

La Méditerranée occidentale actuelle, résultat de la convergence Afrique-Eurasie

Le relief de la Méditerranée actuelle est marqué par de nombreuses chaînes formées lors de l'orogénèse alpine. De fait, la Méditerranée est une zone géologiquement jeune (< 35 Ma), partagée en de vastes domaines orogéniques qui résultent de la fermeture de l'océan téthysien et de la convergence subséquente initiée au Crétacé entre l'Afrique et l'Eurasie (DERCOURT *et al.*, 1986 ; DEWEY *et al.*, 1989).

Ce premier chapitre rapporte comment cette convergence a défini les traits géologiques (structures, magmatisme...) de la mer Méditerranée telle qu'elle se présente aujourd'hui. Après un bref rappel de l'évolution de l'ensemble du domaine méditerranéen, nous nous attacherons plus particulièrement à sa partie la plus occidentale, la mer d'Alboran et ses littoraux espagnol et marocain.

1.1 La convergence Afrique-Eurasie, chronique d'une collision différentielle

Le domaine méditerranéen doit sa configuration actuelle et sa géodynamique complexe à la convergence entre les plaques Afrique, Eurasie et autres microplaques, imputée à l'ouverture de l'océan Atlantique suite au démantèlement de la Pangée lors du dernier cycle de Wilson (Figure 1.1 A). En effet, l'ouverture de l'océan nord atlantique au Crétacé inférieur (Figure 1.1 B) provoque d'abord le déplacement vers l'Est de l'Ibérie et sa rotation antihoraire. Puis, alors que l'océan sud atlantique s'ouvre à son tour au Crétacé supérieur (Figure 1.1 C), la plaque africaine cesse sa translation parallèle à la limite avec la plaque eurasiennne pour converger vers cette dernière. Ce mouvement relatif général de l'Afrique vers une Eurasie stable (par convention) s'exprime par une rotation antihoraire dont le pôle se situe au large de l'Afrique de l'Ouest, au niveau des îles Canaries. Les reconstructions cinématiques remontant jusqu'à l'Oligocène (35 Ma) indiquent un mouvement convergent globalement orienté NS (DEWEY *et al.*, 1989 ; Figure 1.2).

La configuration de la Téthys alpine, océan étroit intercalé entre les plaques africaine et eurasiennne (Figure 1.1 B), a favorisé la collision différentielle qui affecte la mer Méditerranée d'Ouest en Est à partir de 30-35 Ma (JOLIVET & FACCENNA, 2000). Actuellement, le domaine occidental en est déjà au stade final de l'orogénèse, voire de l'extension post-collision, tandis que le domaine oriental subit toujours la subduction.

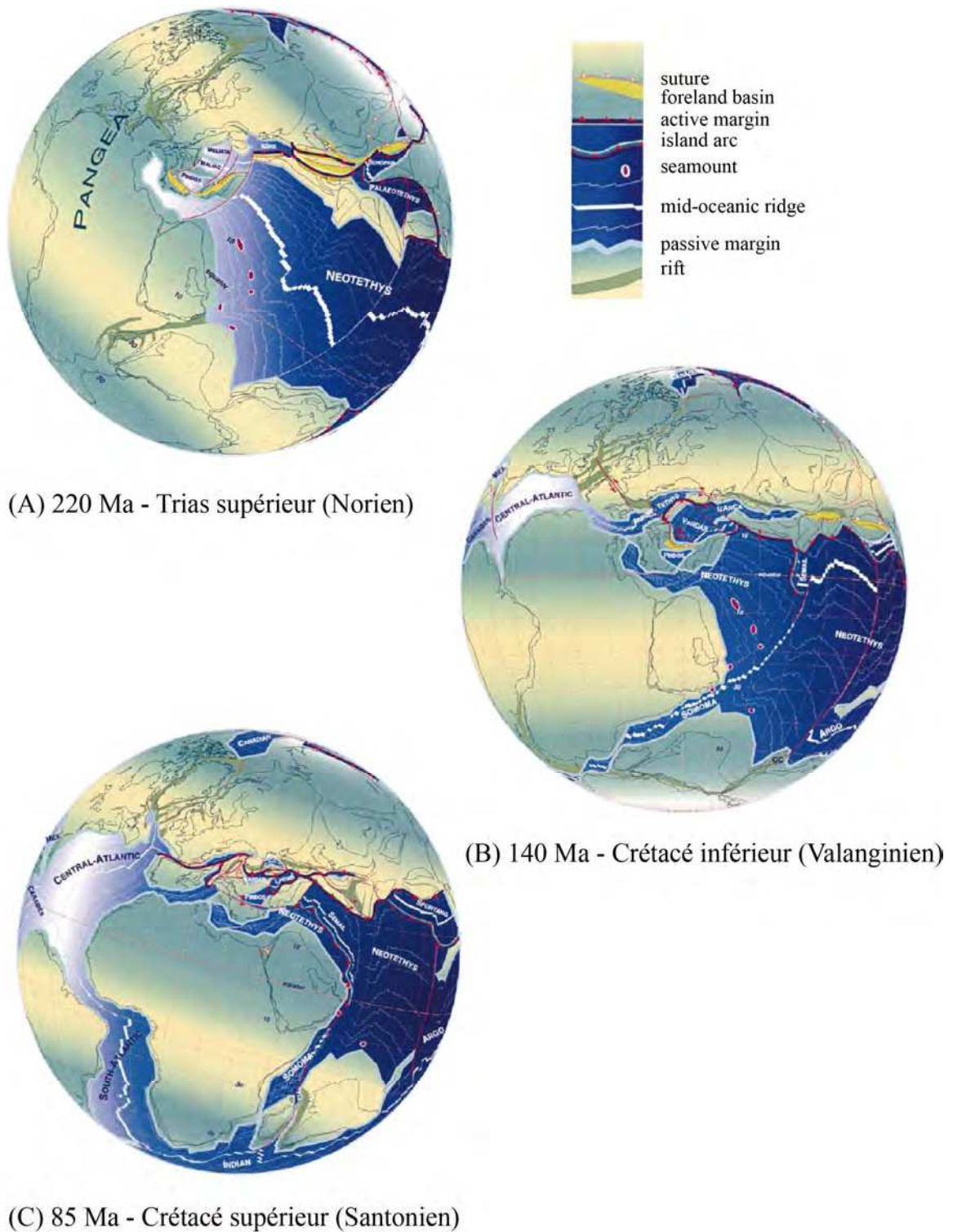


Figure 1.1 : reconstitution de l'évolution des plaques tectoniques au Mésozoïque (d'après STAMPFLI & BOREL, 2002). (A) Dernier stade de la Pangée au Trias supérieur ; (B) Ouverture imminente de l'océan nord atlantique au Crétacé inférieur ; (C) Océan sud atlantique en expansion au Crétacé supérieur.

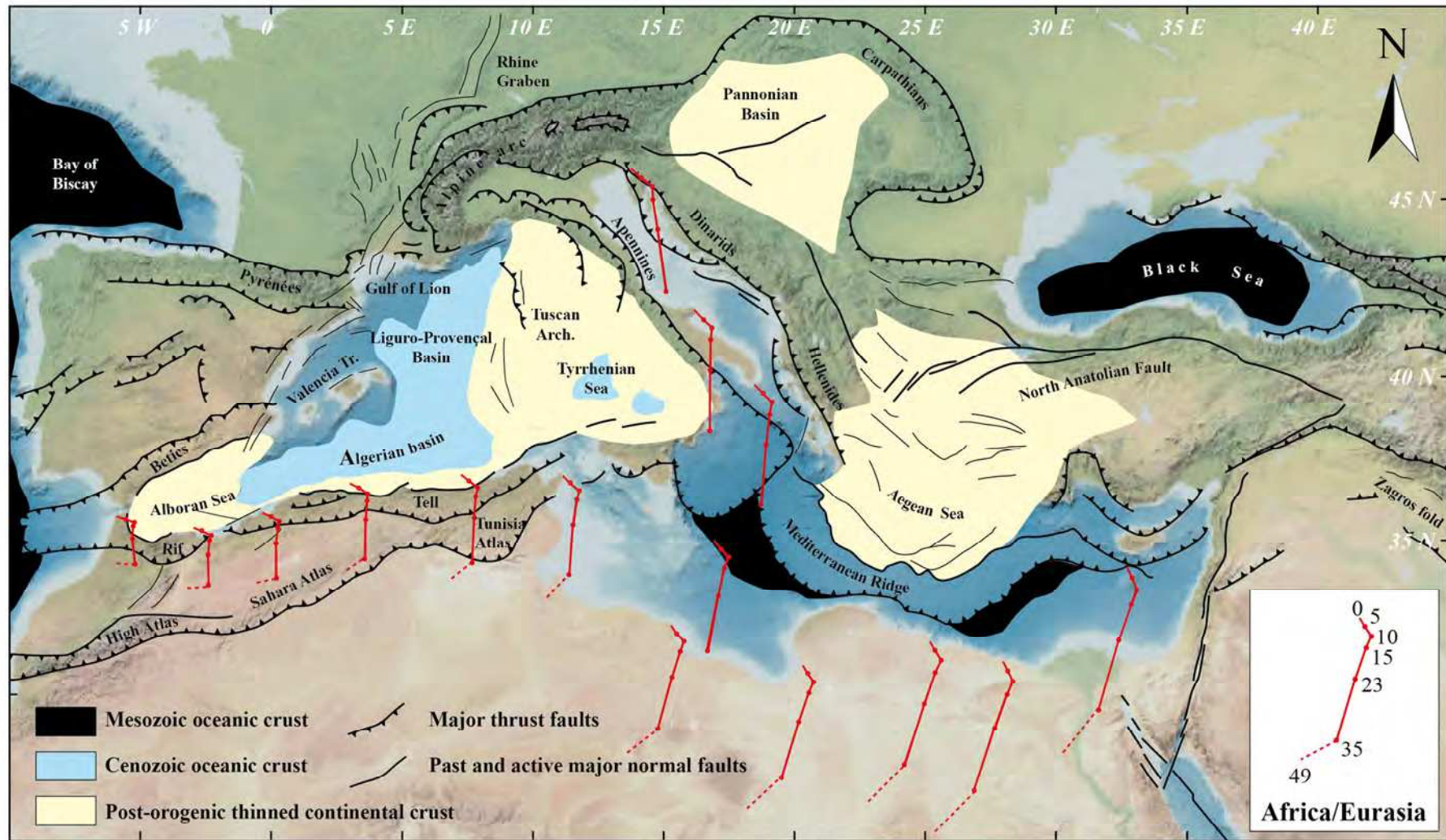


Figure 1.2 : carte tectonique de la mer Méditerranée, affichant les principales chaînes de montagne, domaines crustaux et le déplacement de l'Afrique vers l'Europe de 50 Ma à nos jours (modifiée d'après JOLIVET *et al.*, 2006).

1.1.1 Chaînes et bassins de Méditerranée occidentale : de la subduction à la collision

Au niveau de la Méditerranée occidentale et centrale, la convergence a produit l'édification de deux ceintures majeures, respectivement les Alpes-Bétiques sur le segment septentrional de la mer Méditerranée, et les Apennins-Maghrébides sur son segment méridional. Ces deux ceintures se sont développées de façon diachrone au Cénozoïque. En effet, si la chaîne alpine *s.l.* débute sa phase de subduction dès le Crétacé inférieur, la chaîne apennine *s.l.* ne la commence que lorsque la première en est déjà au stade de la collision intercontinents (*ca* 45-50 Ma).

Un changement important de la cinématique se produit à l'Eocène terminal (30-35 Ma), alors que le mouvement absolu de l'Afrique se réduit de moitié à la collision des deux plaques (JOLIVET & FACCENNA, 2000). Un bloc regroupant les microplaques d'Alboran, du massif des Kabylies, des monts Peloritains et de Calabre (AlKaPeCa, défini par BOUILLIN *et al.*, 1986 ; [Figure 1.3](#)), se déplace depuis l'Est et entre en collision avec la plaque ibérique.

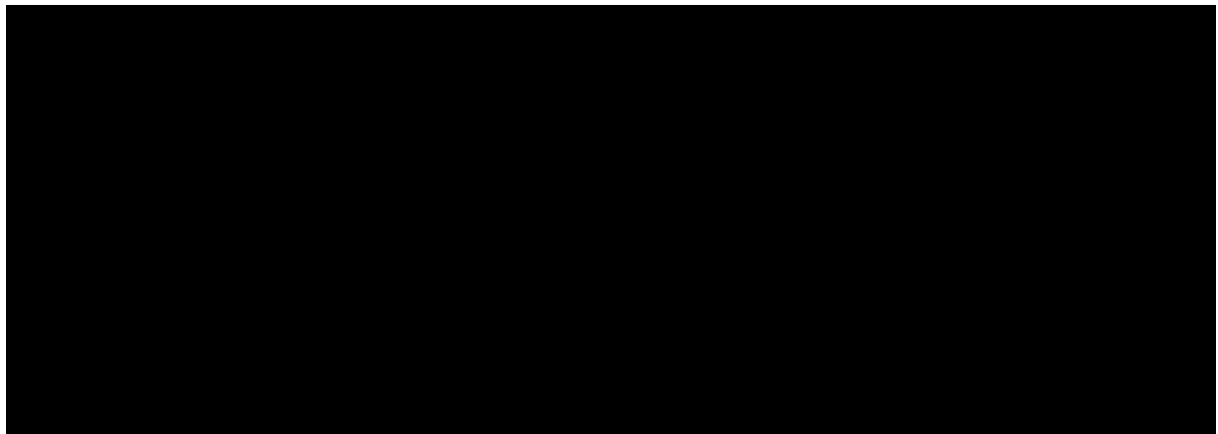


Figure 1.3 : évolution tectonique schématisée de la position des microplaques d'Alboran (Al), de Grande Kabylie (Ka₁), de Petite Kabylie (Ka₂), des monts Peloritains (Pe) et de Calabre (Ca) : de (A) l'Oligocène supérieur-Miocène précoce au (B) tardi-Miocène (LUSTRINO *et al.*, 2011).

La Téthys alpine entre en subduction sous la future chaîne Apennins-Maghrébides immédiatement après, ce qui varie selon les auteurs du Crétacé supérieur à l'Oligocène supérieur (FACCENNA *et al.*, 1997 ; DOGLIONI *et al.*, 1999b ; LUSTRINO *et al.*, 2009 ; [Figure 1.4 A](#)). Vers 30 Ma, l'extension d'arrière-arc débute dans le bassin Liguro-Provençal, accompagnée de son cortège de manifestations volcaniques calco-alcalines (FACCENNA *et al.*, 2004). Celle-ci se propage ensuite vers le SW jusqu'en Alboran. Dans le même temps le front de subduction recule (DEWEY *et al.*, 1989 ; LONERGAN & WHITE, 1997 ; JOLIVET & FACCENNA, 2000 ; ROSENBAUM *et al.*, 2002 ; FACCENNA *et al.*, 2004) et une première croûte océanique se forme dans le bassin Liguro-Provençal, esquissant une proto-Méditerranée occidentale ([Figure 1.4 B](#)). Ce retrait du front de subduction marque une rotation horaire dans sa partie occidentale ($\approx 10^\circ$ pour les Baléares) et antihoraire dans sa partie orientale ($\approx 45-60^\circ$ pour la Corse-Sardaigne) selon un pôle situé approximativement au niveau du golfe de Gênes (SPAKMAN & WORTEL, 2004 ; GATTACCECA *et al.*, 2007). La migration opposée des arcs de Calabre et de Gibraltar vers le SE et le SW (respectivement) crée finalement les deux autres bassins majeurs de la Méditerranée occidentale, la mer Tyrrhénienne à l'Est et la mer

d'Alboran à l'Ouest. L'extension cesse en Alboran vers 7-8 Ma (FACCENNA *et al.*, 2004 ; Figure 1.4 C) et la subduction n'est aujourd'hui plus active qu'au niveau de la chaîne des Apennins où elle décline à son tour (Figure 1.4 D).

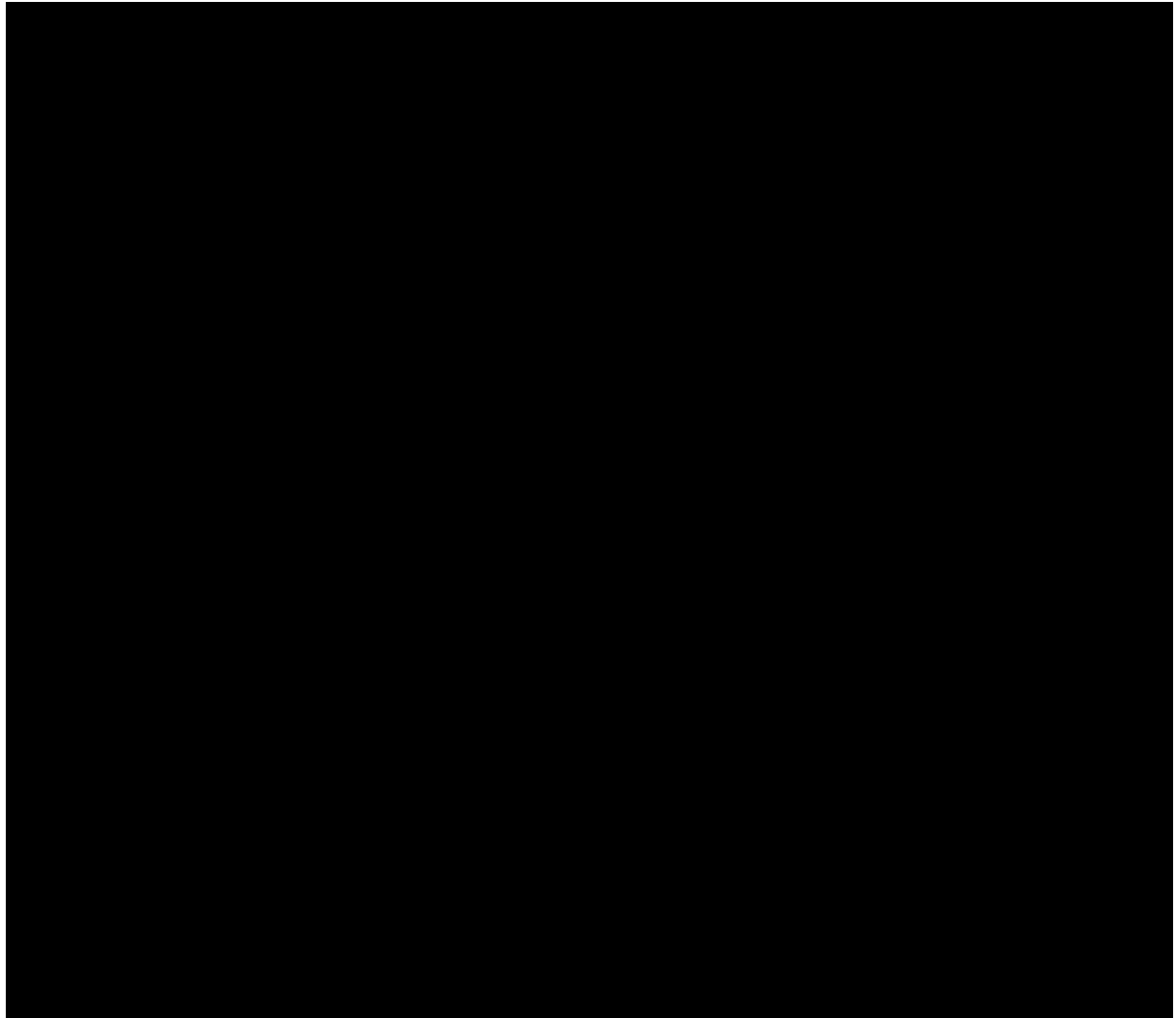


Figure 1.4 : reconstruction de l'évolution de la Méditerranée occidentale (FACCENNA *et al.*, 2004). (A) Subduction de la chaîne Apennins-Maghrébides vers le NW ; (B) Recul du front de subduction, ouverture du bassin Liguro-Provençal et migration opposée des arcs de Gibraltar vers l'Ouest et de Calabre vers l'Est ; (C) Fin de l'extension dans la partie occidentale ; (D) La subduction n'est aujourd'hui plus active que dans la chaîne des Apennins.

BILLI *et al.* (2011) résument l'évolution fini-cénozoïque de la Méditerranée occidentale à un cycle de Wilson de petite échelle : (1) une subduction vers le Nord de la plaque africaine depuis 35 Ma, produisant de l'extension en arrière-arc ; (2) à partir de 15 Ma, l'arrêt de la subduction se propage depuis l'Ouest (mer d'Alboran) vers l'Est (mer Tyrrhénienne) le long de la frontière de plaques ; (3) vers 8-10 Ma, la déformation compressive est de nouveau enregistrée d'Ouest en Est en domaine d'arrière-arc, ce qui conduit à l'inversion tectonique des bassins formés durant la période d'extension ; (4) la subduction des anciens domaines d'arrière-arc devient désormais possible.

1.1.2 La Crise de Salinité Messinienne

Si la convergence entre les plaques Afrique et Eurasie est à l'origine de la formation du domaine méditerranéen, elle contribue également à le clore progressivement. De fait, la Méditerranée a déjà connu un épisode d'isolement qui a conduit vers 6 Ma à son assèchement total. Connue sous le nom de Crise de Salinité Messinienne, cette crise environnementale majeure résulte de la fermeture des connections entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée au niveau de l'arc de Gibraltar. Elle sert de niveau-repère dans la chronologie récente du domaine méditerranéen. En effet, l'évaporation intense a occasionné le dépôt d'une importante couche d'évaporites dans les bassins profonds et marginaux ([Figure 1.5](#)) et produit une surface d'érosion marquée sur tout le pourtour méditerranéen.



Figure 1.5 : distribution des évaporites messiniennes dans les bassins méditerranéens (ROUCHY & CARUSO, 2006).

La Crise de Salinité Messinienne fait l'objet de nombreux débats quant à son commencement, sa durée et ses modalités. Nous nous contenterons ici de présenter les trois stades d'évolution proposés par le consensus du CIESM (2008) :

(1) de 5,96 à 5,6 Ma, début de la crise et première phase évaporitique. Synchrones sur l'ensemble de la Méditerranée, cette première phase ne s'exprime cependant que dans les environnements peu profonds tels que les bassins marginaux. Des alternances de gypse et de marnes y forment des dépôts d'une quinzaine de cycles, témoignant de changements périodiques de salinité. La baisse de niveau marin n'est toutefois pas substantielle et la séquence marque vers le haut un retour global à des profondeurs d'eau moindres ;

(2) de 5,6 à 5,55 Ma, apogée de la Crise de Salinité Messinienne. La réduction des échanges entre l'Atlantique et la Méditerranée, probablement occasionnée par l'action conjointe de la tectonique et de changements climatiques, provoque une chute drastique du niveau marin. L'importante érosion qui en découle incise profondément le littoral et affecte les bassins évaporitiques formés lors de la première étape. Dans les bassins abyssaux, une importante couche d'évaporites (halite et potasse) se dépose au-dessus du gypse résédimenté ;

(3) de 5,55 à 5,33 Ma, dépôt des évaporites supérieures et *Lago Mare*. Les dépôts antérieurs sont recouverts d'abord par du gypse de formation plus superficielle, puis par plusieurs événements discrets d'évaporites d'eau douce, reconnus sous l'appellation de *Lago Mare*. La base du Zancléen (et donc du Pliocène) marque le retour à des conditions de pleine mer vers 5,33 Ma, suite à un ennoisement brutal lié à la réouverture du détroit de Gibraltar.

1.2 Structure géologique profonde de l'orogène bético-rifain

Terminaison occidentale des chaînes alpines méditerranéennes, l'arc de Gibraltar voit, de par sa position aux limites des plaques Afrique et Eurasie, se confronter à la fois l'édification orogénique et son effondrement. L'association de ces deux processus opposés dessine une structure en empilement de nappes qui, depuis la mer d'Alboran, se chevauchent et se déversent sur les littoraux espagnols et marocains pour former respectivement les Cordillères Bétiques et le Rif (ANDRIEUX, 1971). L'arc bético-rifain forme ainsi un ensemble étroit mais relativement symétrique où l'on retrouve du cœur vers la périphérie les caractères classiques d'un orogène : des zones internes métamorphiques (le domaine d'Alboran) qui chevauchent des zones externes peu métamorphiques, elles-mêmes charriées sur un socle pré-structuré à l'Hercynien (Figure 1.6).

Le détail des formations lithologiques sera abordé plus loin dans le Chapitre 2 ; nous nous intéresserons ici plutôt aux éléments de structure d'ordre lithosphérique. En effet, si la limite entre les plaques africaine et ibérique est marquée sur son côté atlantique par la faille transformante dextre Açores-Gibraltar (MCCLUSKY *et al.*, 2003), la frontière méditerranéenne entre ces deux dernières est moins évidente. Les reconstitutions de la structure profonde de la mer d'Alboran s'appuient à la fois sur les données, nombreuses, de sismicité et de tomographie sismique.

En mer d'Alboran, la large répartition d'une sismicité diffuse présente une structure complexe (BUFORN *et al.*, 2004, et références incluses). Ainsi l'analyse des mécanismes au foyer des séismes peu profonds (< 40 km) traduit des mouvements décrochants, inverses ou normaux liés à la tectonique fragile active qui s'opère en surface. La sismicité intermédiaire (40 à 150 km) se répartit sur une bande méridienne étroite (50 km) à l'Ouest de la mer d'Alboran. Elle présente des axes de tension subverticaux et est interprétée par BUFORN *et al.* (2004) comme le reflet d'un panneau subvertical plongeant vers l'Est sous la mer d'Alboran. Enfin, les séismes très profonds (> 600 km) pourraient être selon les auteurs l'expression d'un fragment de lithosphère froide détaché en profondeur. L'ensemble reflète à la fois l'action de la convergence de l'Afrique et de l'Eurasie et une extension horizontale orientée en EW au niveau de la mer d'Alboran (Figure 1.7).

Une anomalie de vitesse positive, imagée lors d'études de tomographie sismique menées en mer d'Alboran (Figure 1.8), semble confirmer la présence d'un panneau plongeant activement vers l'Est sous l'arc de Gibraltar (GUTSCHER *et al.*, 2002 ; SPAKMAN & WORTEL, 2004).

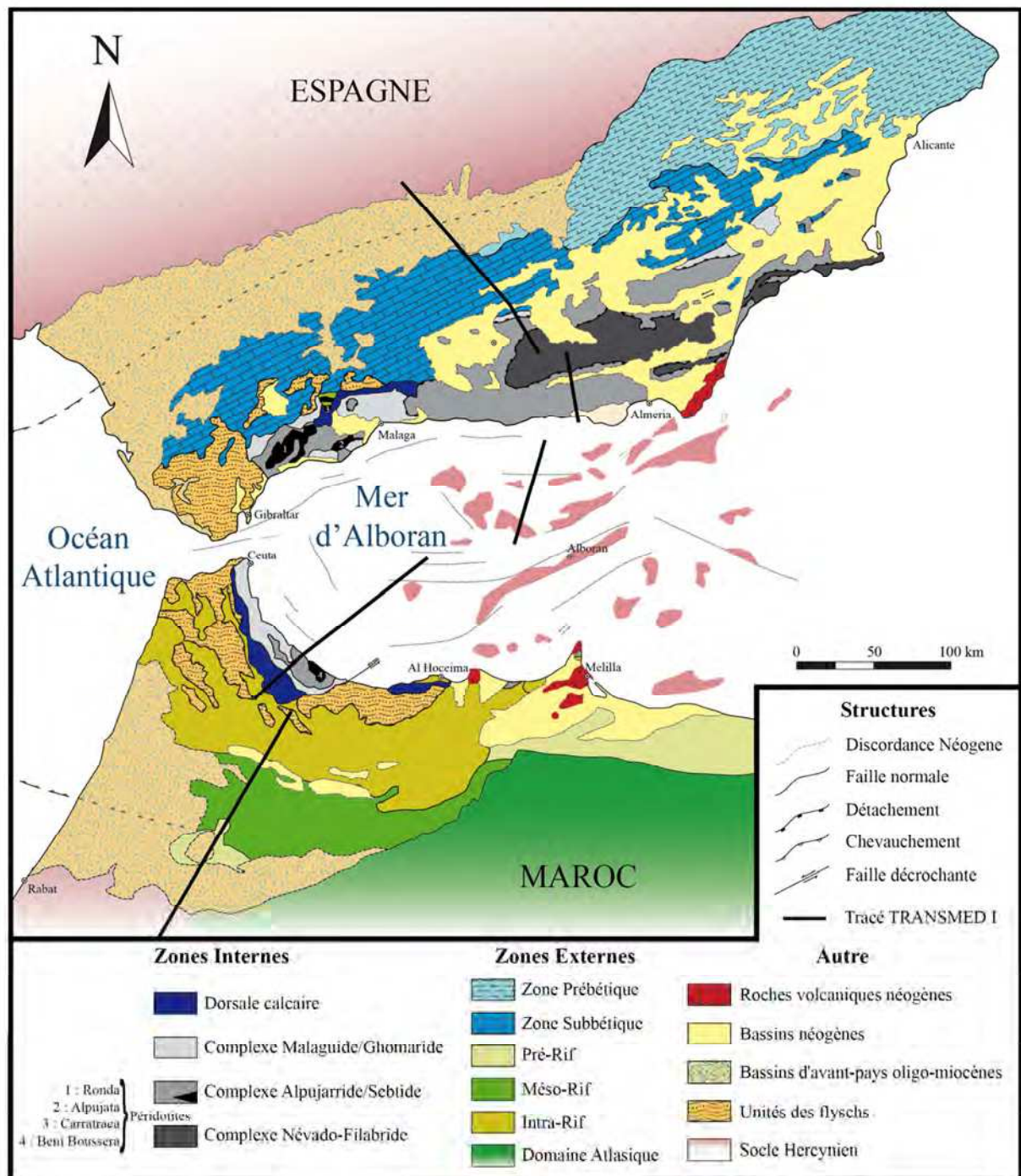


Figure 1.6 : carte des unités tectoniques de l'arc bético-rifain (modifiée d'après DO COUTO, 2014).

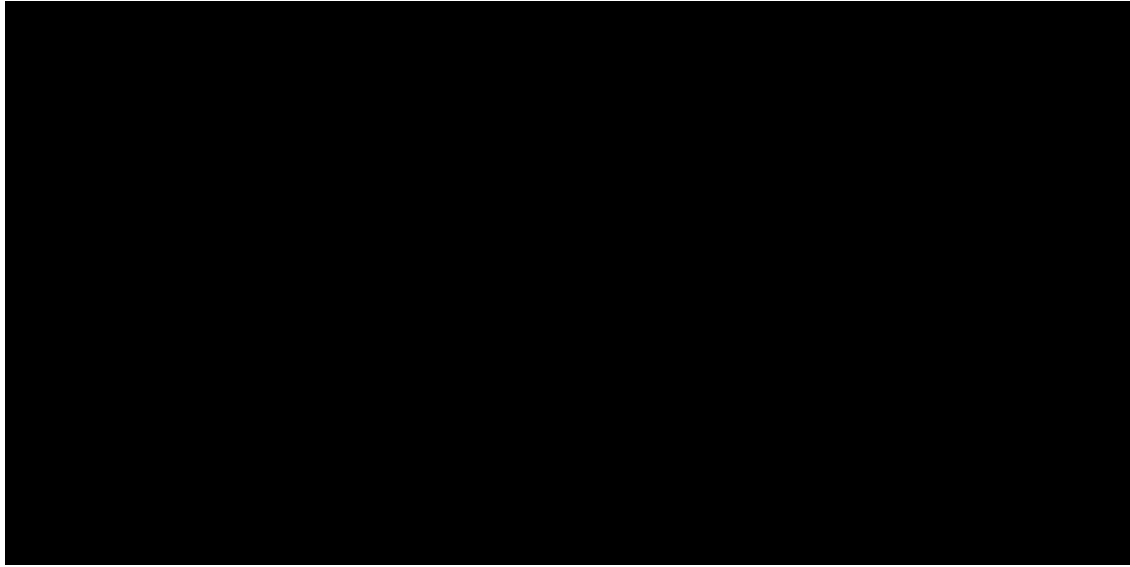


Figure 1.7 : schéma séismotectonique pour la région Ibérie-Afrique (BUFORN *et al.*, 2004). Les séismes superficiels sont gris foncés, les séismes intermédiaires gris clairs. Les flèches indiquent le régime de contrainte en surface, déduit d'après les mécanismes au foyer des séismes.

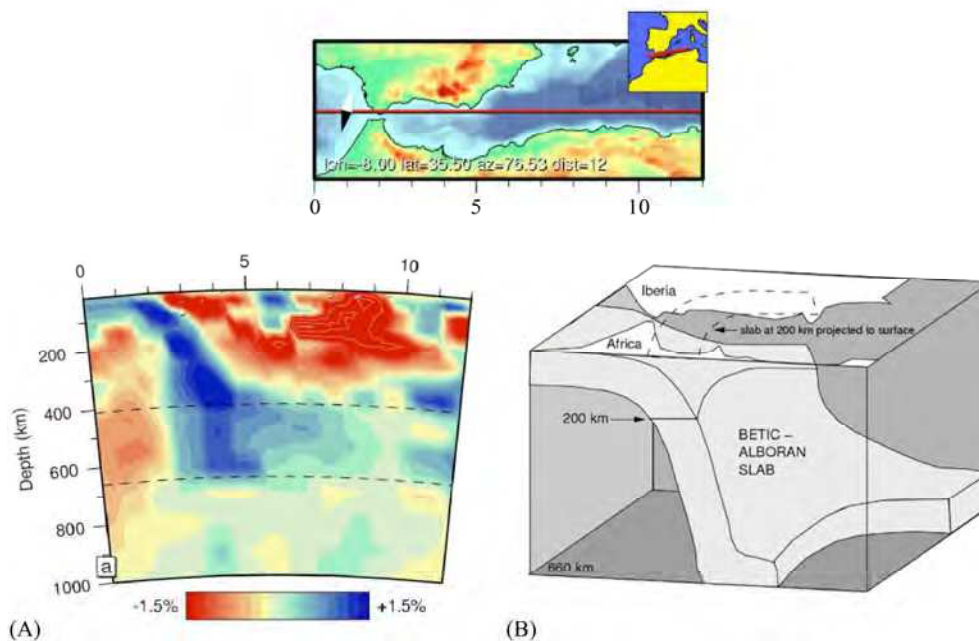


Figure 1.8 : imagerie de tomographie sismique sur un transect EW de la mer d'Alboran et du bassin algérien (SPAKMAN & WORTEL, 2004). (A) Coupe des premiers 1000 km du manteau ; (B) Interprétation de la géométrie 3D de la structure présente sous la mer d'Alboran.

Le programme TRANSMED I (FRIZON DE LAMOTTE *et al.*, 2004) a été réalisé dans le but d'appréhender la structure géologique globale de la mer d'Alboran le long d'un transect NS qui part du bloc ibérique pour rejoindre le domaine saharien marocain (Figure 1.6). La combinaison des données de la littérature et des modélisations réalisées permettent de dessiner l'allure des structures lithosphériques sous l'arc bético-rifain (Figure 1.9).

Le Moho s'avère ainsi presque plat à 32-34 km de profondeur sous la partie nord du transect. Il s'approfondit légèrement (38 km) à la limite entre les zones externes et internes des Cordillères Bétiques, avant de s'amincir presque de moitié sur le littoral andalous (jusqu'à 16 km sous la mer d'Alboran). De façon symétrique, la profondeur du Moho augmente de nouveau en arrivant au littoral marocain, passant rapidement de 18 à 32 km. Il reste ensuite plat à environ 35 km de profondeur, et ce jusque sous la Meseta marocaine.

Si la base de la lithosphère se trouve à 140 km environ sous les Bétiques, sa profondeur est drastiquement réduite au niveau de la mer d'Alboran sous laquelle elle atteint un grand maximum de 50 km. A mesure que l'on évolue vers le littoral marocain, la profondeur de la base de la lithosphère augmente de nouveau, marquant un fort épaissement de cette dernière sous le Rif et son avant-pays (jusqu'à 180 km). Au sud du Rif, la base de la lithosphère remonte progressivement pour atteindre 70 km sous le Haut-Atlas.

Il existe donc de grandes variations d'épaisseur dans la croûte et le manteau. A la lumière de ce transect, FRIZON DE LAMOTTE *et al.* (2004) mettent en évidence que les Bétiques et le Rif disposent d'une faible racine orogénique et d'une lithosphère amincie pour des systèmes orogéniques encore actifs récemment.

1.3 Un autre reflet de la convergence Afrique-Eurasie : le volcanisme trans-Alboran

Tout comme les structures géologiques, l'activité magmatique développée au sein de l'arc bético-rifain est liée au mouvement relatif de l'Afrique et de l'Eurasie, et plus particulièrement à la progression de la subduction. Si de discrets événements se sont produits dès le Paléocène, c'est au Miocène que s'est développé l'essentiel du magmatisme qui forme aujourd'hui la province magmatique trans-Alboran (Figure 1.10). Cette activité se poursuivait encore récemment par un volcanisme de type intraplaque.

1.3.1 Magmatisme précoce

Si à l'Eocène quelque magmatisme alcalin s'est exprimé localement sur la marge africaine, l'essentiel du magmatisme précoce dans l'évolution de la province est représenté par un champ filonien dans la zone de Malaga (SW Bétiques). Il s'agit de dykes d'andésites basaltiques pour lesquels les datations K-Ar et ^{40}Ar - ^{39}Ar donnent deux groupes d'âges (TORRES-ROLDAN *et al.*, 1986 ; TURNER *et al.*, 1999 ; DUGGEN *et al.*, 2004) : (1) 30-38 Ma, correspondant à la mise en place des dykes, et (2) 17.4-19.8 Ma, interprétés comme la remise à zéro du système K-Ar par chauffage suite à l'empilement des Malaguides qui débute vers 28 Ma. Ce champ filonien est considéré comme l'expression d'un contexte en extension associé au processus de subduction, mais pré-collision (TORRES-ROLDAN *et al.*, 1986 ;

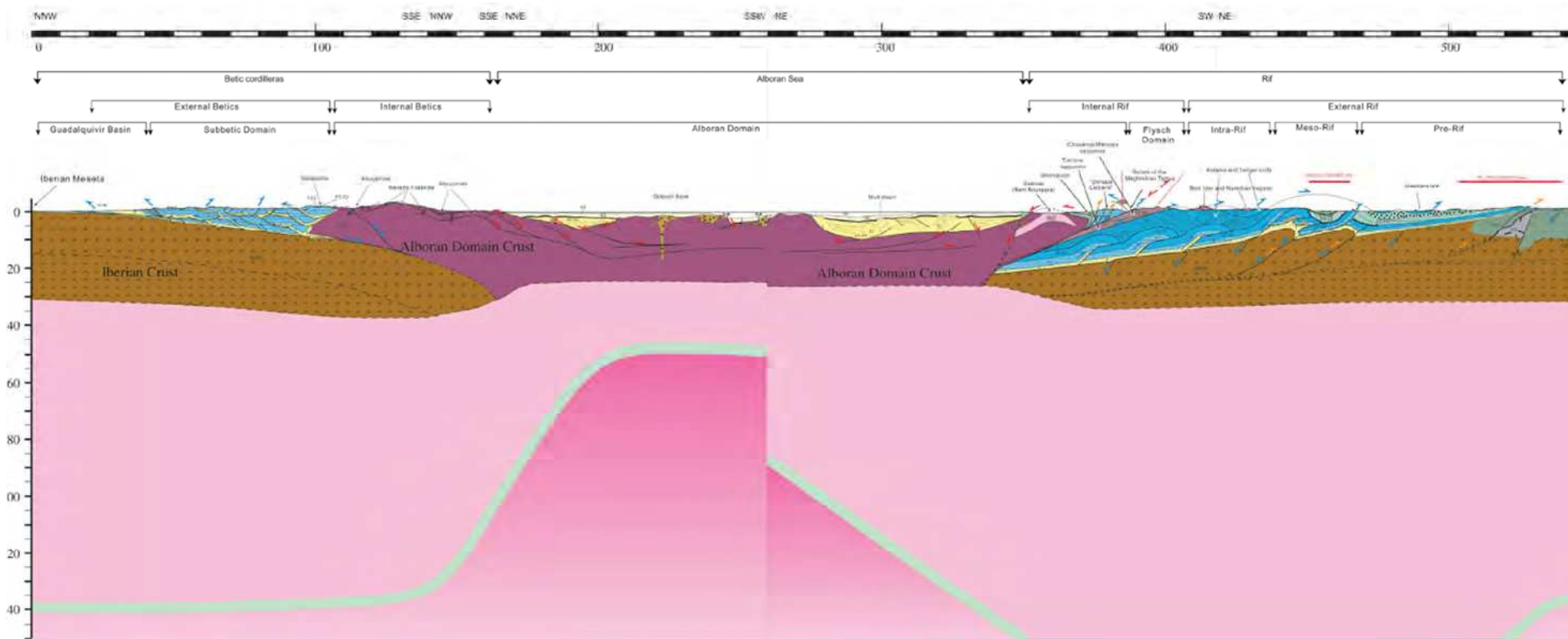


Figure 1.9 : transect NS TRANSMED I illustrant la structure géologique de l’arc bético-rifain (FRIZON DE LAMOTTE *et al.*, 2004). Le tracé du profil est localisé sur la [Figure 1.6](#). Les différents ensembles de la chaîne ici représentés (domaine d’Alboran, flyschs, zones internes et externes des orogènes) seront détaillées pour la partie rifaine dans le Chapitre 2.

DUGGEN *et al.*, 2004), ainsi que le montrent l'extension EW des dykes (orientés N15 à pendage E) et leur géochimie d'affinité tholéiitique.

Quelques roches plutoniques apparaissent également au travers de la province. Ce sont à Mar Menor des dacites à cordiérite (18.5 Ma $\pm$ 1.6 Ma ; DUGGEN *et al.*, 2004), ou encore des leucogranites qui intrudent les massifs ultramafiques de Ronda et de Beni Bousera (19 $\pm$ 0.5 Ma ; ZECK *et al.*, 1989). Ces roches sont attribuées à la fusion partielle d'unités crustales lors du pic thermal de l'empilement de nappes vers 21 Ma.

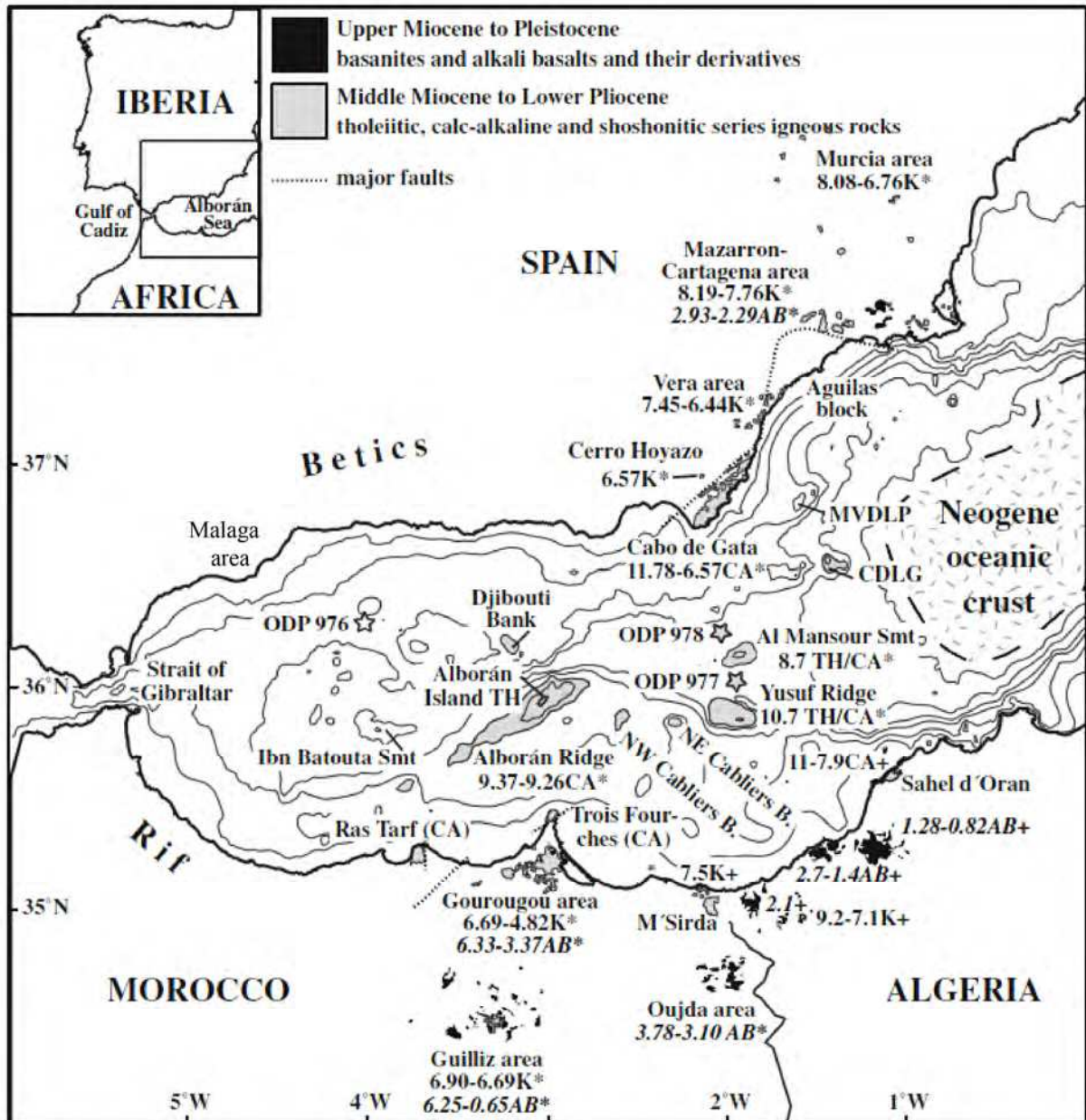


Figure 1.10 : distribution spatio-temporelle du magmatisme néogène en mer d'Alboran (DUGGEN *et al.*, 2008). Abréviations : (AB) basaltes alcalins, basanites et dérivés ; (TH) séries tholéiitiques ; (CA) séries calco-alcalines ; (K) roches ignées riches en K ; (MVDLP) : massif volcanique de la Polacra ; (CDLG) Crête des Gênois.

1.3.2 Le Miocène, apogée de l'activité magmatique orogénique

L'activité magmatique devient volumineuse dans la province trans-Alboran au Miocène, alors que les sommets du Rif et les Bétiques se sont élevés sous l'effet de l'empilement des nappes. Ce magmatisme orogénique est pour l'essentiel constitué de complexes volcaniques andésitiques à rhyolitiques, ainsi que de quelques massifs plutoniques au Sud de l'Espagne et au Nord du Maroc et de l'Algérie. Caractérisé par des signatures géochimiques calco-alkalines typiques des zones supra-subduction, sa composition évolue néanmoins de façon spatiale et temporelle (GILL *et al.*, 2004 ; DUGGEN *et al.*, 2004, 2005, 2008 ; EL BAKKALI *et al.*, 1998 ; LUSTRINO *et al.*, 2011).

1.3.2.a Magmatisme au sein du bassin d'Alboran (Miocène précoce à tardif)

Ce magmatisme est représenté au niveau de la mer d'Alboran actuelle par les îles d'Alboran et d'autres hauts-fonds volcaniques (rides d'Alboran ou de Yusuf, mont sous-marin d'Al Mansour ou bancs de Djibouti et Cabliers...). On en retrouve également sous forme de complexes volcaniques élevés puis érodés au Sud de l'Espagne (Cabo de Gata, Aguilas), au Maroc (Ras Tarf, les Trois Fourches) ou en Algérie (M'Sirda, Sahel d'Oran). Les analyses géochimiques de DUGGEN *et al.* (2004, 2005, 2008) permettent d'y distinguer deux types de laves : (1) les laves appauvries en LREE, et (2) les laves enrichies en ces mêmes LREE.

Les laves appauvries en LREE sont d'affinité tholéiitique et typiques des fronts d'arc, générées par la fusion partielle d'une source mantellique appauvrie en LREE et infiltrée par les fluides aqueux issus de la déshydratation de sédiments marins subductés. Si les laves enrichies en LREE sont plutôt d'affinité calco-alkaline, la genèse de ces magmas demeure plus incertaine et peut résulter (1) d'une contamination crustale du magma appauvri en LREE qui forme les laves centrales, ou (2) de magmas déjà enrichis en LREE, dérivés du manteau et dont la contamination crustale varie lors de leur ascension dans la croûte. Ces deux types de laves dessinent par ailleurs elles-mêmes une zonation géochimique au sein du bassin d'Alboran, les laves appauvries en LREE se trouvant au cœur d'un fer à cheval subparallèle à l'arc bético-rifain qui regroupe les laves enrichies en LREE.

1.3.2.b Magmatisme sur les marges continentales (Miocène tardif à Pliocène précoce)

Sur les marges continentales, l'activité magmatique est représentée par des compositions qui sont toujours d'affinité calco-alkaline mais enrichies en K, voire ultrapotassiques (shoshonites et lamproïtes). En Espagne ce sont les champs volcaniques de Murcia, Cartagena, Vera et Cerro Hoyazo (*ca* 6.3-8.1 Ma) qui sont concernés, au Maroc les complexes du Gourougou et du Guilliz, en Algérie ceux de M'Sirda et de Sahel d'Oran (*ca* 4.8-11 Ma). L'origine de ces magmas a été communément associée à la fusion partielle de manteau lithosphérique sous-continentale, métasomatisé lors d'une subduction miocène ou antérieure (LOUNI-HACINI *et al.*, 1995 ; EL BAKKALI *et al.*, 1998 ; TURNER *et al.*, 1999 ; COULON *et al.*, 2002 ; GILL *et al.*, 2004 ; DUGGEN *et al.*, 2004, 2005, 2008).

1.3.3 Activité magmatique récente

L'activité magmatique en Alboran se termine par la mise en place d'un volcanisme de type intraplaque (0.8-6 Ma) qui fait suite au paroxysme du magmatisme orogénique auquel il est fréquemment associé sur les marges continentales. Ce volcanisme n'est toutefois pas restreint à l'arc bético-rifain puisqu'il se prolonge en NE-SW depuis les îles Canaries (possiblement) jusqu'à l'Anti-Atlas pour former la *Morocco Hot Line* (MICHARD *et al.*, 2008). Les roches de cette ceinture sont des basaltes, basanites, hawaïtes et néphélinites et possèdent des signatures géochimiques alcalines typiques des basaltes de type intra-océanique (OIB) reflétant une source asthénosphérique dépourvue de contamination crustale.

Les différences fondamentales de chimie entre le volcanisme de type subduction du Miocène et l'activité volcanique intraplaque plus récente en Méditerranée occidentale et centrale sont détaillées de façon étendue dans une synthèse de LUSTRINO *et al.* (2011 ; [Table 1.1](#)). Certains complexes comme celui du Gourougou au Maroc illustrent parfaitement l'influence décroissante d'une source de type subduction au profit d'une source de type intraplaque au cours de l'évolution cénozoïque du magmatisme.

1.3.4 Extension à la Marge Maghrébine

Si le Rif fait partie intégrante de l'arc bético-rifain, il n'en est pas moins le prolongement occidental du Tell algérien avec lequel il forme la ceinture des Maghrébides. Cette dernière longe le littoral de la marge nord-africaine de Ras Tarf (Maroc) au massif des Mogods et à l'archipel de la Galite (Tunisie) sur 1200 km de long pour 50 km de large. L'activité magmatique s'y exprime sous la forme de complexes volcano-plutoniques dispersés qui recoupent les empilements de nappes du Tell ([Figure 1.11](#)).



Figure 1.11 : distribution des principaux centres magmatiques néogènes (en rouge) le long de la Marge Maghrébine.

Au Langhien (*ca* 15-16 Ma), l'activité magmatique se concentre en Algérie centrale et orientale où les roches reflètent un magmatisme bimodal généralement potassique (MAURY *et al.*, 2000 ; FOURCADE *et al.*, 2001) ; ce sont des granitoïdes métalumineux à peralumineux avec leur cortège d'andésites et de dacites calco-alcalines. Les roches calco-alcalines dérivent

de la fusion d'un manteau lithosphérique, métasomatisé par les fluides libérés lors d'une subduction antérieure et contaminé variablement lors de son ascension dans la croûte (MAURY *et al.*, 2000). Les modélisations expérimentales de COULON *et al.* (2012) montrent que la contamination d'un magma calco-alkalin « classique » par la croûte inférieure est compatible avec les données géochimiques d'une grande partie du magmatisme calco-alkalin d'Oranie, et par extension de celui qui couvre le Nord de l'Algérie. Les granitoïdes peralumineux auraient été produits lors de l'assimilation de métapélites par des magmas acides à intermédiaires liés à ce magmatisme calco-alkalin (FOURCADE *et al.*, 2001).

Les datations de ces roches révèlent qu'au Serravalien, l'activité magmatique migre vers l'Est (Tunisie, 7-14 Ma) et vers l'Ouest (Oranie et Maroc oriental, 7-12 Ma) où elle est relayée par un magmatisme alcalin dès la fin du Miocène-début du Pliocène (cf. § 1.3.3). La transition graduelle de l'épisode calco-alkalin orogénique au volcanisme alcalin intraplaque s'accompagne aux extrémités de la ceinture par l'émission de laves dites « transitionnelles » (complexes de Nefza à l'Est, de l'Oranie, du Gourougou (péninsule de Melilla-Nador) et du Guilliz à l'Ouest ; MAURY *et al.*, 2000). La signature géochimique de ces laves transitionnelles se distribue entre un pôle calco-alkalin relativement dispersé (ce qui est lié aux variations de contamination crustale) et un pôle alcalin de type OIB. Selon les modélisations expérimentales de COULON *et al.* (2012), cette distribution reflète la fusion d'une zone mantellique composite située à la limite entre la lithosphère (contribution à 65-90 %) et l'asthénosphère.

Enfin, les basaltes alcalins sont typiques d'un magma asthénosphérique. L'existence d'un tel réservoir a d'ailleurs été documentée sous une large partie de la Méditerranée occidentale par HOERNLE *et al.* (1995) et CARMINATI *et al.* (1998a) ; ces auteurs proposent l'existence d'un vaste panache de remontée de manteau plaqué sous la lithosphère et dont les basaltes alcalins récents dériveraient.

1.4 Controverses autour de la formation de l'arc bético-rifain

Dans ce cadre régional où les plaques d'Afrique et d'Eurasie convergent l'une vers l'autre, l'arc bético-rifain et le bassin d'Alboran occupent une place particulière. En effet, les évidences d'extension font l'objet de vifs débats quant au moteur qui pourrait expliquer la coexistence de phénomènes *a priori* incompatibles, compression et extension, au sein d'un domaine étroit. La sismicité, la tomographie sismique, les zonations géochimiques du magmatisme, les structures ou encore le métamorphisme, ce sont tout autant de données qui sont invoquées pour comprendre l'évolution géodynamique de la mer d'Alboran de sa genèse à sa configuration présente.

1.4.1 Les grands modèles d'évolution

A l'heure actuelle, deux grands types de modèles s'opposent sur ces questions. Ils proposent comme moteur (1) le détachement de la racine lithosphérique du domaine d'Alboran, ou (2) le retrait de la zone de subduction.

Les chefs de file du premier grand type de modèle sont PLATT & VISSERS (1989). Ces auteurs partent notamment du constat que le bassin d'Alboran dispose d'un socle de croûte

Type subduction		Type intraplaque
<i>Majeurs discriminants</i>		
SiO ₂	> 45 wt %	< 50 wt %
MgO	< 9 wt %	> 7 wt %, jusqu'à 20 wt %
compositions alcalines	K ₂ O/Na ₂ O = 1-10 (potassique à ultrapotassique)	K ₂ O/Na ₂ O = 1.5 (potassique)
compositions subalcalines	calco-alcaline	tholéiitique
TiO ₂	< 1.5 wt %, souvent < 1.1 wt %	> 1.2 wt %, jusqu'à 5 wt %
<i>Traces</i>		
LILE/HFSE et LREE/HFSE	ratios plus élevés pour le type Subduction que pour le type Intraplaque	
spectres de terres rares	dépression relative des Ta-Nb dans le type Subduction par rapport au type Intraplaque (exceptions Hf et Zr)	
<i>Isotopes</i>		
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr > 0.70445	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr = 0.7027-0.7047
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd < 0.5128, jusqu'à 0.5120	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd = 0.5132-0.5126
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb = 18.6-19.5	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb = 18.7-19.7
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb > 15.65, jusqu'à 15.71	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb < 15.66, jusqu'à 15.49
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb = 38.5-39.4	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb = 38.5-39.7

Table 1.1 : géochimies comparées du magmatisme de type subduction et de type intraplaque en Méditerranée occidentale à centrale (d'après LUSTRINO *et al.*, 2011)

continentale amincie (13-20 km), et que des massifs de lherzolites se trouvent à la base de l'empilement de nappes de l'orogène. A la lumière de ces éléments, PLATT & VISSERS proposent que l'évolution géodynamique de la mer d'Alboran soit gouvernée par le détachement de la racine lithosphérique du domaine d'Alboran, préalablement épaissie par la convergence active depuis le Crétacé ; l'ouverture du bassin d'Alboran serait ainsi la conséquence de l'effondrement qui s'ensuit (Figure 1.12). Cette hypothèse est par ailleurs appuyée par la présence en profondeur d'un fragment de lithosphère détaché, déduit d'une zone de forte atténuation sismique (GRIMISON & CHEN, 1986 ; SEBER *et al.*, 1996 ; CALVERT *et al.*, 2000), de fortes anomalies de gravité (TORNE *et al.*, 2000) et de flux de chaleur (POLYAK *et al.*, 1996 ; FERNANDEZ *et al.*, 1998). Ce modèle a aujourd'hui évolué autour de deux hypothèses majeures, selon que le détachement se fait de façon (1) verticale (gravitaire), via le retrait convectif de lithosphère subhorizontale (PLATT & VISSERS, 1989 ; VISSERS *et al.*, 1995 ; PLATT *et al.*, 2003a, 2006), ou (2) horizontale, par délamination lithosphérique (SEBER *et al.*, 1996 ; CALVERT *et al.*, 2000 ; TUBIA *et al.*, 2004).

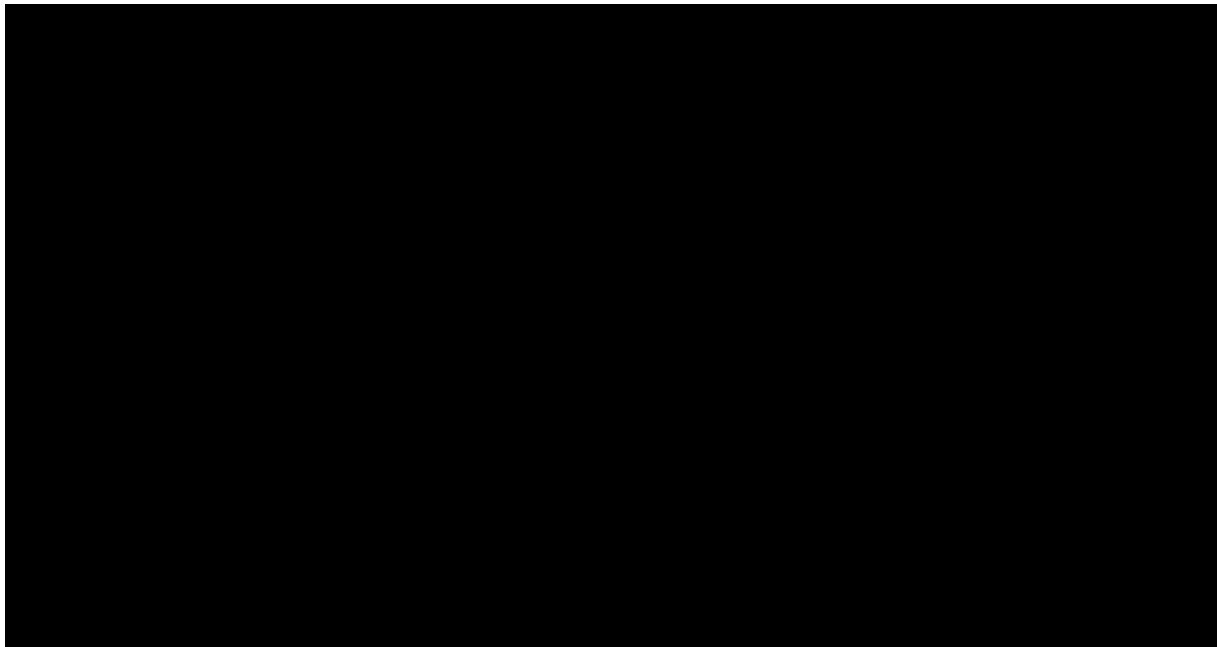


Figure 1.12 : modèle d'évolution géodynamique de la mer d'Alboran invoquant un détachement de la racine lithosphérique (PLATT & VISSERS, 1989). (A) épaississement de la lithosphère au cours du raccourcissement progressif ; (B) retrait convectif de la racine lithosphérique, provoquant à l'aplomb soulèvement et extension ; (C) mise en place du domaine d'Alboran sur les marges continentales.

La deuxième famille de modèles regroupe ceux qui expliquent la géométrie de la mer d'Alboran comme le reflet d'un retrait vers l'Ouest de la zone de subduction. LONERGAN & WHITE (1997) se sont en effet appuyés sur les rotations subies par les différentes unités, que l'on peut approcher notamment au moyen d'études paléomagnétiques. Ces dernières mettent en évidence une rotation horaire des unités au Miocène au niveau des Cordillères Bétiques (ALLERTON *et al.*, 1993 ; PLATT *et al.*, 1995) et antihoraire pour les unités rifaines (PLATZMAN, 1992 ; PLATZMAN *et al.*, 1993), ce qui confirme les vergences des chevauchements observées sur le terrain de part et d'autre de la mer d'Alboran. Ainsi,

LONERGAN & WHITE (1997) proposent le retrait vers l'Ouest de la charnière de subduction bético-rifaine. Ce type de modèle semble par ailleurs étayé par la zonation géochimique et temporelle du magmatisme, décrite par DUGGEN *et al.* (2004, 2005, 2008 ; cf. § 1.3.2 ; [Figure 1.13](#)). Une fois encore, ce type de modèle se décline en plusieurs sous-groupes. Quand certains auteurs imaginent la courbure d'un seul et même panneau plongeant (LONERGAN & WHITE, 1997 ; FACCENNA *et al.*, 2004 ; JOLIVET *et al.*, 2006), d'autres avancent qu'il n'y a pas de lien tectonique direct entre les Bétiques et le Rif (DOGLIONI *et al.*, 1999a). Dans ce dernier modèle, les Cordillères Bétiques représentent la prolongation du front alpin de vergence SE, et le Rif la prolongation du front apennin de vergence NW ; les deux panneaux plongeants auraient donc coalescé au niveau de l'arc de Gibraltar.

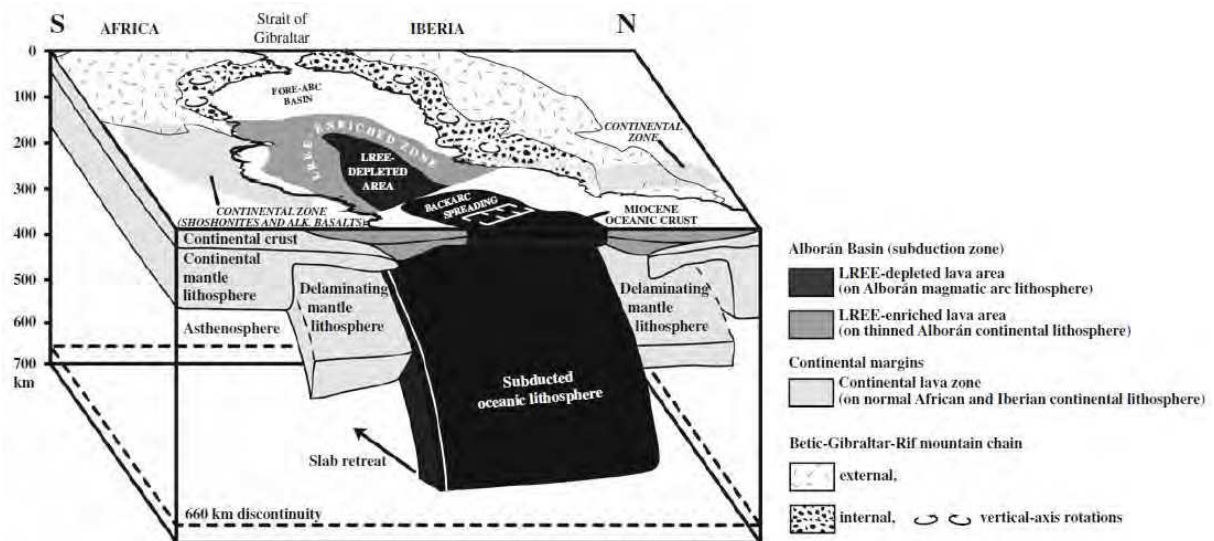


Figure 1.13 : modèle d'évolution géodynamique de la mer d'Alboran impliquant le retrait de la zone de subduction (DUGGEN *et al.*, 2008). La cartographie de la chimie des magmas dessine un fer à cheval de même courbure que l'arc de Gibraltar.

Bien que les débats se poursuivent quant aux modalités exactes du retrait de la zone de subduction, cette solution semble privilégiée à la première, et ce d'autant plus qu'elle présente un pendant à l'Est de la Méditerranée occidentale au niveau de la mer Tyrrhénienne.

L'opposition entre ces deux types de modèles tend cependant à s'estomper puisque l'on sait désormais que la subduction peut concerner tout aussi bien la lithosphère océanique que le manteau subcontinental délaminé. Le débat est aujourd'hui peut-être recentré sur l'importance des mouvements vers l'Ouest, minimisés par certains (*e.g.* JOLIVET *et al.*, 2003) et maximisés par d'autres (*e.g.* SPAKMAN & WORTEL, 2004).

1.4.2 Le magmatisme de la Marge Maghrébine, conséquence d'une rupture de lithosphère plongeante

L'appartenance du Rif à la ceinture des Maghrébides impose que l'on s'intéresse également à l'évolution géodynamique de la Marge Maghrébine. CARMINATI *et al.* (1998a) proposent que l'évolution globale de la Méditerranée occidentale, où le front de subduction se

retranche en direction du SE, soit compliquée par des processus de rupture de lithosphère plongeante lors de ce retrait ; ces auteurs situent l'un de ces épisodes au niveau de l'Afrique du Nord au Langhien. Les travaux de MAURY *et al.* (2000) et de COULON *et al.* (2002) montrent que l'évolution néogène de la Marge Maghrébine est compatible avec ce modèle. En effet, le magmatisme y témoigne d'un changement brutal dans les sources des magmas impliqués, partant de signatures liées à un contexte de subduction (bien que les volumes émis soient plus faibles, de l'ordre de 2000 km³ pour l'ensemble de la ceinture) à une empreinte anorogénique impliquant l'asthénosphère (cf. § 1.3.4).

Les roches calco-alkalines dérivent de la fusion d'un manteau lithosphérique préalablement métasomatisé. Or, plusieurs auteurs dont FRIZON DE LAMOTTE *et al.* (2000), suggèrent l'existence d'un domaine océanique, la Téthys maghrébine, qui aurait séparé les continents européen et africain avant d'être subducté sous l'effet de la convergence. Cette subduction océanique, antérieure à la collision continentale et au début du magmatisme orogénique, permet donc d'expliquer le métasomatisme du manteau lithosphérique en Méditerranée occidentale (Figure 1.14 A à C). La rupture de panneau plongeant sous la marge nord-africaine se produit ensuite (Figure 1.14 D), et la remontée d'asthénosphère induite provoque par excès de chaleur la fusion partielle d'un manteau lithosphérique métasomatisé par la subduction de la Téthys maghrébine, ce qui génère le magmatisme calco-alkalin potassique (Figure 1.14 E). L'enfoncement du panneau plongeant favorise l'apparition d'une anomalie thermique à la limite lithosphère-asthénosphère, ce qui déclenche l'émission des laves transitionnelles (Figure 1.14 F). A cette période, le manteau métasomatisé est toujours en fusion, mais une contribution limitée d'asthénosphère y prend part. Celle-ci est supposée provenir d'un panache mantellique plaqué sous la marge nord-africaine (HOERNLE *et al.*, 1995) ; devenant moins profonde, elle finit par fondre et devient la source des basaltes alcalins récents.

L'âge décroissant du magmatisme calco-alkalin depuis l'Algérie orientale (7.5-16 Ma) jusqu'à la Tunisie d'une part (7-14 Ma), et l'Oranie-Maroc oriental de l'autre (7-12 Ma), suggère que la rupture s'est d'abord produite au niveau de l'Algérie orientale, puis propagée latéralement (MAURY *et al.*, 2000). Cette idée est de surcroît cohérente avec le modèle tectonique proposé par PIQUE *et al.* (1998) ; ces auteurs constatent en effet un changement majeur du régime géodynamique au Messinien : alors que la direction de compression régionale passe de NE-SW à NS, le volcanisme alcalin apparaît en même temps que des mégazones de cisaillements conjugués aux deux extrêmes de la ceinture (NW-SE en Tunisie, NE-SW au Maroc) qui découplent l'Algérie du reste du Maghreb, formant le poinçon maghrébin (Figure 1.15).

D'autres particularités de la Marge Maghrébine sont compatibles avec le modèle de rupture de lithosphère plongeante. Selon DAVIES & VON BLANCKENBURG (1995), l'élévation – et l'extension subséquente qui exhume les roches crustales profondes – est l'un des diagnostics de ce processus. Ce phénomène est observé sur la marge nord-africaine, où une phase d'extension importante provoque l'exhumation au Burdigalien de roches métamorphiques de haute pression (massif de l'Edough ; MONIE *et al.*, 1992). Par ailleurs, ce modèle est également invoqué par DE BOORDER *et al.* (1998) pour qui le développement de minéralisations hydrothermales fini-cénozoïques (MARIGNAC & ZIMMERMANN, 1983)

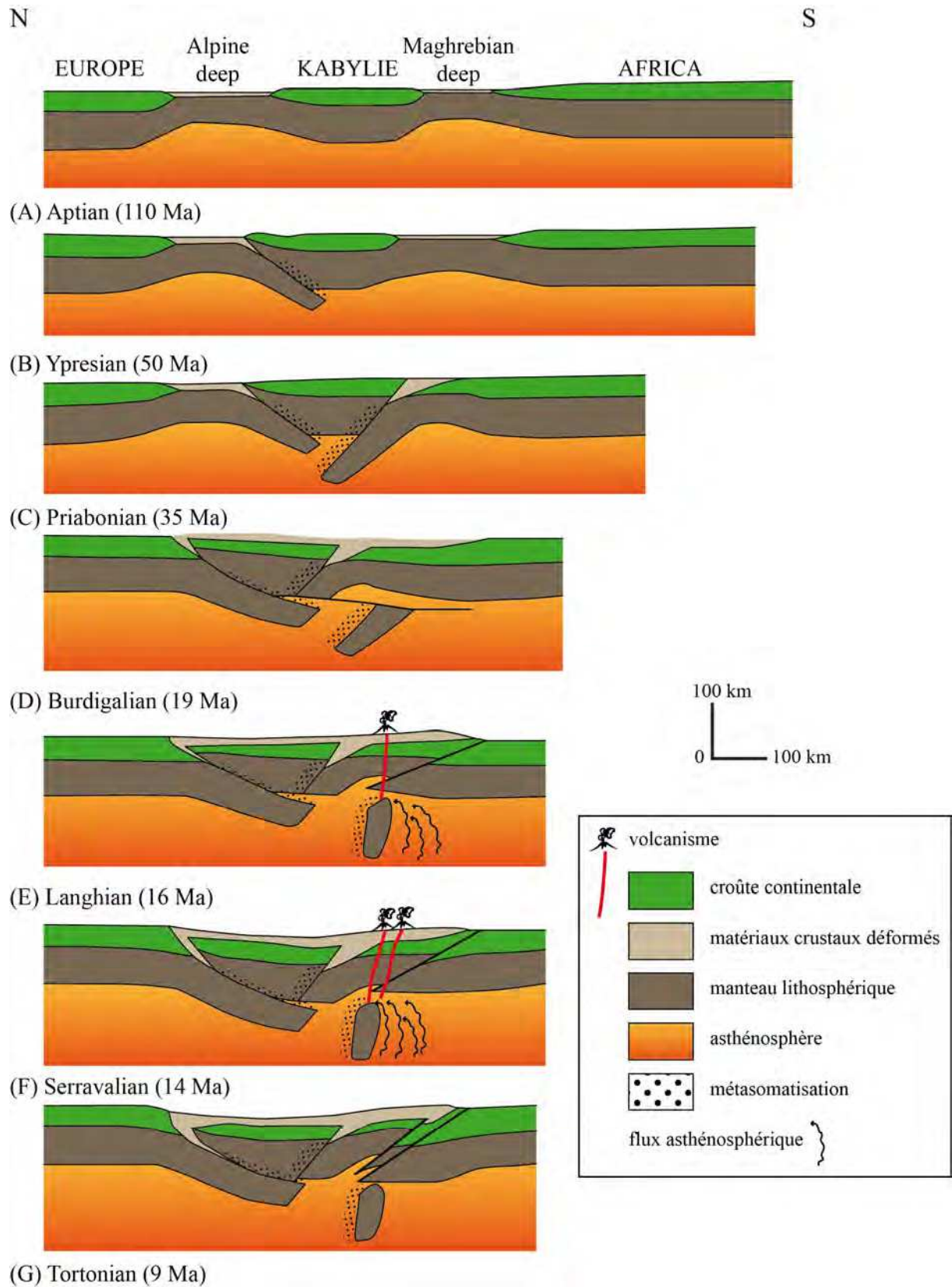


Figure 1.14 : coupes schématiques illustrant l'évolution tectono-magmatique de la partie centrale (Algérois) de la Marge Maghrébine (d'après MAURY *et al.*, 2000).

reflète l'augmentation de la chaleur et des circulations fluides liées à la déchirure et au détachement du panneau plongeant lithosphérique.

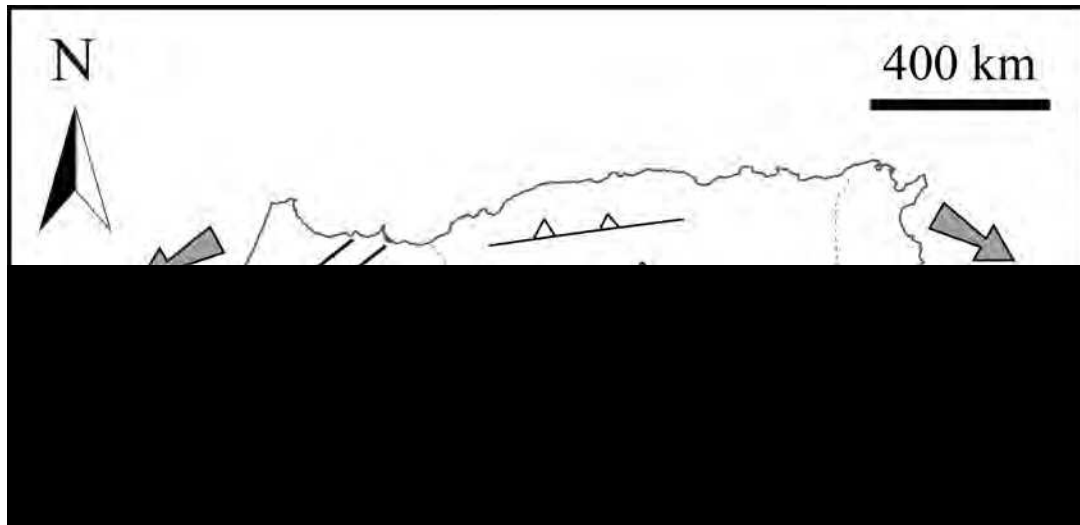


Figure 1.15 : schéma du poinçon maghrébin (d'après PIQUE *et al.*, 1998).

1.5 Les minéralisations néogènes de Méditerranée occidentale

Les processus géodynamiques s'accompagnent d'un cortège de minéralisations, et ceux en action dans l'évolution récente de la Méditerranée ne dérogent pas à la règle. En particulier, l'orogénèse méditerranéenne concentre sur certaines régions d'envergure limitée des gisements dont les minéralisations affichent une grande variété d'engrais, d'âges et de styles. Nous nous intéressons ici aux minéralisations néogènes qui se sont formées sur le pourtour de la mer d'Alboran, ainsi que le long de la Marge Maghrébine (orogènes des Bétiques, du Rif et du Tell), en réponse à la formation de la ceinture magmatique miocène. Les plus importants districts figurent sur la [Figure 1.16](#) ; les informations sur les différents gisements recueillies dans la littérature sont rassemblées dans l'[Annexe I](#).

1.5.1 Minéralisations du pourtour d'Alboran

La mer d'Alboran est traversée par un méga-système de décrochements d'envergure lithosphérique qui accommode l'épisode d'extension identifié au Miocène. Ce système, qui s'étend en NE-SW depuis l'Andalousie jusqu'au Rif, est ponctué de manifestations volcaniques (magmatisme trans-Alboran ; § 1.3) et hydrothermales.

Au SE de l'Espagne, une phase métallogénique au Miocène supérieur reflète l'ampleur des circulations hydrothermales associées à l'activité magmatique calco-alcaline de la ceinture volcanique d'Almería-Cartagena (HERNANDEZ *et al.*, 1987). Si ARRIBAS & TOSDAL (1994) distinguent trois types de minéralisations dans les Cordillères Bétiques, nous en retiendrons deux pour cet événement minéralisateur néogène : (1) les veines et mantos hydrothermaux polymétalliques à Pb-Zn-Fe-Ag-(Ba-Cu-Sn-Sb), encaissés à la fois dans les sédiments

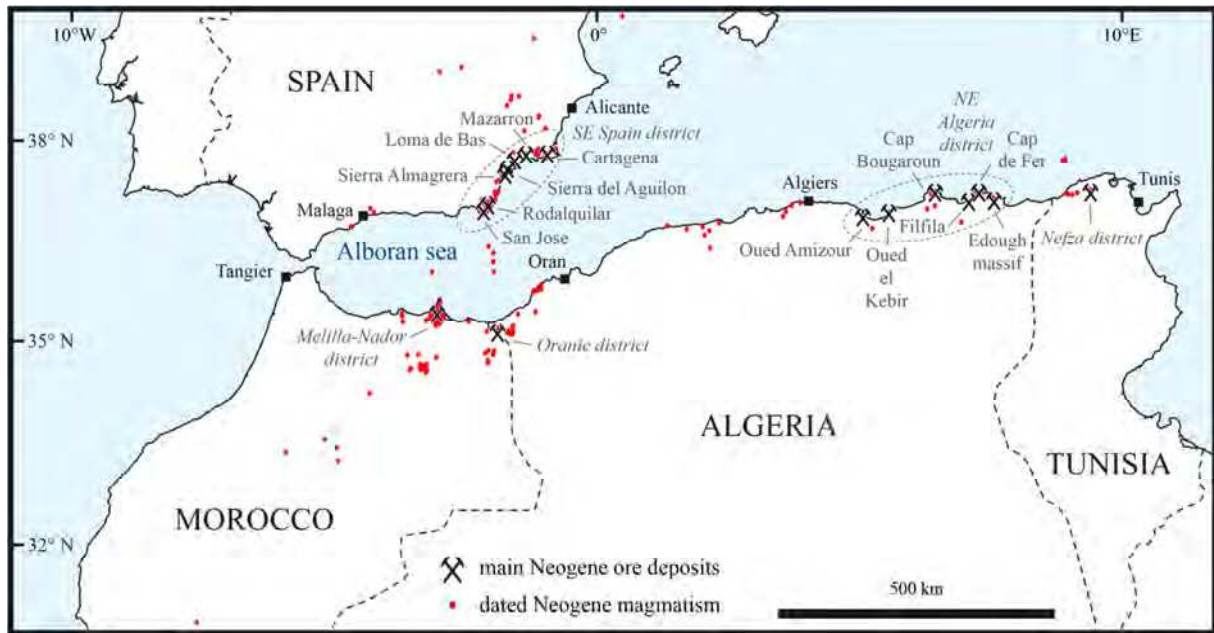


Figure 1.16 : distribution des principaux districts miniers néogènes au niveau des orogènes des Bétiques, du Rif et du Tell en Méditerranée occidentale.

paléozoïques à triasiques des zones internes des Bétiques et dans les volcanites miocènes calco-alcalines potassiques et ultra-potassiques. L'ensemble du groupe a produit au total 4.5 Mt de Pb-Zn, dont 1.5 Mt rien que sur le district de Cartagena ; (2) les veines épithermales à Pb-Zn-(Ag-Cu-Au) et Au-(Cu-Te-Sn), encaissées dans les roches volcaniques calco-alcalines du Cabo de Gata, les plus connues étant celles du gisement épithermal acide de Rodalquilar : associé à un système caldérique, il a produit au total 10 t d'Au.

De l'autre côté de la mer d'Alboran, la péninsule de Melilla-Nador recèle plusieurs minéralisations de niveaux structuraux contrastés (skarns ferrifères, veines polymétalliques à Pb-Zn-(Ag), bentonites, hydrothermalisme récent sous forme de sinter...). En particulier, les minéralisations de fer des Beni Bou Ifrou qui font l'objet de cette étude seront détaillées dans le Chapitre 3.

Pour HERNANDEZ *et al.* (1987), les minéralisations associées au magmatisme de l'ensemble bético-rifain diffèrent des provinces métalliques associées classiquement aux zones de subduction, leur contexte de mise en place s'intégrant davantage dans le fonctionnement d'un cisaillement crustal tel que l'accident sénestre trans-Alboran.

1.5.2 Minéralisations de la Marge Maghrébine

La Marge Maghrébine est le siège de nombreuses minéralisations très variées, et cela souvent au sein d'un même district. Nous en distinguons ici trois qui correspondent par ailleurs à d'importants centres magmatiques, d'Ouest en Est : (1) l'Oranie, (2) l'Algérie nord-orientale, et (3) Nefza.

BENALI (2003) reporte en Oranie (M'Sirda, Tifaraouine) la présence de minéralisations polymétalliques et cuprifères qu'il scinde en deux types de minéralisations souvent superposées : (1) des amas pyriteux associés aux roches magmatiques calco-alcalines,

interprétés comme des amas sulfurés de type Kuroko, et (2) des veines épithermales, associés aux roches adakitiques. Quelques occurrences de skarns apparaissent également à M'Sirda.

BENALI (2003) fait les mêmes observations en Algérie nord-orientale (oued Amizour, El Aouana). Cette région, qui comprend le Cap de Fer, est particulièrement connue pour les nombreuses mines de fer qui y ont été exploitées. Certaines correspondent à des gisements de type skarn résultant de la mise en place au Miocène des granites de Kabylie de Collo (Cap Bougaroun et Beni Toufout) et de Filfila dans les paragneiss granulitiques du socle kabyle et sa couverture de sédiments oligo-miocène. Plus à l'Est, le massif de l'Edough est un *metamorphic core complex* (MCC) constitué d'un socle métamorphique polycyclique recouvert de nappes sédimentaires méso-cénozoïques, et recoupé vers 16 Ma de roches ignées (dômes et dykes de rhyolites, microgranites subvolcaniques). Les minéralisations y sont de quatre types (LAOUAR *et al.*, 2002) : (1) des veines à métaux de base à Aïn Barbar (MARIGNAC & ZIMMERMANN, 1983) ou El Mellaha, (2) des skarns à W-As-Au (Beleleita), (3) des concentrations à Fe-(Pb-Zn-Cu) associées aux skarns et aux amphibolites (Boumaiza, Berrahal), et (4) des veines à Sb-Au ou à Au-W-As au sein même du MCC (Koudiat El Ahrach, Saf Saf).). L'occurrence des minéralisations dans le massif est directement liée à l'activité magmatique et au système de failles, tous deux contrôlés par l'extension au Langhien (MONIE *et al.*, 1992) qui réactive d'anciennes failles varisques de directions NE-SW et WSW-NNE à EW (PIQUE *et al.*, 1998).

D'autres minéralisations polymétalliques à mercure (Hg-Pb-Zn-Cu) sont également répertoriées le long d'une faille EW dans la zone de Azzaba. Ces derniers gisements se propagent dans la zone des nappes du Tell tunisien : champ filonien à Zn-(Pb-Cu-As-Hg) de Fedj Hassène, ainsi que ceux de l'oued el Maden, Aïn el Bey, Kef Ettout et Ain Allega (BEJAOUI *et al.*, 2011). Ces veines minéralisées se rattachent au district de Nefza, province magmatique fini-miocène à pliocène qui concentre un large panel de minéralisations (DECREE *et al.*, 2013) : (1) *Mississippi Valley-Type* à Pb-Zn, (2) brèche polymétallique à Ag-Zn-Pb-(Au) à Ras Rajel, (3) IOCG à Fe-(LREE-U-Cu-Au) pour la brèche de l'oued Belif, (4) *Sedimentary exhalative* à Pb-Zn (Sidi Driss-Douahria), (5) imprégnations sédimentaires à fer (formation de Tamra et dérivés : Mokhta el Hadid, Douahria, El Harch...), et (6) autres occurrences de type skarn. Si les premières manifestations hydrothermales sont contrôlées directement ou indirectement par la zone de cisaillement sénestre NE-SW de Ghardimaou-Cap Serrat, les autres (3 à 6) le sont par un jeu de failles orienté WSW-ENE, héritées du socle varisque et réactivées lors de l'orogénèse alpine.

