

Chapitre 1

HISTOIRE PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA PROVINCE MEDITERRANEENNE

1.1. Histoire géologique péri téthysienne

La zone d'étude, s'étendant de la pointe de Canastel jusqu'au port d'Oran, appartient au littoral oranais lui-même partie intégrante de la marge algérienne. Cette dernière, située au Nord de l'Afrique, dans le bassin de la Méditerranée Occidentale, est limitée à l'Ouest par la marge marocaine et à l'Est par la marge tunisienne. Au pied de la pente continentale oranaise, nous avons le bassin algéro-provençal délimité à l'Ouest par la mer d'Alboran (fig.1)

On peut, donc, avancer que l'évolution géodynamique de notre zone d'étude est étroitement liée à l'histoire du mouvement relatif de l'Afrique, de l'Eurasie et de l'océan qui les sépare, la Téthys.

La configuration actuelle des bassins méditerranéens (fig.1), est le résultat de l'imbrication de multiples orogénèses successives. Dans le détail, il est extrêmement complexe d'établir les reconstructions paléogéographiques et tectoniques (Stampfli & Borel, 2004).

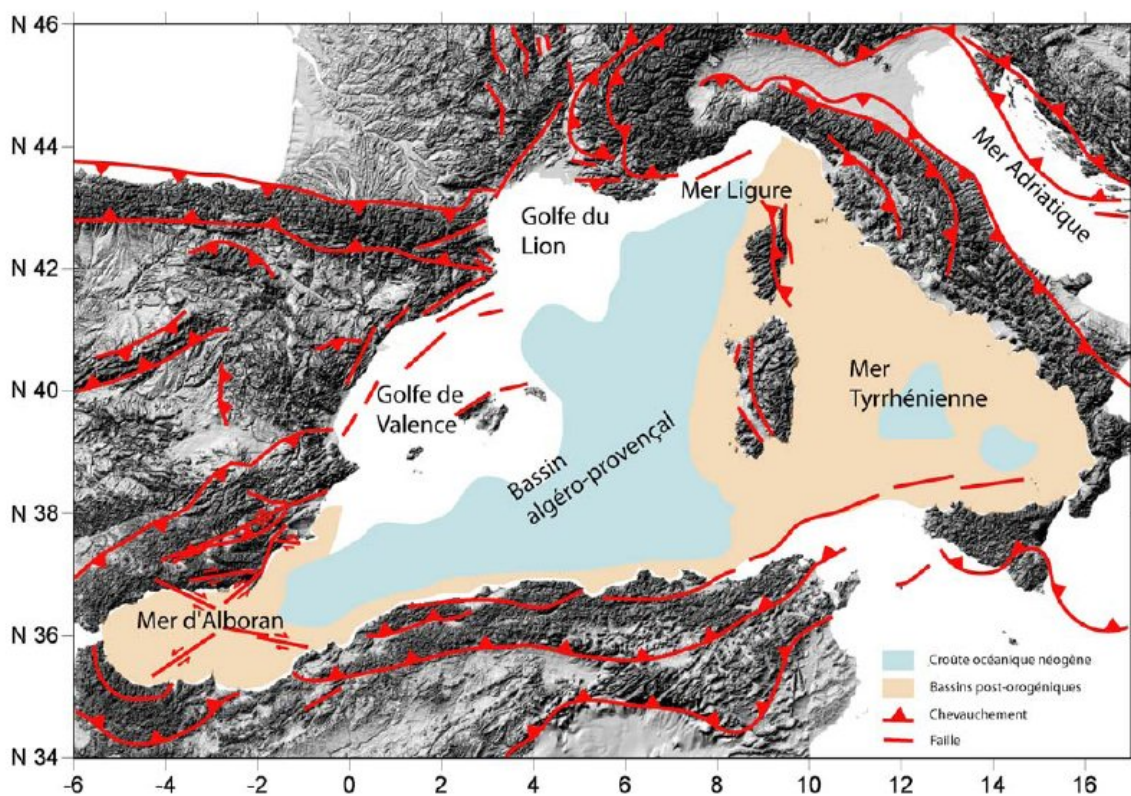


Fig.1: Schéma tectonique général de la Méditerranée Occidentale (Domzig, 2006 : d'après Alvarez-Marron, 1999, MediMap Group, 2005, et Gracia *et al.*, 2006).

Néanmoins, les reconstitutions géodynamiques, tentées à ce jour, s'appuient dans leur majorité sur des faits (fig.2) qui sont, actuellement, admis par la plupart des scientifiques même s'il subsiste des divergences sur l'âge des événements, la position initiale des blocs ou micro-plaques (AlKaPeCa) ou bien de leurs déplacements (ampleur, direction).

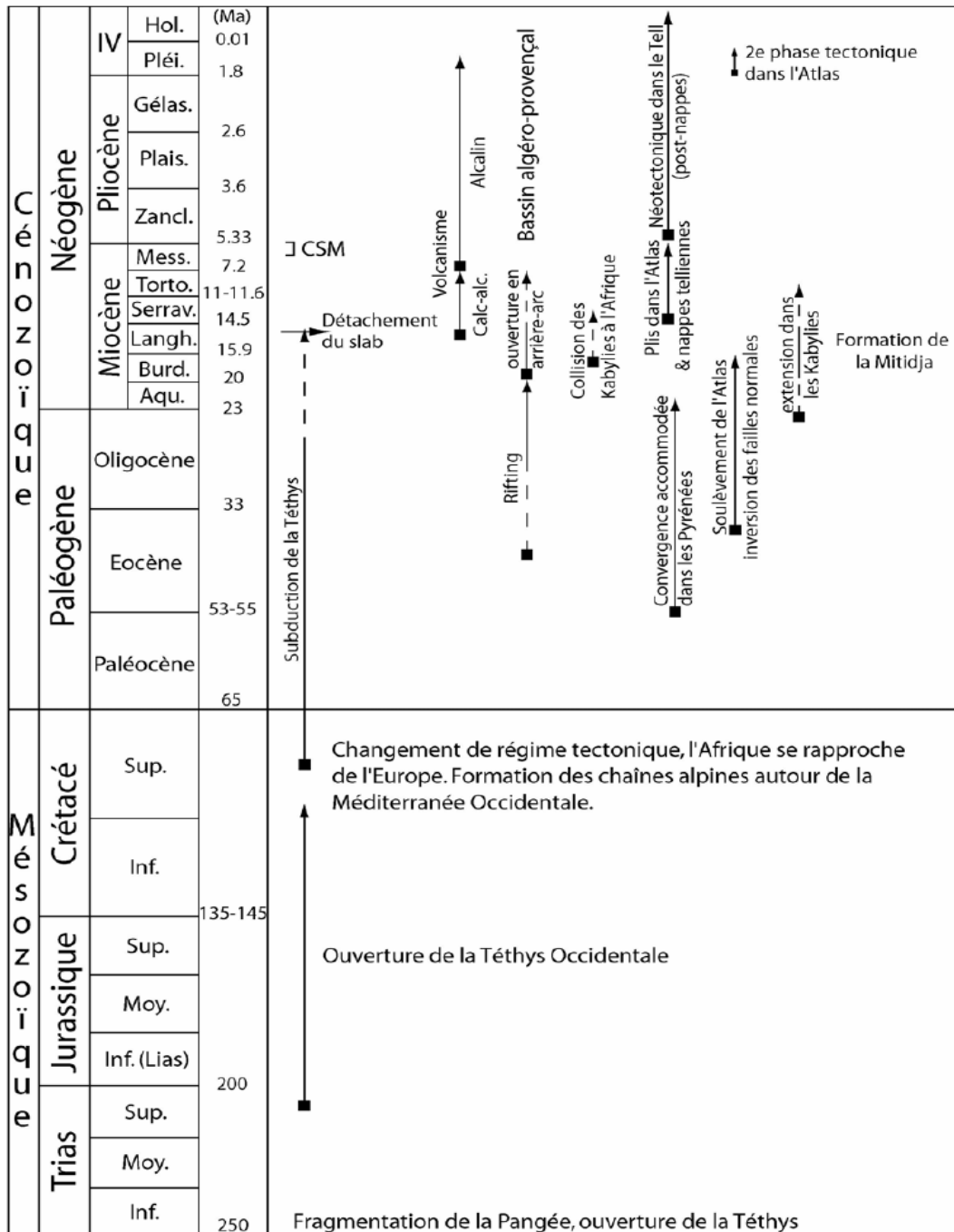


Fig. 2 : Enchaînement des événements du début du Mésozoïque à l'époque actuelle. Abréviations : CSM: Crise de Salinité Messinienne, calc-alc.: calco-alcalin (Domzig, 2006).

Le schéma de l'évolution paléo-tectonique de la méditerranée tel que nous le proposons dans ce mémoire est une synthèse des principaux travaux publiés par Illies, (1975), Bouillin, (1986), Dercourt *et al.*, (1986), Dewey *et al.*, (1989), Mueller & Kahle (1993), Jolivet (1997), Gueguen *et al.*, (1998), Marthaler (2001) et Carminati & Doglioni (2004). Il est bien entendu que cette synthèse essaiera de hiérarchiser l'enchaînement des événements géologiques les plus marquants qui ont affecté la Méditerranée en général et l'Afrique du Nord en particulier, et ce depuis la fragmentation de la Pangée jusqu'à l'actuel.

Elle servira à la compréhension de l'histoire géologique de notre zone d'étude dans un contexte régional, ensuite nous présenterons les caractéristiques de cette zone.

En conséquence, les grands épisodes, ci-dessous abordés, constituent les événements les plus marquants durant la longue histoire géodynamique de la Méditerranée :

a. Rifting et ouverture d'un bassin profond

Au début du Trias, la Pangée commence à se scinder générant un début d'ouverture de la Téthys entre le Gondwana et l'Eurasie (fig.3)

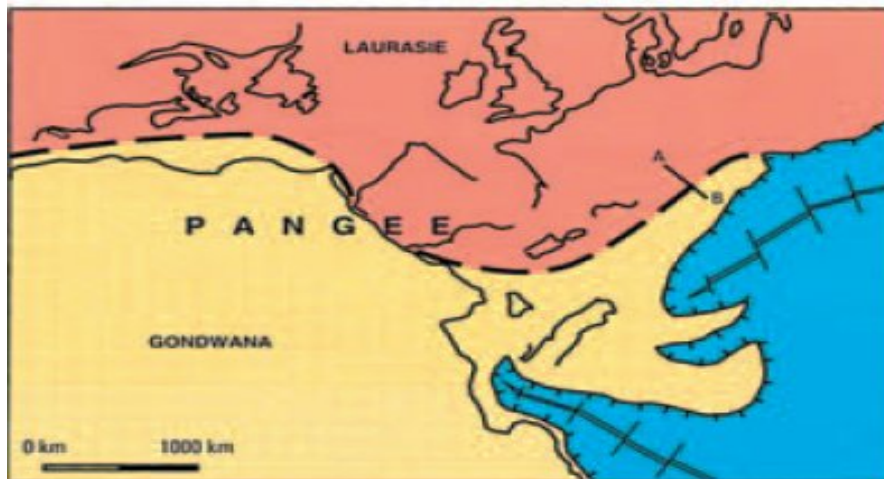


Fig 3 : Histoire géodynamique alpine : du rifting à l'ouverture océanique _ Permo -Trias (Marthaler, 2001).

A la fin du Trias et début Jurassique, la Téthys occidentale, sous l'effet des contraintes extensives, continue à s'ouvrir. Les failles normales de l'Atlas seraient les indices de cette extension (Yelles-Chaouche *et al.*, 2001).

Pendant le Jurassique (fig. 4), l'ouverture de l'Atlantique central entraîne un mouvement décrochant senestre entre l'Afrique et l'Ibérie, créant une zone transformante à ce niveau (Roca *et al.*, 2004). La plaque africaine se déplace, donc, vers l'Est d'une manière latérale. Le mouvement, de composante coulissante senestre, persiste jusqu'au Crétacé supérieur.

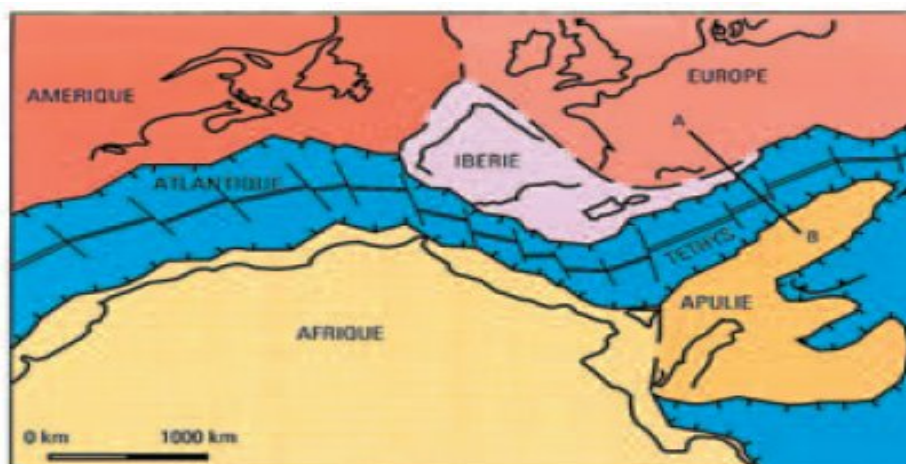


Fig. 4 : Histoire géodynamique alpine : du rifting à l'ouverture océanique_Jurassique (Marthaler, 2001).

Du côté africain, la marge du bassin coïncide avec les zones externes de la chaîne des Maghrébides, alors que du côté européen nous avons la marge dorsale (fig.5) qui se développait à la bordure méridionale d'un domaine formé par l'AlKaPeCa (domaine Alboran, Kabylies, Péloritains, Calabre) lui-même rattaché aux Baléares et à la Sardaigne (Bouillin, 1986).

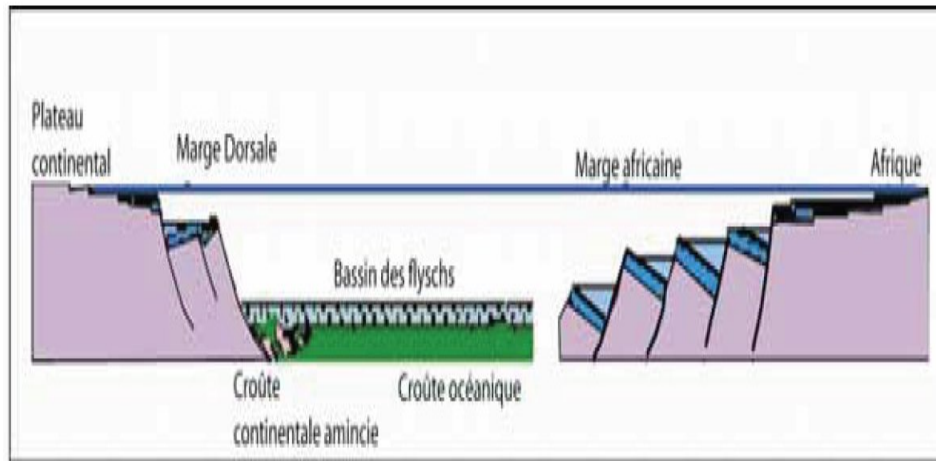


Figure 5 : Evolution géodynamique - rifting au Lias inférieur - moyen (Bouillin, 1986 ; Le Roy, 2004).

b. Au cours du Crétacé inférieur (130 M.a), l'Espagne se sépare du bloc Amérique-Europe. Par ailleurs, **entre 118-84 Ma (fig. 6)**, le régime passe en raccourcissement avec un mouvement de l'Afrique, par rapport à l'Eurasie, vers le NE. Cette convergence de l'Afrique vers l'Europe entraîne la formation des chaînes alpines autour de la Méditerranée occidentale ; en Algérie, les socles des zones internes kabyles auraient subi un épisode tectono-métamorphique éo-alpin. La subduction continue et restreint le domaine téthysien même si des bassins continuent de s'ouvrir. A ce moment, le bassin maghrébin commence à recevoir la sédimentation profonde des flyschs. Par contre dans la partie nord de l'océan alpin, la collision démarre et les premiers éléments compressifs sont enregistrés dans les Alpes orientales.

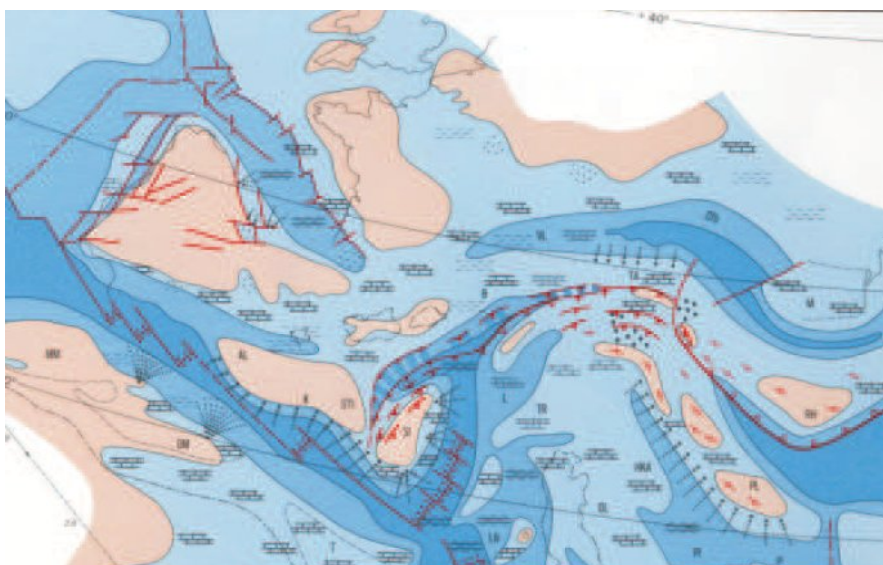


Fig. 6 - Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_110 Ma (Dercourt *et al.*, 1986, In Nocquet, 2002).

Dans le domaine alpin, **durant la période 84-65 Ma** (fig.7), la lithosphère océanique a été subductée et le raccourcissement continue en domaine continental. Une branche du rift medio-atlantique pénètre dans le Golfe de Gascogne et la péninsule ibérique commence sa dérive vers le Sud : la dérive de l'Espagne est responsable de la phase de compression fini jurassique -éocène dont témoignent les plissements rencontrés dans le Moyen Atlas. Cette ouverture se prolonge à l'Est à l'emplacement des futures Pyrénées.

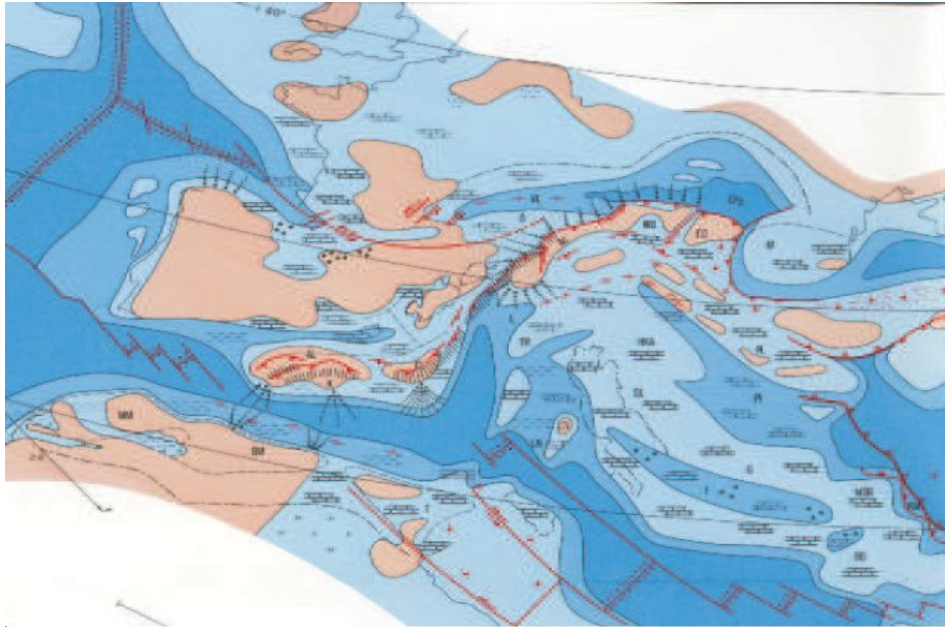


Fig. 7 -Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_80 Ma (Dercourt *et al.*, 1986, In Nocquet, 2002).

Aussi, à partir de la fin du Crétacé, la Téthys maghrébine entre progressivement en subduction (Lonergan et White, 1997 ; Vergès et Sabat, 1999 ; De Lamotte, 2000 ; Jolivet et Faccenna, 2000; Bracène et De Lamotte, 2002,) sur une période s'étalant, selon Gelibert *et al.*, (2002), de 84 Ma à 35 Ma. Bien qu'il n'y ait pas de preuves de déformation à cette époque dans les Kabylides, des minéraux de haute pression ont été retrouvés en Alboran, ce qui atteste de l'existence de cette subduction, du moins à l'Ouest (Roca *et al.*, 2004). Les arguments géochimiques (Maury *et al.*, 2000 ; Coulon *et al.*, 2002) et tomographiques (Spakman *et al.*, 1993 ; Carminati *et al.*, 1998 ; Spakman et Wortel, 2004) vont également dans ce sens.

Au passage **Crétacé -Tertiaire (65 Ma)**, une forte réduction de la vitesse absolue vers le Nord de l'Afrique s'initie, et le régime tectonique change de façon importante (Jolivet et Faccenna, 2000) : la convergence est relativement E-W (Dewey *et al.*, 1989), permettant une convergence faible sous les domaines calabrais, maghrébins et sous le futur domaine d'Alboran (fig.8). L'ensemble du domaine alpin est en compression, frontale dans les Alpes septentrionales et orientales, oblique dans les Alpes franco-italiennes.

Le ralentissement du mouvement serait dû probablement à la première collision des blocs situés le plus à l'Est (Arabie, Anatolie) avec l'Eurasie.

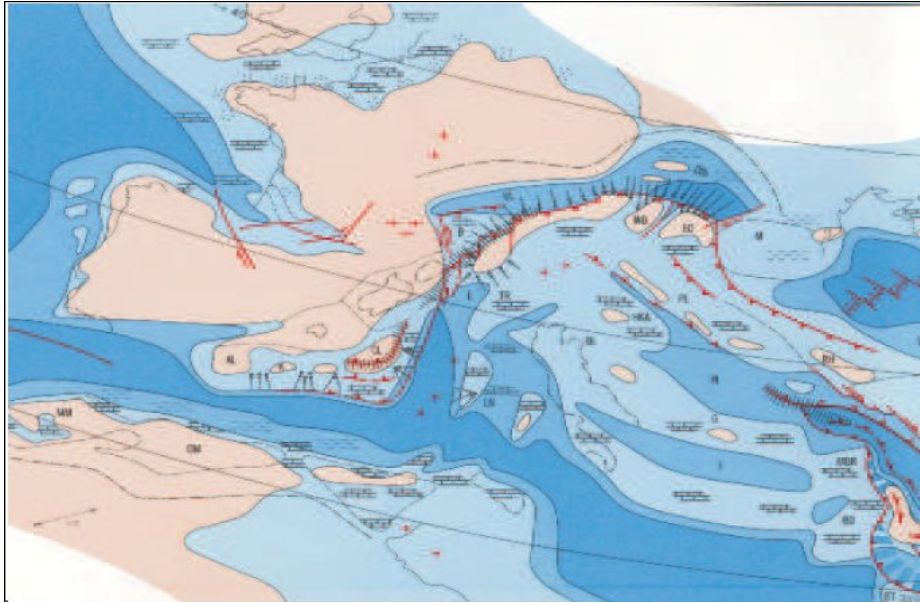


Fig. 8 -Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_65 Ma (Dercourt *et al.*, 1986, In Nocquet, 2002).

Dans ce contexte géodynamique, pourtant relativement simple, l'évolution au Cénozoïque de la Méditerranée apparaît très complexe, évoluant avec une dynamique propre qui n'est pas uniquement liée à la convergence. En effet, des rémissions et reprises de convergence alternées de phases plus ou moins distensives ont été enregistrées.

c. Pendant l'Eocène (51-38 Ma), Il ne subsisterait, en Méditerranée occidentale, aucune zone de subduction active et le front de collision s'étend de l'Ouest vers l'Est sur toute la longueur des Pyrénées (fig. 9). Ce sont les zones présentant une faiblesse lithosphérique, principalement les zones des déformations du Crétacé, qui absorbent les effets de la collision (formation des chaînes Pyrénéo-provençales par réactivation des structures extensives du Crétacé et du Paléogène). Cette compression SSW-NNE généralisée provoque des déformations intracontinentales importantes sur le bloc européen et sur l'Afrique nord-continentale : décrochements, plis et chevauchements.

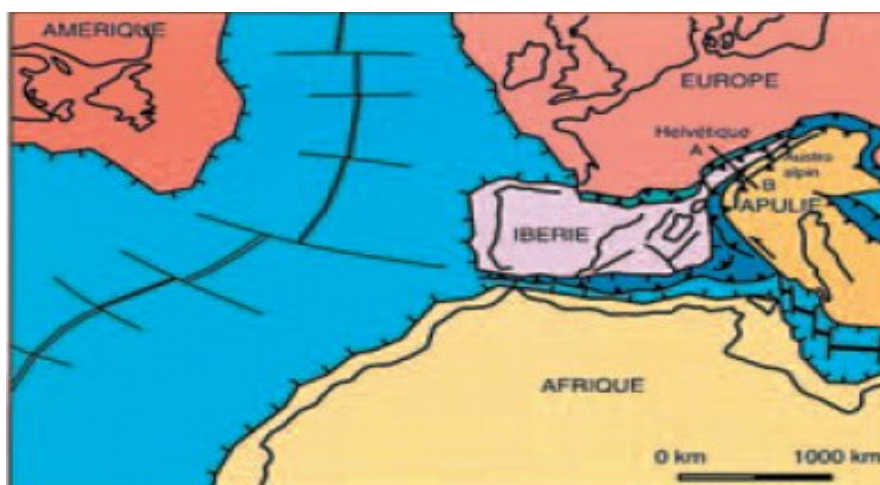


Fig. 9 : Histoire géodynamique alpine : du rifting à l'ouverture océanique_Eocène (Marthaler, 2001).

Durant la période **Eocène moyen – Aquitanién**, la chaîne de l'Atlas est soulevée et **dès la fin du Paléogène**, la plupart des failles normales triasiques de l'Atlas sont inversées (Bracène et De Lamotte, 2002). Cependant, à partir de l'Eocène supérieur une subduction de la Téthys sous le bloc AlKaPeCa (bordure sud européenne), encore rattaché aux Baléares et à la Sardaigne, est signalée en même temps qu'une intensification de l'érosion des reliefs (Vergès et Sàbat 1999; De Lamotte *et al.*, 2000) (**fig. 10-a**)

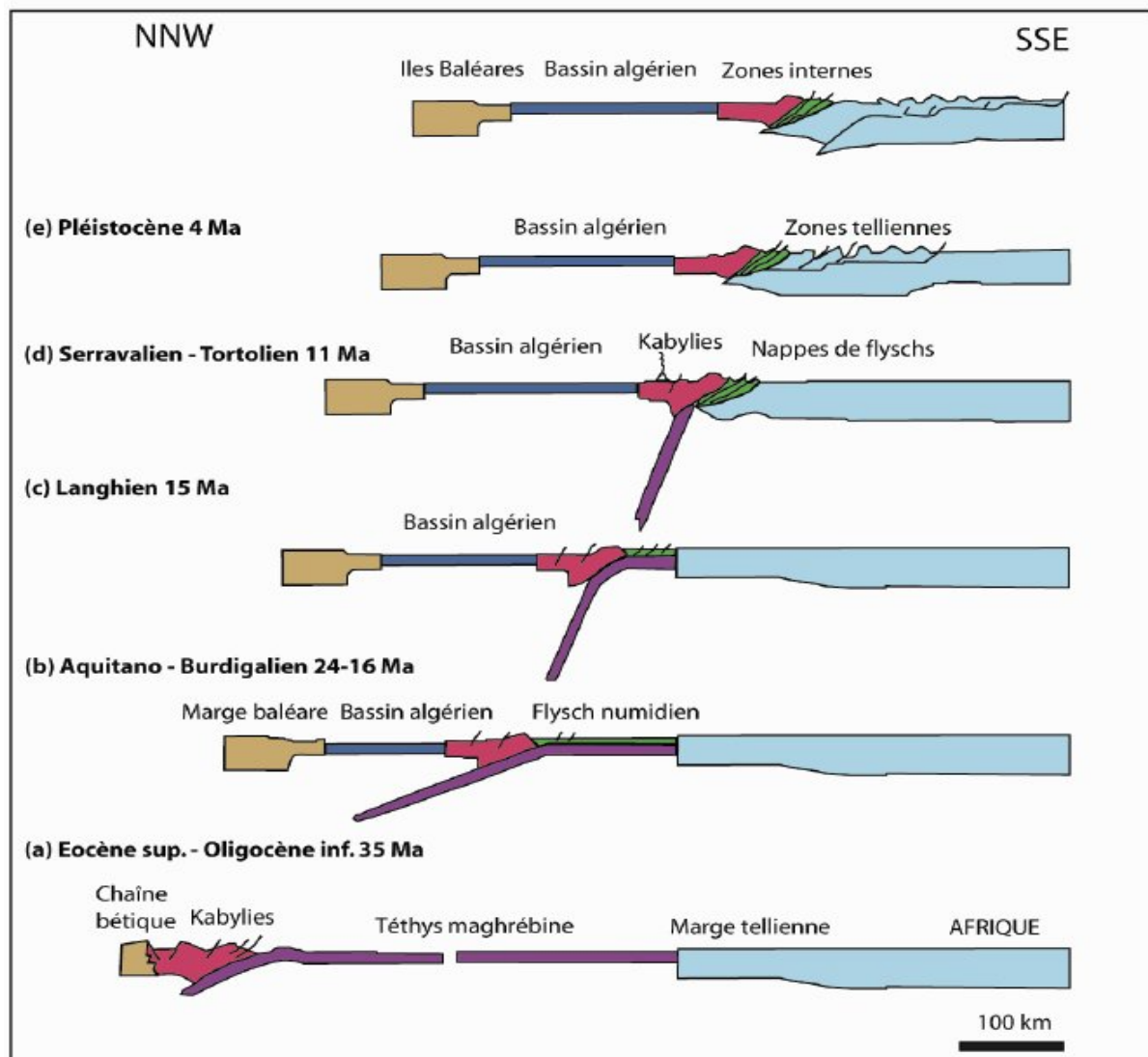


Figure 10 : Modèle cinématique de la structuration de la chaîne des Maghrébides, illustrant le scénario proposé sur une transversale allant de la marge des Baléares jusqu'à la Plateforme saharienne (Vergès et Sàbat, 1999 ; De Lamotte *et al.*, 2000).

d. À l'Oligocène (35 Ma.), comme conséquence de la conjugaison de l'ouverture nord atlantique, à l'Ouest, et de la collision Afrique-Europe orientale, à l'Est, les régions ouest méditerranéennes sont soumises à un régime tectonique général de distension (fig. 11). Celui-ci est responsable des grands systèmes de grabens intracontinentaux affectant toute l'Europe de l'Espagne à la Mer du Nord. **A l'Oligocène moyen – supérieur,** nous avons le rifting du bassin algéro-provençal (Speranza *et al.*, 2002). Des datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dans les "metamorphic core complexes" montrent un épisode de tectonique ductile extensive dans les Kabylides vers 25-16 Ma (Monié *et al.*, 1984 ; 1988 ; 1992 ; Saadallah et Caby, 1996).

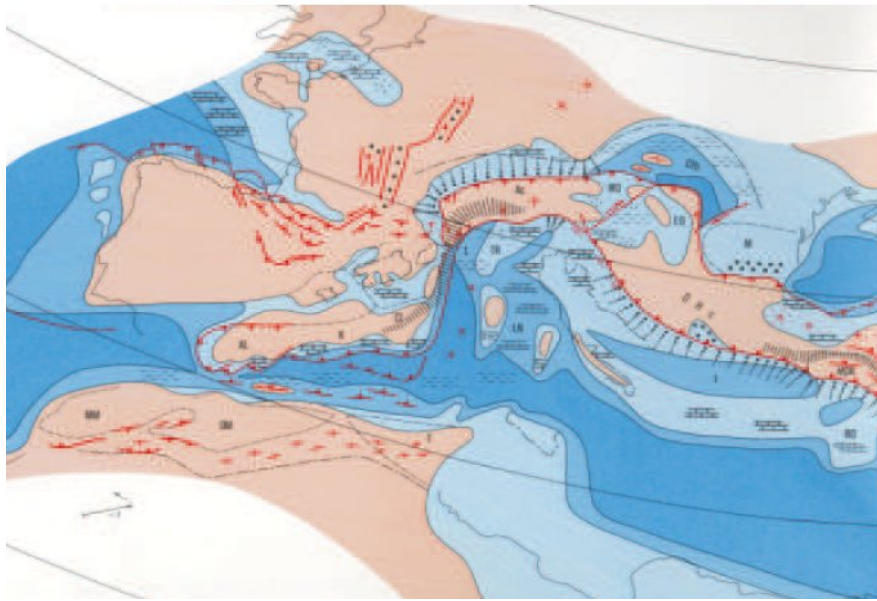


Fig. 11 -Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_35 Ma (Dercourt *et al.*, 1986, In Nocquet, 2002) .

A partir de l'Oligocène supérieur, un prisme d'accrétion (formé des unités de flyschs) se développe entre les Kabyliques et la marge africaine (Roca *et al.*, 2004). A l'arrière de la subduction de la Téthys s'ouvre l'actuel bassin algérien, entraînant avec lui la dérive du domaine AlKaPeCa vers le S-E (fig. 12) (Lonergan et White, 1997 ; Vergés et Sabat, 1999 ; De Lamotte *et al.*, 2000 ; Mauffret *et al.*, 2004). C'est probablement le roll-back de la subduction de la Téthys qui provoqua la séparation de l'AlKaPeCa du continent Eurasiatique (De Lamotte *et al.*, 1991 ; De Lamotte *et al.*, 2000 ; Lonergan et White, 1997).

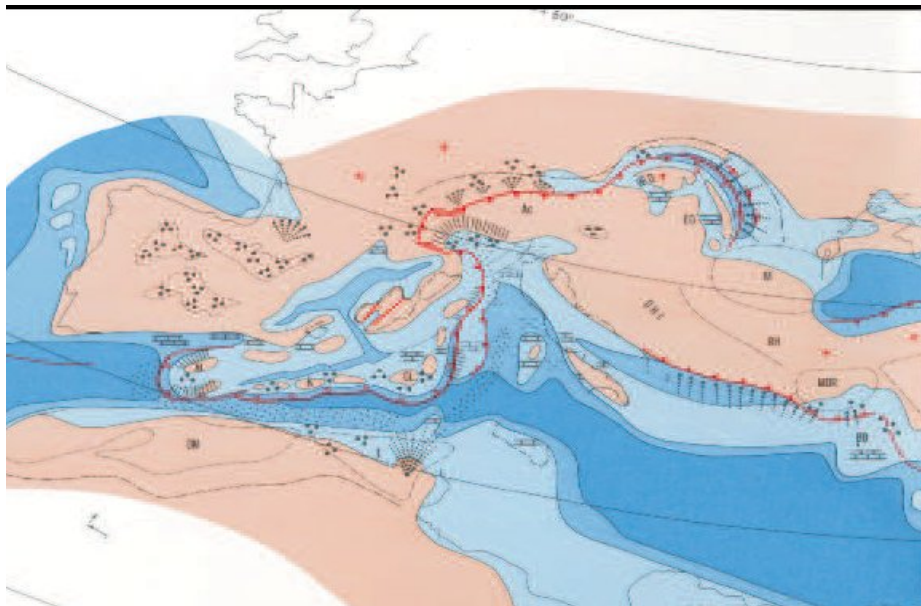


Fig. 12 -Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_20 Ma (Dercourt *et al.*, 1986, In Nocquet, 2002).

e. Entre -18 et -13 Ma, les Kabyliques furent totalement accolées à la plaque africaine bloquant l'ouverture du bassin algérien (Alvarez *et al.*, 1974 ; Vergès et Sabat, 1999 ; De Lamotte *et al.*, 2000 ; Rosenbaum *et al.*, 2002 ; Mauffret *et al.*, 2004). Toutefois, la rotation de la plaque corso-sarde a permis au bassin Nord-algérien de continuer à s'ouvrir durant le Burdigalien. Cette collision des massifs de l'AlKaPeCa avec la plaque africaine va provoquer dans le bassin nord-algérien, le glissement, sous forme d'olistostromes et de nappes gravitaires, d'une partie des flyschs et des marnes des zones externes accumulés tectoniquement au Sud de la Dorsale (Bouillin, 1978). A ce stade, la Téthys maghrébine est complètement suturée et les zones internes kabyles et péloritaines sont attachées à l'Afrique (fig.10-d).

Par ailleurs, il y a lieu de signaler que la dérive du bloc Alboran vers l'Ouest, survenue juste après cette collision, est probablement l'oeuvre de mouvements décrochants (Mauffret *et al.*, 2004). Il semble que ce soit le détachement du "slab" sous le Nord de l'Algérie qui enclencha le roll-back de la subduction vers l'Ouest, par déchirement de la lithosphère, d'où le déplacement d'Alboran vers l'Ouest (Spakman et Wortel, 2004). Cette déchirure lithosphérique s'amorce au niveau de la côte algérienne centrale et orientale, et se propage par la suite vers l'Ouest et vers l'Est (Spakman et Wortel, 2004).

En outre, après le recul rapide de la subduction durant l'Oligocène supérieur - Miocène moyen, une extension s'initie progressivement dans les plaques chevauchantes formant les nombreux bassins extensifs dans les domaines égéen, tyrrhénien, pannonien et alboran. Ces domaines sont caractérisés par des croûtes continentales amincies voire des croûtes océaniques (Gueguen *et al.*, 1998).

Scellés dans les zones internes au **Langhien** (-15 Ma) par les bassins sédimentaires, les chevauchements se poursuivent, dans les zones externes, au Serravallien et au Tortonien. Ils indiquent la poursuite de la convergence entre les zones internes et la marge africaine accompagnée d'une migration de la déformation vers le Sud (De Lamotte *et al.*, 2000) (figure 10-d et e).

Il ne faut pas oublier que la fin de cette subduction correspond au début d'un épisode distensif «post-collisionnel » (Aïte, 1995 ; Aïte et Gélard, 1997) qui comporterait, d'après Guiraud (1977), deux (2) périodes:

- La première est responsable de la formation des bassins du Cheliff et de la Mitidja (du Burdigalien supérieur au Langhien)
- La deuxième affecte les zones externes (du Tortonien Supérieur - Zancléen jusqu'au Pléistocène).

Cet épisode distensif, probablement lié au rebond lithosphérique entraîné par le détachement de la plaque plongeante (Zeck, 1996) survenu **à la fin du Miocène**, provoque au même moment, un soulèvement général des Kabyliques et du Tell (Spakman et Wortel, 2004). Aussi, la remontée de la lithosphère est supposée responsable du magmatisme calco - alcalin qui commence à se manifester au Langhien (-15 Ma), le long de la marge, jusqu'au Pléistocène (Maury *et al.*, 2000).

f. du Miocène supérieur à l'Actuel :

Dans les Alpes, le **Miocène supérieur** (fig.13) se caractérise par la migration des chevauchements vers l'ouest sur le domaine de la Bresse. En Afrique du Nord, les contraintes d'écrasement engendrent les grandes nappes comme celles à vergence sud de l'Atlas Tellien développées surtout entre El Asnam et Annaba (Biju-duval *et al.*, 1977).

En outre, il y a lieu d'indiquer que durant le **Messinien**, une « crise de salinité » est observée. Cette dernière a débuté il y a 5.96 Ma et s'est terminée par la remise en eau il y a 5.33 Ma (Gautier *et al.*, 1994 ; Cunningham *et al.*, 1997 ; Krijgsman *et al.*, 1999 ; Roger *et al.*, 2000). Cet événement est la conséquence du soulèvement de la région de Gibraltar sous l'effet de la tectonique (Duggen *et al.*, 2003). En effet, cette surrection a suspendu l'approvisionnement en eau de la Méditerranée depuis l'Atlantique. Ne se renouvelant plus, la Méditerranée, subit à la faveur d'une évaporation progressive, une forte baisse du niveau de la mer ainsi que d'importants dépôts d'évaporites. La baisse du niveau marin se retrouve non seulement à l'origine du creusement de nombreux canyons sur les pentes et la création de Gilbert deltas, mais également du remodelage morphologique des marges méditerranéennes (Clauzon et Rubino, 1988). Cependant, depuis la remise en eau (Zancléen), les marges présentent quasiment les mêmes morphologies et dispositions qu'à l'heure actuelle (Domzig, 2006).

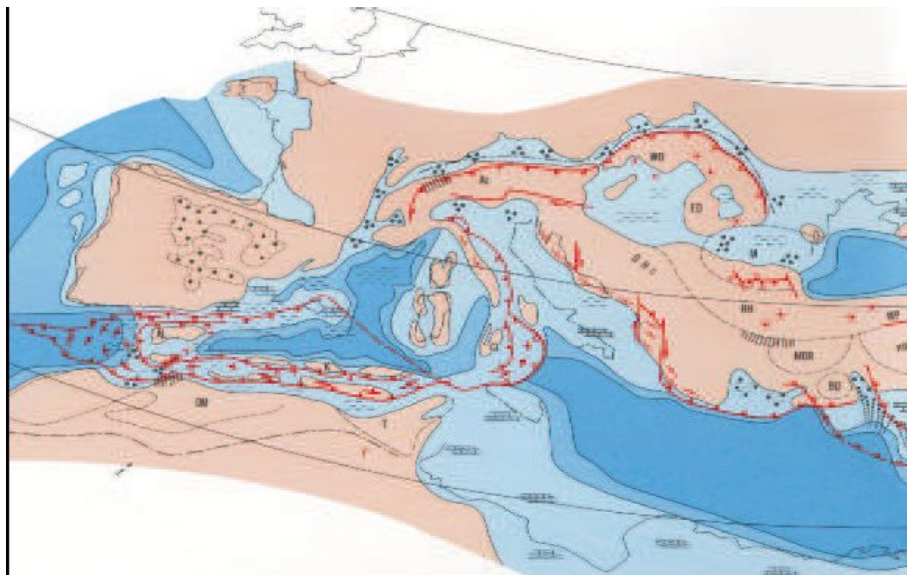


Fig. 13 -Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_10 Ma (Dercourt *et al.*, 1986, In Nocquet, 2002).

Par ailleurs, il faut retenir que du Miocène supérieur à l'Actuel (fig.14), la convergence de l'Afrique vers l'Europe continue impliquant la continuité des déformations tectoniques en Méditerranée occidentale. Le mouvement de l'Afrique par rapport à l'Eurasie stable prend sa direction actuelle vers le N-W. L'ouverture des bassins de la Méditerranée occidentale est maintenant localisée dans la partie S-E de la mer tyrrhénienne.

D'autre part, les zones de subduction continuent à migrer vers les « bordures libres » et consomment à l'heure actuelle les derniers restes océaniques de l'Océan Téthysien. La subduction active concerne de nos jours, l'arc de Calabre et la fosse hellénique, en arrière de la ride méditerranéenne. Cette dernière est d'ailleurs en train de chevaucher le pied de la marge libyenne (fig.14)

Alors qu'une époque de stabilité relative régnait durant le Pliocène terminal, au Quaternaire, le bloc Alboran entre en collision avec une saillie du Maghreb, et le bloc tyrrhéo-corso-sarde avec l'Italie. La tectonique superficielle n'est plus en rapport direct avec la tectonique miocène mais relève d'une tectonique intracontinentale de compression généralisée (Vidal, 1977).

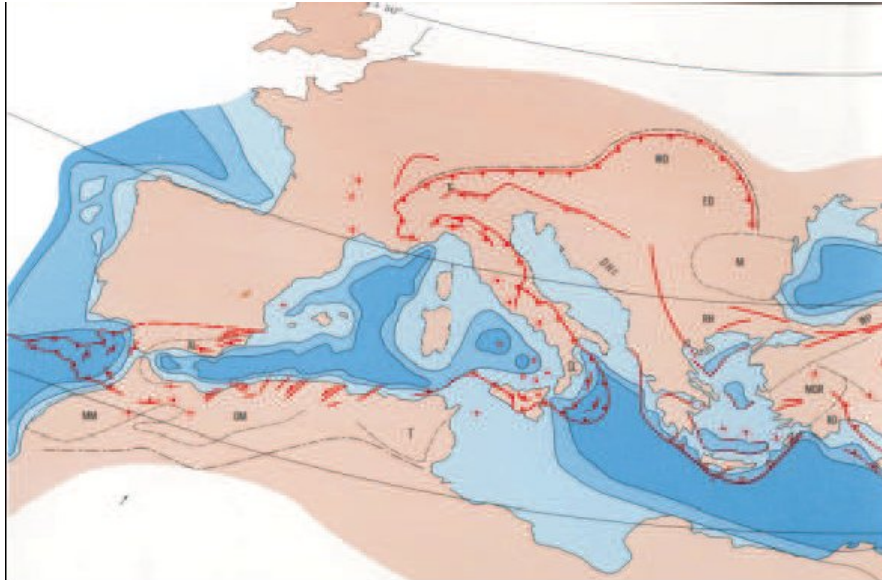


Fig. 14 -Reconstitution paléogéographique de l'histoire de la Méditerranée_ **Actuel** (Dercourt *et al.*, 1986, In Nocquet, 2002).

Cette seconde phase tectonique est principalement enregistrée dans les chaînes atlasiques (De Lamotte *et al.*, 2000 ; Benaouali - Mebarek *et al.*, 2006). En Algérie, par contre, elle affecte aussi bien le bassin du Chélif (Megrahoui *et al.*, 1986) que l'Algérois (Boudiaf, 1996) en développant des chevauchements, des plis de rampe et des décrochements (**fig.10-e**).

Pour conclure, on peut dire que les grands traits de la géologie méditerranéenne apparaissent comme le résultat d'une succession d'étapes gouvernées par les mouvements relatifs de l'Afrique et de l'Europe.

Entre -67 et -49 Ma, la convergence est relativement E-W (Dewey *et al.*, 1989), permettant une convergence faible sous les domaines calabrais, maghrébins et sous le futur domaine d'Alboran. De l'Eocène Supérieur à l'Oligocène inférieur (-35 -30 Ma), la subduction de l'océan situé au Nord de la future plaque arabe s'achève et la collision directe entre l'Afrique et l'Europe débute. Une forte réduction de la vitesse absolue vers le Nord de l'Afrique s'initie, et le régime tectonique change de façon importante (Jolivet et Faccenna, 2000). Les dernières roches de haute pression (HP) des Alpes sont exhumées de même que les schistes bleus cycladiques. Sur ce transect, l'extension est déjà active dans le Rhodope.

Cependant, Carminati et Doglioni (2004) affinant les reconstitutions paléogéographiques de Dercourt *et al.* (1986) et Gueguen *et al.*, (1998) pour les derniers 45 Ma, confirment que la migration vers l'Est de l'arc de subduction apenninique depuis 25 Ma a parcouru 775 km contre 135 km de raccourcissement entre l'Afrique et l'Europe pendant la même période. Ces auteurs concluent que la migration de l'arc des Apennines-Maghrébides ne peut pas être considérée comme la conséquence de la relative convergence N-S entre l'Afrique et l'Europe mais comme plutôt le résultat du retrait du "slab" qui est le phénomène géodynamique

majeur pendant cette période. Ce retrait du ‘slab’, aujourd'hui sous les Apennins, a été associé à l'ouverture simultanée des bassins ligurien et tyrrhénien qui s'est produite il y a -30 Ma alors que la convergence N-S Afrique/Europe se poursuivait et que le front de déformation alpin avançait vers les avant-pays (fig. 15 et 16).

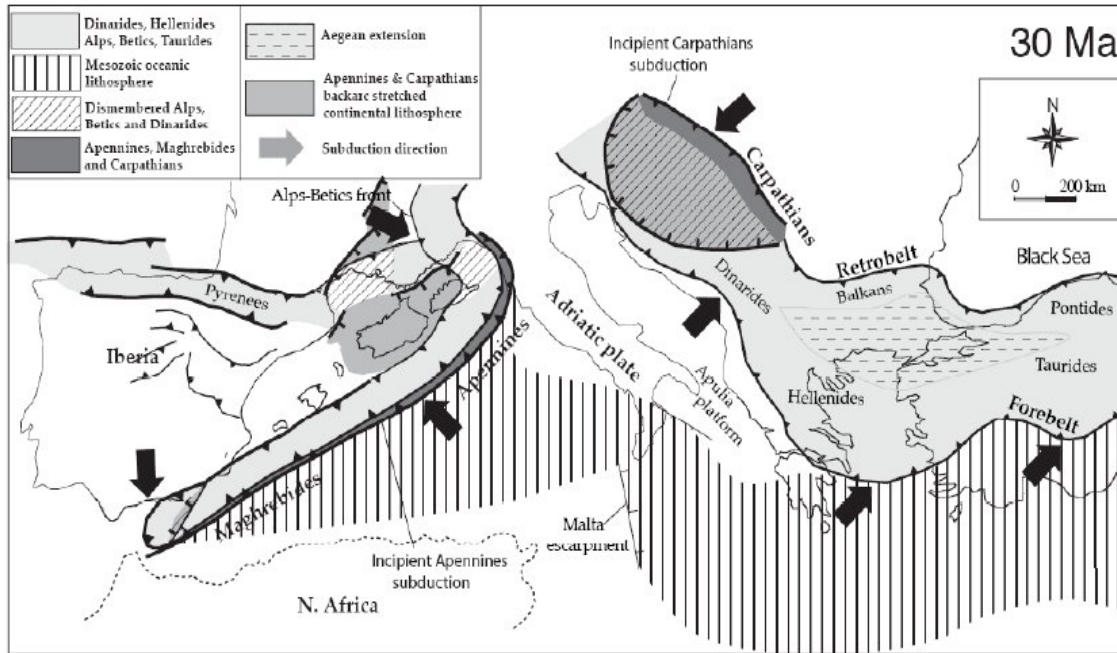


Fig.15 : Carte de l'évolution paléo-tectonique Méditerranéenne (-30 Ma), (Carminati et Doglioni, 2004).

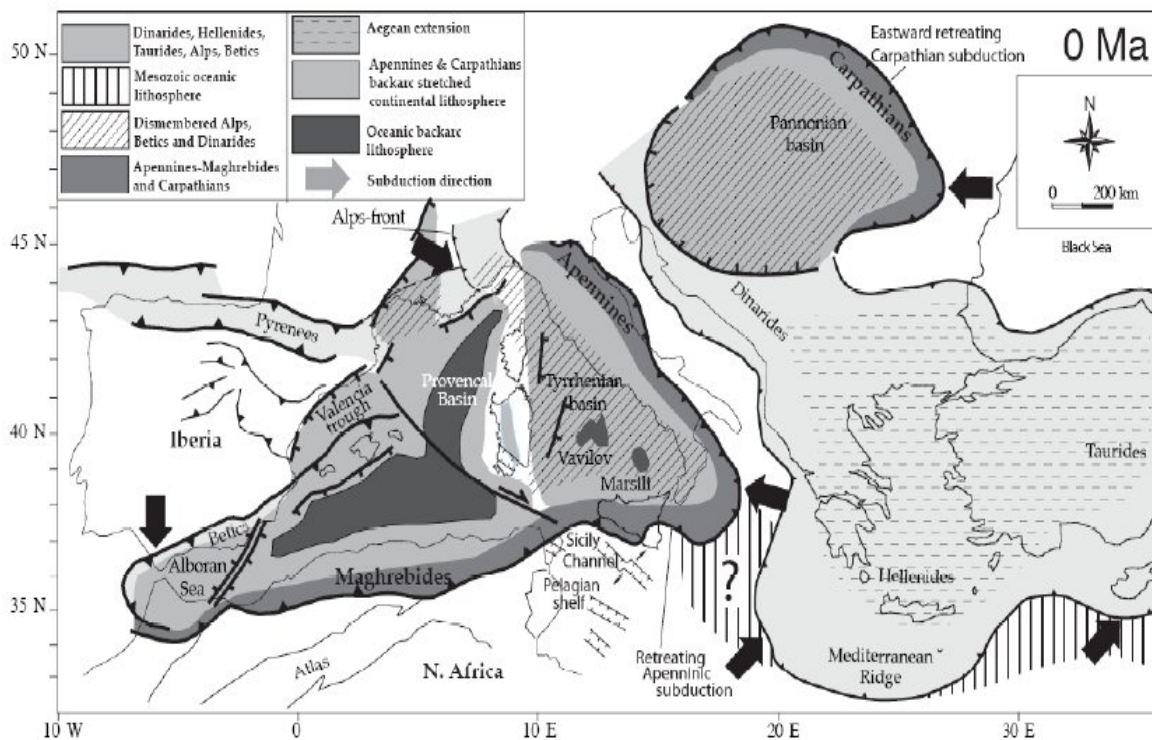


Fig.16 : Carte de l'évolution paléo-tectonique Méditerranéenne (Présent). (Carminati et Doglioni, 2004).

1.2. La cinématique des plaques (convergence Afrique – Eurasie)

La convergence Afrique-Eurasie, liée à l'expansion océanique au niveau de la dorsale Atlantique, détermine la condition cinématique aux limites du système Méditerranée - Chaînes alpines. La compréhension de la cinématique de ces frontières de plaques se heurte à deux problèmes majeurs : la direction et la vitesse de convergence Afrique/Europe restent mal connues.

En ce qui concerne la vitesse d'extension, entre les plaques Eurasie - Amérique du Nord, Afrique -Amérique du Nord et Afrique - Amérique du Sud, a pu être mesurée à partir des anomalies magnétiques portées par les basaltes nouvellement créés au niveau de la dorsale. Les vitesses, ainsi obtenues, indiquent une ouverture moyenne pour l'Atlantique nord de 25 mm/an et 40 mm/an pour l'Atlantique sud (fig.17). Conséquence de cette différence de vitesse d'ouverture, l'Afrique présente un mouvement de rotation antihoraire par rapport à l'Europe avec un pôle de rotation situé au large du Maroc.

Par ailleurs, il y a lieu de signaler que le manque d'équipement en sites géodésiques de bonne qualité sur la plaque africaine a empêché toute estimation précise de la cinématique Afrique/Eurasie. Cependant, les estimations publiées à ce jour sur la vitesse de convergence correspondent uniquement à des valeurs prédites par des modèles cinématiques.

D'après les modèles NUVEL1A et Model 1 (fig. 18), les vitesses calculées dans les Maghrébides, sur le long terme (sur les 9 derniers Ma), varieraient entre 4 mm/an (à 0°E de longitude) et 6 mm/an (à 10°E de longitude) (DeMets *et al.*, 1990 et 1994 ; Sella *et al.*, 2002). Concernant les méthodes géodésiques, les vitesses sont calculées pour le court terme (les 10 dernières années) : la convergence aurait une vitesse de 5.1 mm/an vers le N-W à la longitude d'Alger (Calais *et al.*, 2003 ; Nocquet et Calais, 2004) (fig. 19).

Cette différence dans les valeurs peut s'expliquer, entre autres, par un ralentissement récent du mouvement de convergence ou une sismicité non homogène, et des « clusters » dans le temps. Il est donc possible que cela corresponde à une période de relative quiescence.

La part de la convergence totale Afrique/Eurasie absorbée dans les chaînes du Maghreb reste inconnue. Les estimations basées sur la sommation du tenseur des moments sismiques, la sismicité connue sur la côte nord de l'Algérie, l'absence de mouvement relatif du bloc Corso-Sarde par rapport au continent européen, la faiblesse de la déformation dans les Alpes, sont autant d'indices qui suggèrent que la quasi-totalité de la convergence doit être absorbée par la marge algérienne, dans les Kabyliques et le Tell (Yielding *et al.*, 1989 ; Meghraoui *et al.*, 1996).

Depuis au moins le début du Pliocène, la déformation active est principalement concentrée au Nord de l'Afrique. Toutefois, les incertitudes sur les vitesses de déformation restent très grandes.

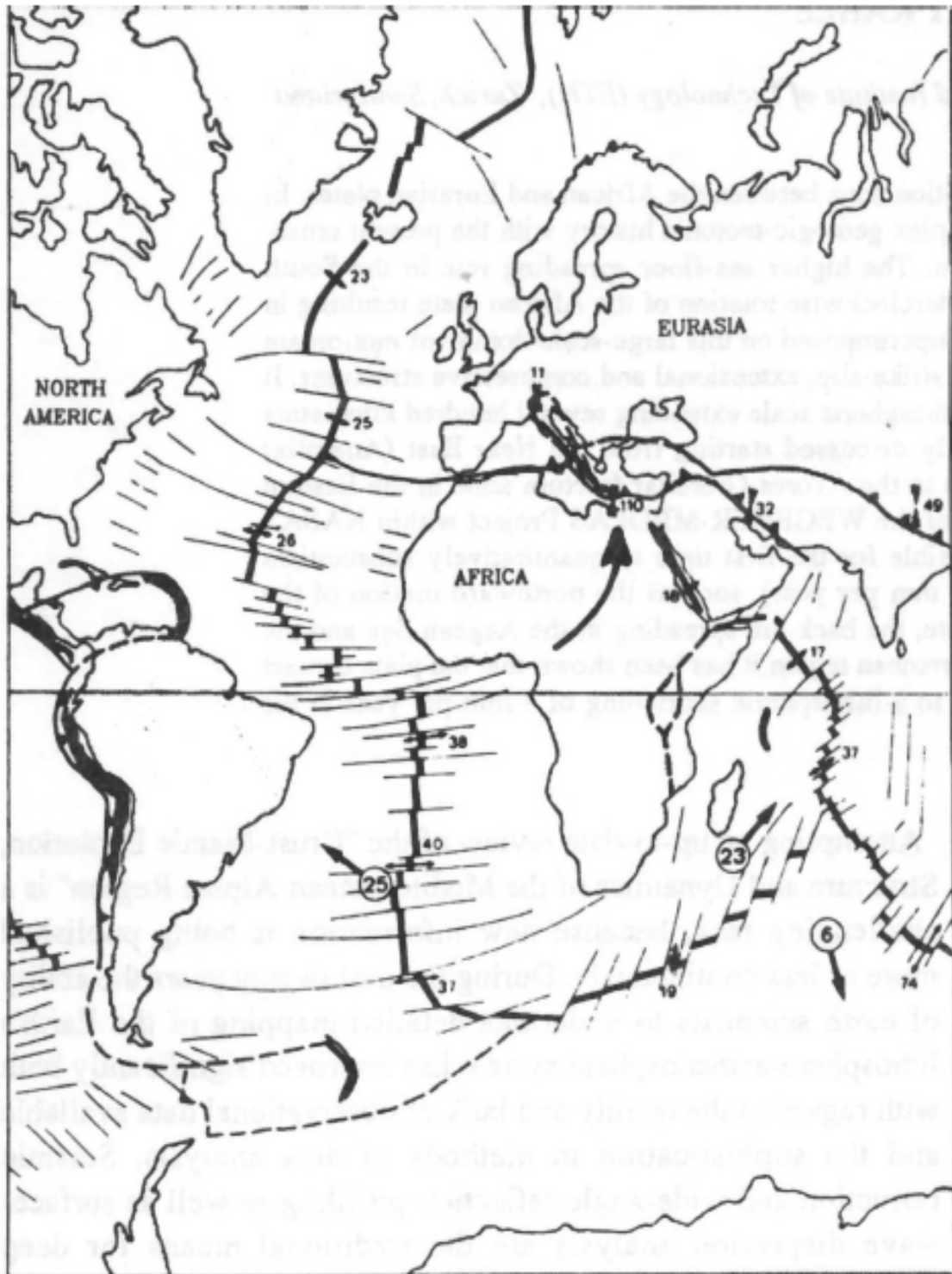


Fig. 17 : Configuration actuelle des plaques tectoniques Amérique du Nord, Amérique du Sud, Afrique et Eurasie ; les nombres sur les dorsales indiquent les vitesses relatives entre les plaques ; les chiffres entourés indiquent les vitesses dans un référentiel lié aux points chauds d'après Tarling [1982] et Trümpy [1985]; les chiffres dans les Alpes étaient ceux attendus avant que les mesures géodésiques ne débutent. D'après Mueller et Kahle, 1993.

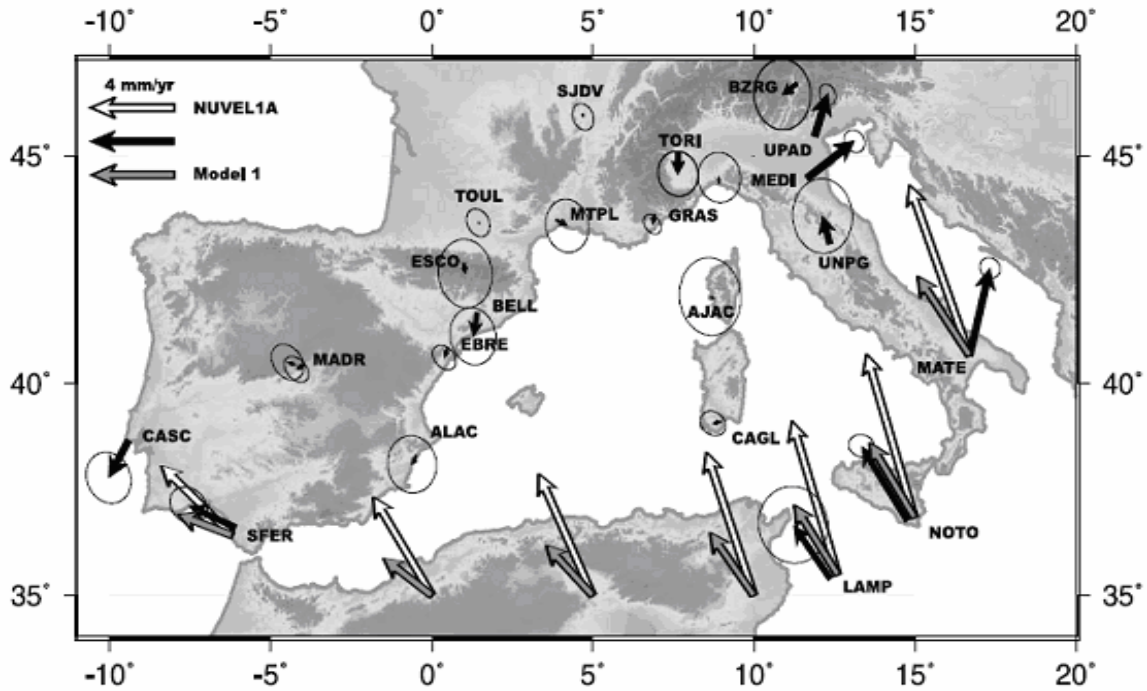


Fig. 18 : Vitesses calculées par les modèles NUVEL1A et Model 1 dans les Maghrébides.

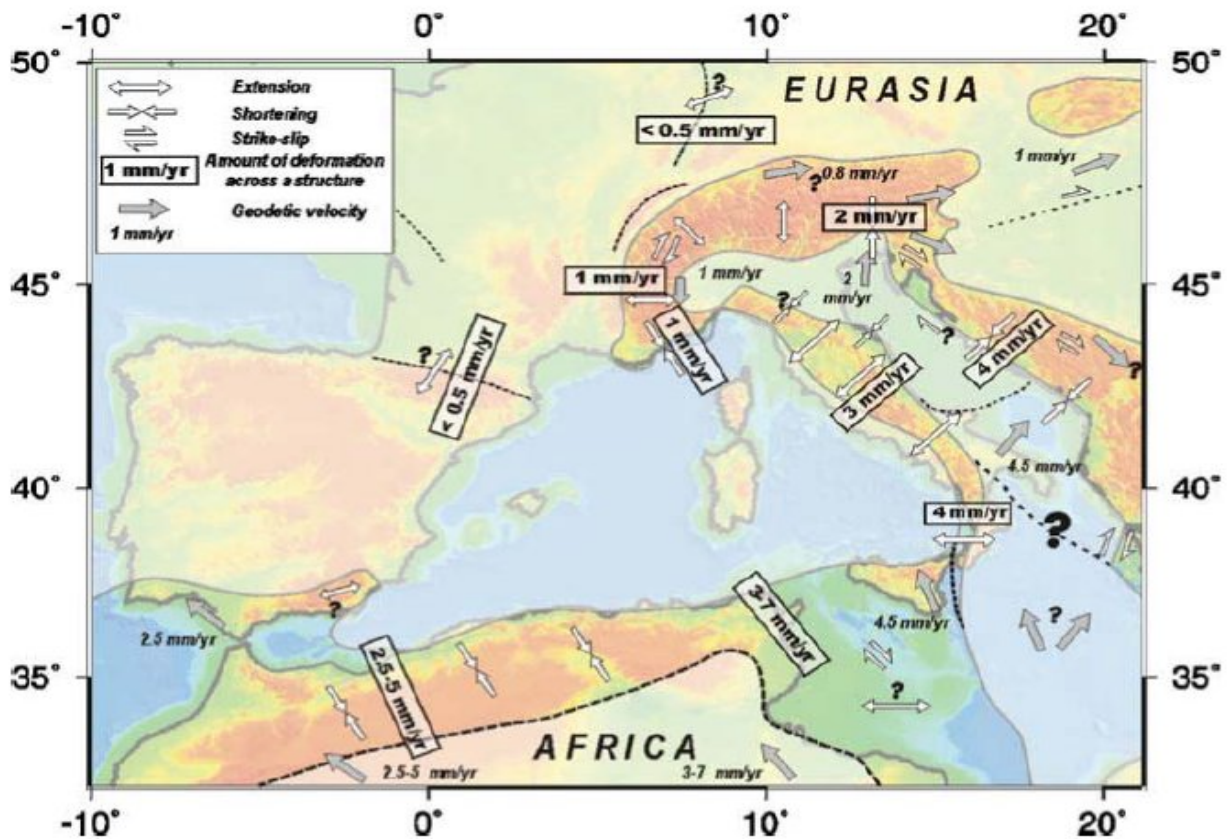


Fig.19: Zone de la limite de plaque Afrique-Europe en Méditerranée Occidentale, et quantité de déformation dans les zones sismiquement actives (en surbrillance) (Nocquet et Calais, 2004). Les flèches blanches indiquent le régime de contrainte et les flèches grises, la direction de mouvement par rapport à l'Europe stable.

En effet, des études utilisant les mécanismes au foyer ont donné les taux de déformation suivants :

- D'après Meghraoui *et al.*, (1996), le Rif et le Tell peuvent accommoder entre 1 et 2.3 mm/an.
- Selon Buforn *et al.*, (2004), la région située entre Oran et Alger peut accommoder 2.7 mm/an.

Cela suppose donc qu'une grande partie de la déformation est située ailleurs, éventuellement plus au sud, dans l'Atlas, ou bien en mer. Avec un modèle néotectonique, Jimenez-Munt et Negrodo (2003) prévoient des failles inverses tout le long de la marge algérienne avec des vitesses de glissement de 4.7 à 5.9 mm/an. En étudiant les séismes et les données GPS, Serpelloni *et al.*, (2007) et Stich *et al.*, (2006), obtiennent des vitesses de 2.7 à 3 mm/an au N-W de l'Algérie, et jusqu'à 3.9 mm/an au N-E (fig. 20)

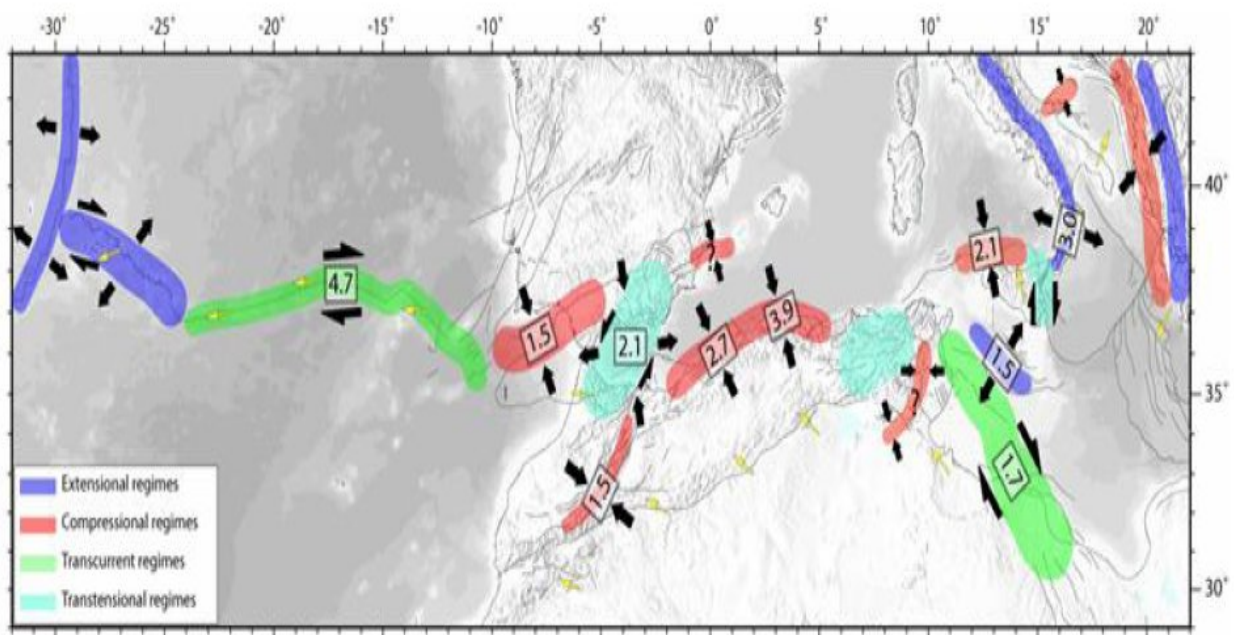


Fig. 20 : Principaux régimes cinématiques et tectoniques de la limite de plaque Nubie-Eurasie (Serpelloni *et al.*, 2007). Les vitesses de déformation sont exprimées en mm/an.

Les Pyrénées et les Alpes n'accommodent qu'une très petite partie de la déformation actuelle (fig. 21) entre l'Afrique et l'Europe. Les derniers travaux de Nocquet et Calais (2004), apportent des valeurs plus faibles que celles du modèle Nuvel 1A, et que leurs principaux résultats sont une extension de l'ordre de 1 mm/an perpendiculairement à l'axe de la chaîne, et une possible extension de 0,5 mm/an NNE-SSW dans les Pyrénées et ESE-WNW dans le Fossé Rhénan. Le taux de déformation au niveau de la chaîne pyrénéenne et dans les Alpes est donc nettement inférieur à celui de l'Afrique du Nord et de l'Italie. En Italie, par contre, l'accommodation de la convergence s'exprime par une rotation anti-horaire de la plaque adriatique et par une sismicité assez importante au niveau des Apennins.

Enfin, les données géodésiques s'accordent à proposer une direction de convergence Afrique/Eurasie autour N45°W à la longitude de la Sicile.

En conclusion, on peut dire que le Nord de l'Algérie évolue, depuis probablement la fin du Miocène, dans une phase clairement post-collisionnelle avec un serrage actif au centre et à l'Est de l'Algérie. Dans la partie occidentale du bassin algérien, la transition océan - continent est très abrupte, ce qui joue très probablement un rôle clé dans la répartition latérale de la déformation. Aussi, la transition entre le régime extensif (Terceira ridge) - décrochant (faille de Gloria) - compressif (Maghrebides) indique que le régime de déformation est dominé par la rotation de l'Afrique par rapport à l'Eurasie. Cependant, à partir de la Tunisie, ce schéma se complique avec l'extension le long des Apennins et suggère que d'autres processus géodynamiques modifient le champ de déformation associé à la convergence.

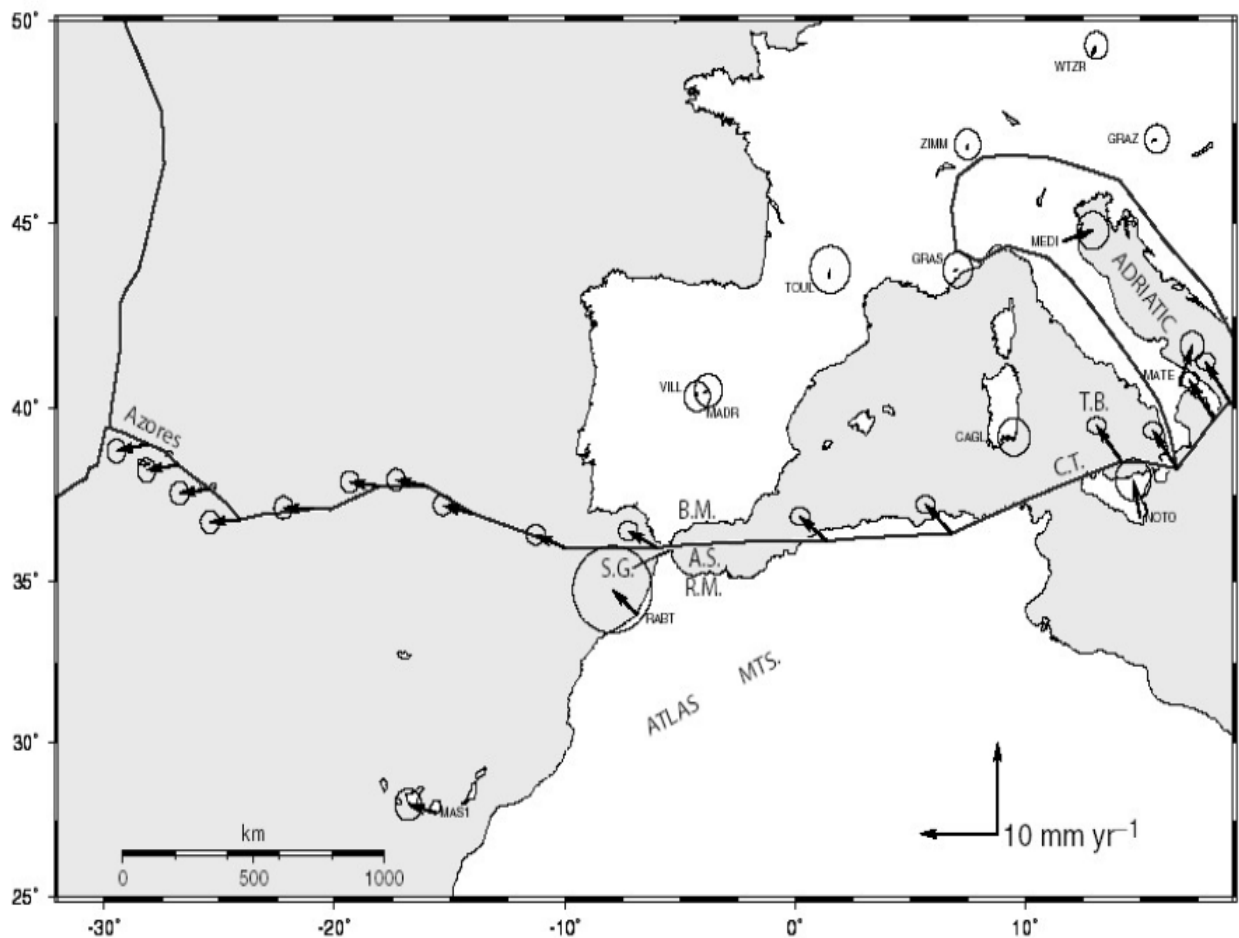


Fig.21 : Mouvements de l'Afrique par rapport à l'Eurasie le long de la limite de plaque en Atlantique orientale et en Méditerranée occidentale d'après des données GPS (McClusky *et al.*, 2003). B.M: Bétyques, A.S: Mer d'Alboran, R.M: Rif, S.G: Déroit de Gibraltar, C.T: fosse de Calabre, T.B: bassin tyrrhénien.