continental blocks. 1. Plate motion. 2. Transcurrent fault zone. 3. Thrust zone. **BLAC**: Location of the marine geophysical survey, **BTZ**: Bitlis–Zagros Thrust Zone, **DSF**: Dead Sea fault, **EAF**: East-Anatolian fault, **ME**: Eratosthenes Seamount, **NAF**: North-Anatolian fault.

vers l'est, au segment le plus oriental de la zone de convergence méditerranéenne : l'arc de Chypre. Cet arc, qui constitue une frontière active de plaque [5, 16], est formé de trois segments : (i) une partie centrale convexe résulte de la convergence et d'un début de collision entre le mont Ératosthène, bloc lié à la plaque africaine et la frontière méridionale de la microplaque anatolienne [4,7,12] ; (ii) une branche occidentale, ou ride de Florenc est, interprétée comme une frontière de plaque encore active à composante senestre [15] ; enfin (iii) la branche orientale assure la transition entre le système marin et la faille est-anatolienne [1,17] qui, à terre, marque la frontière entre plaques Anatolienne et Arabique et se relie aux sutures de Bitlis et du Zagros (Fig. 1).

La branche orientale de l'arc de Chypre est, d'un point de vue structural, la moins documentée. Le système arc-fosse identifié entre le mont Ératosthène et la marge de Chypre [12] ne se poursuit pas vers l'est et, si des mouvements transcurrents senestres ont été suggérés le long du segment oriental de l'arc [7,16], aucun schéma structural détaillé n'a été proposé. De même, les modalités du passage des structures marines aux structures continentales sont encore mal définies. Le segment sous-marin correspond à une ceinture tectonique qui traverse le Bassin levantin et montre une succession de rides morphologiques et de dépressions [5], constituant un site idéal pour l'analyse des interactions entre tectonique profonde, tectonique salifère, argilo-cinèse, tectonique gravitaire et sédimentation. Afin de tenter de répondre à ces questions, la campagne océanographique « BLAC » été réalisée entre le 29 octobre et le 16 novembre 2003 à bord du N/O *Le Suroît*. Dans cet article, nous présentons les premiers résultats relatifs aux caractéristiques litho-sismiques, sédimentaires, morphostructurales et tectoniques de ce domaine sous-marin.

2. Données acquises

Au cours de la campagne, près de 20 000 km² ont été cartographiés, aboutissant à une couverture quasi-complète du segment oriental de l'arc de Chypre, depuis les monts Hecataeus (Fig. 2) jusqu'aux abords de la marge syrienne. Ce levé complète les travaux antérieurs réalisés plus à l'ouest, au niveau du mont Ératosthène et du delta du Nil, lors des campagnes Prised II

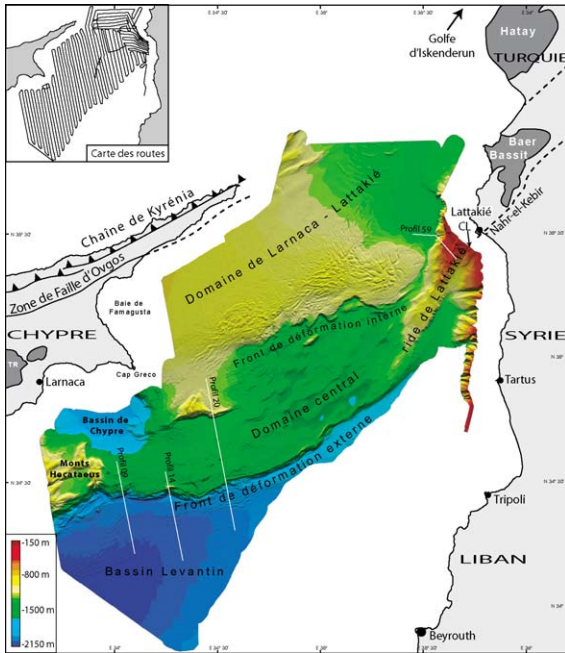


Fig. 2. Carte bathymétrique de la branche orientale de l'arc de Chypre, établie au cours de la campagne BLAC à partir des données du sondeur multifaisceaux EM300. TR : Massif du Troodos, CL : canyon de Lattakié.

Fig. 2. Bathymetric map of the eastern bend of the Cyprus Arc computed from the EM 300 multibeam data during the BLAC survey. TR: Troodos massif, CL: Latakia Canyon.

(1998) et Fanil (2002) [3]. Les données suivantes ont été acquises de façon simultanée et continue sur les 88 profils enregistrés : bathymétrie multifaisceaux et imagerie acoustique grâce au sondeur multifaisceaux Simrad EM300, sismique réflexion, sondeur de sédiments (CHIRP), gravimétrie et magnétisme. Les profils ont été obtenus à une vitesse moyenne de 8 nœuds, avec une source constituée de deux GI-airguns pour la sismique ; l'intervalle de tir, fixé à 12,5 s, correspond à une distance inter-tirs de 50 m, l'enregistrement se faisant au moyen d'une flûte longue de 300 m, comportant six traces.

3. Bathymétrie et morphologie

Une campagne réalisée en 1987 [5] avait révélé des fonds marins tourmentés et permis de délimiter les grands ensembles morphologiques. La campagne BLAC apporte des précisions importantes grâce à la

haute résolution des données du sondeur multifaisceaux, permettant ainsi une analyse fine de la morphologie sous-marine de l'arc, du Bassin levantin et d'une partie de la marge syrienne. Sur la base des caractéristiques morphobathymétriques, trois grands domaines, séparés par deux escarpements, ont été distingués : le Bassin levantin, un domaine central et un domaine dit de Larnaca-Lattakié (Fig. 2).

Le Bassin levantin, la région la plus profonde (–2000 m), présente un fond nivelé par les sédiments récents, et qui se relève progressivement vers le nord-est pour se terminer vers le canyon de Lattakié (Fig. 2). Au pied de l'escarpement qui sépare ce bassin du domaine central, la plaine abyssale est localement accidentée par d'étroits reliefs, allongés sur près de 20 km pour les plus étendus (Fig. 2). À l'est et au nord-est, le Bassin levantin est limité par la pente continentale syrienne entaillée par de nombreux canyons.

Le domaine central, de forme arquée, large d'environ 30 km, s'étire sur près de 250 km, depuis les monts Hecataeus jusqu'à la ride de Lattakié, par des profondeurs moyennes de –1500 m (Fig. 2). La morphologie est marquée par une série de collines et de dépressions allongées, localement subcirculaires, d'environ 100 m de dénivelée. Quelques reliefs isolés émergent avec notamment des pointements de formes circulaire, allongée et parfois sigmoïde. La région occidentale de ce domaine central correspond aux monts Hecataeus, zone surélevée, morphologiquement complexe, bordée au nord par une vaste dépression subcirculaire, le bassin de Chypre.

Le domaine de Larnaca–Lattakié, proche des côtes de Chypre, s'étend depuis la baie de Famagusta jusqu'à Lattakié (Fig. 2). Cette région possède des fonds marins peu profonds (–800 à –1000 m) légèrement inclinés vers le nord, peu accidentés près de la côte chypriote et avec deux ensembles à morphologie sous-marine complexe dans sa partie sud. À l'ouest, un bombement subcirculaire (20 km de diamètre) est accidenté de nombreux petits reliefs, séparés par des dépressions étroites plus ou moins linéaires, donnant à cet ensemble une morphologie particulière, d'aspect polygonal. Un deuxième lobe subcirculaire (30 km de diamètre) forme une protubérance qui semble s'appuyer contre la ride de Lattakié. Le centre de cette structure, très réfléchif sur l'imagerie acoustique, suggère une structure d'origine argilo-cinétique [3]. Au nord de ce bombement, les fonds marins forment une

cuvette à fond plat adossée à la pente continentale syrienne. Sur la bordure ouest de cette cuvette, la surface est entaillée de sillons rectilignes parfois disposés « en échelon ».

Le domaine central est séparé des domaines adjacents par deux escarpements remarquables, interprétés comme des frontières morphostructurales majeures. L'escarpement méridional a un tracé continu sur près de 250 km et comporte une ride morphologique, sinueuse et dissymétrique à son extrémité sud, devenant plus étroite et symétrique dans sa partie centrale. Vers le nord, ce relief s'évase et se relève pour se raccorder à la ride de Lattakié, promontoire également limité par deux escarpements. Le second accident morphologique sépare les deux domaines central et de Larnaca-Lattakié et correspond à un escarpement plus discontinu, constitué de deux segments séparés par une zone de relais. Ces deux segments très sinueux, offrent un profil dissymétrique avec, vers le sud, une pente plus raide d'une dénivelée atteignant localement environ 350 m.

4. Stratigraphie sismique

La densité de la couverture sismique a permis d'analyser de façon détaillée le sommet de la colonne sédimentaire, jusqu'à environ 1,5 std sous le fond. Au sein du Bassin levantin, un trait structural remarquable de cette couverture est l'horizon souligné par une forte réflectivité acoustique interprétée comme la base du Plio-Quaternaire ou réflecteur « M » [14]. Ce réflecteur délimite un ensemble supérieur, à faciès sismique bien lité, attribuable au Plio-Quaternaire dont l'épaisseur atteint en moyenne 0,5 std.

La réponse sismique transparente sous le réflecteur « M » est interprétée comme celle des évaporites messiniennes, dont l'épaisseur, la profondeur et le degré de déformation sont variables à travers la zone d'étude. Dans le Bassin levantin, on distingue un faciès transparent à la base (interprété comme de la halite pure), surmonté par des faciès stratifiés (évaporites supérieures), parfois discontinus et déformés (Fig. 3b), comparables au faciès messinien classique [14]. Près du front de déformation externe (FDE), l'épaisseur et la déformation de la série messinienne augmentent : des antifformes (dômes salifères) apparaissent dans le niveau basal transparent déformant de façon concordante les séries

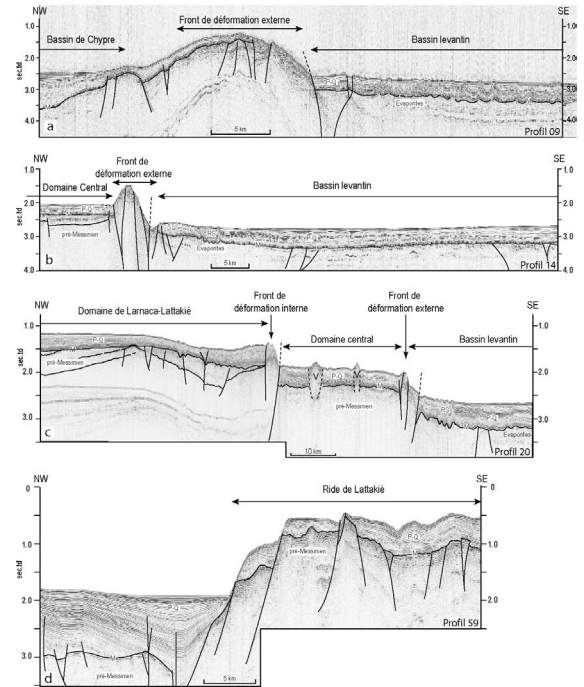


Fig. 3. Profils de sismique réflexion à travers la branche orientale de l'arc de Chypre. PQ : Pliocène–Quaternaire, V : diapir de boue, RS : ride de sel. Voir la Fig. 2 pour la localisation des profils.

Fig. 3. Seismic reflection profiles across the eastern branch of the Cyprus Arc. PQ: Pliocene–Quaternary, V: mud diapir, RS: salt ridge. See Fig. 2 for the location of the profiles.

sus-jacentes qui forment alors des rides plus ou moins parallèles au FDE.

Le toit du Messinien, identifié quasiment partout, n'est pas systématiquement concordant avec les évaporites sous-jacentes (Fig. 3) et peut se présenter localement comme une surface d'érosion mettant en discordance les séries plio-quaternaires sus-jacentes sur des séquences pré-messiniennes (Fig. 3c). Au niveau des monts Hecataeus, le réflecteur « M » est concordant avec un Messinien peu épais et peu déformé, caractérisé par des réflecteurs parallèles (Fig. 3a). À l'est du Cap Greco, le Messinien se réduit et disparaît au droit d'une structure anticlinale, le réflecteur « M » devenant alors une surface d'érosion faiblement déformée et discordante sur des plis anté-messiniens (Fig. 3c). Vers le nord-est, la série s'épaissit et montre des niveaux intra-messiniens très déformés, à faciès sismique transparent et/ou chaotique, interprétés comme des séries salifères à passées détritiques.

À l'extrémité nord du domaine de Larnaca–Lattakié, le Plio-Quaternaire s'épaissit, avec une épaisseur minimale de 1,5 std au centre du bassin (Fig. 3d). La séquence messinienne y est bien développée, générant localement d'intenses déformations halo-cinétiques.

Les séquences plio-quaternaires sont souvent déformées, parfois même traversées par des corps formant des dômes sur le fond (Fig. 3c) et dont la structure interne suggère des diapirs ou volcans de boue décrits par ailleurs en Méditerranée orientale [3,13]. L'imagerie acoustique ne révèle aucune signature caractéristique, à l'exception d'un dôme situé dans le domaine de Larnaca–Lattakié, sans doute à cause d'un arrêt de l'activité argilo-cinétique, les dépôts récents empêchant ainsi une réponse acoustique marquée pour ce type de manifestation.

Sous les réflecteurs plio-quaternaires et messiniens, la réponse sismique est parfois bien marquée et correspond à celle de séries anté-messinienne généralement déformées (Fig. 3).

5. Architecture de la branche orientale de l'arc de Chypre

Sur l'île de Chypre, on distingue deux ensembles, séparés par la zone de faille d'Ovgos : (i) la chaîne de Kyrénia, constituée de terrains chevauchants, qui borde le Nord de l'île [2] et (ii) le massif ophiolitique du Troodos, enchâssé dans des ensembles sédimentaires méso-cénozoïques (Fig. 2). Le prolongement marin de la chaîne de Kyrénia et de la faille d'Ovgos sont visibles dans le Nord de la zone d'étude, le second ensemble constituant le soubassement probable du domaine de Larnaca–Lattakié et s'étendant jusqu'à la côte syrienne, où il semble se poursuivre par les massifs ophiolitiques de Baer-Bassit et d'Hayat (Fig. 2).

La zonation morphostructurale de l'arc chypriote sous-marin comprend trois domaines, séparés par deux zones de déformation. Dans le domaine central, le Plio-Quaternaire est parfois affecté de plis ouverts légèrement dissymétriques et à vergence sud. De tels plis, déjà identifiés sur des profils à forte pénétration [5], montrent un enracinement profond dans les séries pré-messinienne et ont une orientation NE–SW qui est celle de la ride. La structuration du domaine central est révélée par les effets de surface de rides

anticlinales et de dépressions correspondant à de petits sous-bassins ainsi que par des figures sigmoïdes, indiquant les effets d'une tectonique décrochante.

Vers l'ouest, les monts Hecataeus correspondent à un haut structural découpé par des fractures sub-verticales générant une géométrie en blocs basculés (Fig. 3a). La couverture récente qui drap le flanc nord de ce relief montre localement des plis réguliers qui se raccordent à la structure synclinale du bassin de Chypre, interprétée comme un bassin losangique actif [16].

Dans le domaine de Larnaca–Lattakié, la structure semi-profonde est dominée par une vaste voussure anticlinale qui s'étire sur 100 km et est bordée par le front de déformation interne (FDI). Deux vastes lobes montrent une structuration superficielle complexe qui exprime l'interaction de structures halo et/ou argilo-cinétiques avec un réseau de fractures parfois marquées par des échelons ou des sigmoïdes (Fig. 2). Le lobe oriental forme une protubérance résultant, sans doute, d'un glissement vers l'est de la couverture plio-quaternaire, sous l'effet combiné d'une tectonique transpressive et salifère. Cet ensemble s'appuie contre la ride de Lattakié, fermant ainsi la communication du drainage profond entre le Bassin levantin et celui de Lattakié (Fig. 2).

Le FDE est un trait structural majeur qui marque la frontière entre l'arc de Chypre et le Bassin levantin non déformé. Il est identifié entre la marge chypriote et le mont Ératosthène, où il correspond à des structures chevauchantes au sein du prisme d'accrétion [7]. Vers l'est, ce front est successivement marqué par un escarpement, puis par une ride étroite, avant d'être relayé par l'escarpement sud de la ride de Lattakié. Le tracé du FDE, l'allure de la ride associée, ainsi que son caractère sismique montrent, du sud-ouest vers le nord-est, un changement progressif des caractéristiques structurales de ce trait tectonique. Au pied des monts Hecataeus, sa trace sinueuse et segmentée sur environ 90 km est orientée est–ouest, jusqu'à E34°30'. Au niveau de l'escarpement, les profils montrent une nette dissymétrie, indiquant une vergence structurale vers le sud ; la série plio-quaternaire y est interrompue par une zone où, à des réflecteurs discontinus, se superposent de nombreuses diffractions, interprétées comme des indices d'une déformation importante (Fig. 3). À partir de E34°30', le FDE s'incurve progressivement vers le nord-est et la ride devient étroite,

symétrique et linéaire sur 100 km, montrant une intense déformation associée à des structures « en fleur », dont le caractère décrochant a déjà été suggéré [16]. Vers le nord-est, la ride s'incurve, se relève et s'évase pour se raccorder à la ride de Lattakié. Celle-ci montre une structure en horst, bordée par des failles qui génèrent de fortes pentes et délimitent des structures en blocs basculés (Fig. 3d). La forte déclivité des reliefs sous-marins liés à ce horst, sans doute tectoniquement actif, est à l'origine d'instabilités de la couverture sédimentaire récente.

Le second ressaut morphologique, correspondant au FDE, sépare le domaine central de celui de Larnaca–Lattakié et s'observe depuis la longitude de cap Greco jusqu'au pied de la ride de Lattakié. Il s'agit d'une zone déformée, dont le tracé est fortement segmenté et interrompu vers le sud-ouest par une zone de relais qui le décale vers le sud, ce segment se reliant à la structure synclinale du bassin de Chypre, dont il pourrait constituer l'un des éléments à l'origine de ce bassin de type *pull-apart* (Fig. 3c).

6. Conclusions

Les données obtenues au niveau de l'extrémité orientale de l'arc de Chypre apportent des informations importantes sur la trame structurale, les déformations superficielles et le régime tectonique récent à actuel de ce secteur. C'est au sein du domaine central, pincées entre deux couloirs tectoniques, que se concentrent les déformations générées par une tectonique à composante compressive à transpressive dominante. Le plissement, les structures halo et argilo-cinétiques, les structures en fleur, l'alternance de petits bassins et de rides, la plupart imprimés dans la couverture plio-quadernaire, sont autant d'éléments qui démontrent que cette région est tectoniquement active.

Vers le sud-ouest, les structures du domaine central se raccordent aux unités du Sud de l'île de Chypre, le FDE devient chevauchant et se raccorde aux écaïlles du prisme d'accrétion situé au niveau de la pente [7, 8,12]. En direction du nord-est, les structures transcurrentes de l'arc sous-marin se relèvent et sont relayées par la ride de Lattakié, qui correspond à une structure d'extension. Plusieurs hypothèses sur les relations entre les structures sous-marines et leur pro-

longement à terre ont été proposées [11,17,18]. Dans certaines interprétations, le FDE et la ride de Lattakié sont reliés aux structures NE–SW, qui limitent le golfe d'Iskenderun [9,11], ou leur prolongement est parfois ignoré [17]. Le prolongement continental du FDE au niveau de Lattakié a été suggéré [16], et cette hypothèse semble la plus réaliste par la continuité morphologique observée entre le FDE et la ride de Lattakié (Fig. 2). L'examen de la bathymétrie indique, cependant, que l'escarpement du FDE ne coïncide pas avec celui de la ride de Lattakié dont le tracé rectiligne est recoupé par le FDE, qui s'amortit dans le canyon de Lattakié. D'autre part, la relation entre l'escarpement sud de la ride de Lattakié et le graben de Nahr-el-Kebir, qui se situe dans son prolongement à terre, correspond à une continuité structurale évidente (Fig. 2). Au nord de Lattakié, les travaux réalisés à terre, suggèrent un prolongement des structures sous-marines sur la bordure sud du golfe d'Iskenderun et qui pourraient correspondre au FDI [11,17,18].

Les études géophysiques, dont la détermination de mécanismes au foyer, complétées par des analyses microtectoniques réalisées dans cette région et aux environs de la jonction triple entre la faille Est-Anatolienne, la faille de la mer Morte et l'extension continentale de l'arc de Chypre s'accordent sur le caractère extensif, voire transtensif de ce segment complexe [9,11,18], ce qui est en accord avec la nature extensive au niveau de la ride de Lattakié et de son prolongement à terre.

Remerciements

Les auteurs remercient les autorités syriennes, l'Ambassade de France à Damas, l'Ifremer et toute l'équipe embarquée du N/O *Le Suroît* pour leur contribution au succès de la campagne océanographique BLAC. Nous remercions C. Huguenot pour la lecture critique du manuscrit.

Références

- [1] Z. Ben-Avraham, G. Tibor, A.F. Limonov, M.B. Leybov, M.K. Ivanov, M.Y. Tokarev, J.M. Woodside, Structure and tectonics of the eastern Cyprean Arc, *Mar. Pet. Geol.* 12 (1995) 263–271.
- [2] R.W. Harrison, W.L. Newell, H. Bathhanli, I. Panayides, J.P. McGeehin, S.A. Mahan, A. Özhür, E. Tsiolakis, M. Necdet,

- Tectonic framework and Late Cenozoic tectonic history of the northern part of Cyprus: implications for earthquake hazards and regional tectonics, *J. Asian Earth Sci.* 23 (2004) 191–210.
- [3] C. Huguen, Déformation récente à actuelle et argilo-cinèse associée au sein de la Ride Méditerranéenne (Méditerranée Orientale), thèse, université Paris-6, 2001, 260 p.
- [4] D. Kempler, Z. Ben-Avraham, The tectonic evolution of the Cyprean arc, *Ann. Tectonicae* 1 (1987) 58–71.
- [5] V.A. Krashennikov, J.K. Hall, Geological Structure of the Northeastern Mediterranean. Cruise 5 of the RV 'Akademik Nikolaj Strakhov', Historical Productions-Hall Ltd, Jerusalem, 1994, 396 p.
- [6] X. Le Pichon, N. Chamot-Rooke, S. Lallemand, R. Noomen, G. Veis, Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: implications for Eastern Mediterranean tectonics, *J. Geophys. Res.* 100 (B7) (1995) 12675–12690.
- [7] Y. Mart, W. Ryan, The complex tectonic regime of the Cyprus Arc: a short review, *Isr. J. Earth Sci.* 51 (2002) 117–134.
- [8] J. Mascle, J. Benkhelil, G. Bellaiche, T. Zitter, J. Woodside, L. Loncke and the Prised II Scientific Party, Marine geological evidence for a Levantine–Sinai plate, a missing piece of the Mediterranean puzzle, *Geology* 28 (2000) 779–782.
- [9] S. McClusky, R. Reillinger, S. Mahmoud, D. Ben Sari, A. Tealeb, GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophys. J. Int.* 155 (2003) 126–138.
- [10] D.P. McKenzie, Active tectonics of the Alpine–Himalaya belt: the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 55 (1978) 217–254.
- [11] S. Over, S. Ozden, U.C. Unlugenc, H. Yılmaz, A synthesis: Late Cenozoic stress field distribution at northeastern corner of the Eastern Mediterranean, SE Turkey, *C. R. Geoscience* 336 (2004) 93–103.
- [12] A.H.F. Robertson, Formation and destruction of the Eratosthenes seamount, eastern Mediterranean Sea, and implications for collisional processes, *Proc. ODP, Sci. Results* 160 (1998) 681–699.
- [13] A.H.F. Robertson, A. Kopf, Tectonic setting and processes of mud volcanism on the Mediterranean Ridge accretionary complex: evidence from Leg 160, in: A.H.F. Robertson, et al. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results* 160 (1998) 665–680.
- [14] W.B.F. Ryan, K.J. Hsü, et al., *Init. Repts DSDP*, Washington, DC, vol. XIII, 1, 2, 1973, 1447 p.
- [15] J.H. ten Veen, J.M. Woodside, T.A.C. Zitter, J.-F. Dumont, J. Mascle, A. Volkonskaia, Neotectonic evolution of the Anaximander Mountains at the junction of the Hellenic and Cyprus arcs, *Tectonophysics* 391 (2004) 35–65.
- [16] N. Vidal, J. Alvarez-Marrón, D. Klaeschen, The structure of the Africa–Anatolia plate boundary in the eastern Mediterranean, *Tectonics* 19 (2000) 723–739.
- [17] R. Westaway, Kinematic consistency between the Dead Sea Fault Zone and the Neogene and Quaternary left-lateral faulting in SE Turkey, *Tectonophysics* 391 (2004) 203–237.
- [18] T. Yürür, J. Chorowicz, Recent volcanism, tectonics and plate kinematics near the junction of African, Arabian and Anatolian plates in the eastern Mediterranean, *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 85 (1998) 1–15.