

1.3. Structurale régionale

1.3.1. Cadre structural de la Méditerranée occidentale :

L'Afrique du nord englobe la bordure du craton africain (le domaine saharien), la zone de transition avec la chaîne alpine (le domaine atlasique) et une portion méridionale de la chaîne alpine (le domaine tello-rifain). Le modèle se complique vers l'Ouest par l'individualisation de sous plaques (bloc rifain, plaque Alboran) et d'un faisceau de failles (couloir Nekor-Melilla) au contact des deux ensembles africain et eurasiatique (fig. 22). Ci après, un aperçu sur ces unités structurales:

1.3.1.1. Le domaine saharien :

Cette unité forme une large barrière qui sépare le domaine méditerranéen au Nord du domaine tropical au Sud. Elle correspond à la partie septentrionale restée stable de la plaque africaine. Le massif des Eglab à l'Ouest et le massif du Hoggar à l'Est forment, pratiquement, la limite méridionale du Sahara algérien. L'accident sud atlasique, linéament qui se prolonge sur plus de 2000 km d'Agadir au Sud tunisien, constitue la limite Nord de ce domaine.

1.3.1.2. Le domaine atlasique :

L'Atlas saharien (qui forme une longue suite de reliefs orientés NE-SO s'étendant de la frontière marocaine à celle de la Tunisie) et le Haut Atlas forment la partie méridionale du domaine atlasique. Quant au Moyen Atlas, il s'y accole au Sud. Vers le N-E, le Moyen Atlas s'éloigne du domaine atlasique d'une manière inclinée et forme une séparation nette entre la meseta marocaine et la meseta oranaise. Dans la meseta oranaise, les quelques bombements ou horsts favorisent l'apparition du socle qui se termine, à la limite du domaine tellien, par une bordure tectonisée.

1.3.1.3. Le domaine des Hautes Plaines:

Ce domaine est localisé entre l'Atlas Tellien au Nord et l'Atlas saharien au Sud, à des altitudes moyennes de 900 à 1 200 m. Ces hautes plaines sont parsemées de dépressions salées, Chotts et Sebkhass. Ces lacs continentaux ont été formés au Pléistocène sous l'effet des pluies torrentielles et du ruissellement important qui en découle.

1.3.1.4. Le domaine tello-rifain :

Ce domaine est considéré comme la partie sud de la chaîne alpine. Il est reconnaissable depuis le Sud de l'Espagne jusqu'en Tunisie par de grands ensembles qui sont (fig.22) :

- ◇ Les zones internes : elles sont formées par les unités paléozoïques de la plaque d'Alboran et des kabyrides, sans oublier les chaînes calcaires et nappes de flysch associées (non représentées sur la fig.22).
- ◇ Les zones externes : elles regroupent les nappes telliennes en Algérie, rifaines et péri-rifaines au Maroc. En Afrique du Nord, les nappes sont à déversement Sud et elles entraînent sous leur front un écaillage de la marge stable qu'elles chevauchent (fig. 23). Le Tell occidental auquel appartient l'Oranie (dorsale calcaire jurassico-crétacée et les dépressions représentées par les basses plaines oranaises et la plaine du Bas Chéelif) se place intégralement dans la zone externe. Sa complexité structurale est due probablement au nombre important d'unités dans l'ovale Bético-Rifain.

1.3.1.5. Le domaine occidental : La plaque Alboran et bloc rifain

D'après les données géologiques et géophysiques, le bloc rifain, situé entre les plaques Afrique et Alboran, aurait, au cours du Tertiaire, chevauché la plaque africaine et se trouverait en partie subducté sous la plaque Alboran (Vidal, 1977). Ces mouvements de subduction et de chevauchement sont apparemment bloqués depuis le Tertiaire (Biju duval, 1977). Aussi, le bloc rifain est séparé de l'avant pays oriental (zone péri-rifaine) par une faille NE-SW (faille de Melilla) et au sud par le front du chevauchement. La plaque Alboran, limitée au S-E par une faille transformante (fig. 22), comprend, quant à elle, les domaines internes rifain et bétique et une partie de l'Alboran.

1.3.1.6. Le couloir Nekor - Melilla :

Des failles transformantes, parallèles entre elles, limitent le domaine occidental de la zone de convergence Europe-Afrique. Au niveau du Rif, la faille verticale de Melilla de direction NE-SW sépare des provinces géologiques très différentes. D'après Hatzfeld *et al.*, (1977), son prolongement en mer provoque un linéament d'anomalies magnétiques et gravimétriques très complexes. En ce qui concerne la faille de Nekor, située à l'intérieur du domaine externe, elle n'est pas définie par des anomalies significatives, par contre une grande sismicité la caractérise. Cette dernière ne peut s'expliquer, d'après Hatzfeld *et al.*, (1977), que par les déplacements importants de la faille de Nekor.

C'est ce faisceau de failles qui aurait permis, à l'Oligo- Miocène, le coulissage, vers l'Ouest, du bloc Alboran (Tapponier, 1977). Leur originalité tiendrait, donc, à leur obliquité par rapport à la limite générale des deux plaques Europe-Afrique. Certains auteurs envisagent une prolongation de ce système de failles en mer, au Nord des Baléares, ou par le système de failles Carboneras – Almería (Tapponier, 1977), voire également au sud par un système en échelon passant par le Haut Atlas et se terminant dans la région d'Agadir (Minvielle *et al.*, 1985).

Ces accidents préexistants provenant de discontinuités importantes dans le socle anté-alpin sont vraisemblablement réactivés par l'orogénèse alpine et ont une influence sur le mécanisme et la répartition de la sismicité au niveau de l'arc de Gibraltar dans le cadre général de la tectonique des plaques (Hatzfeld, 1977).

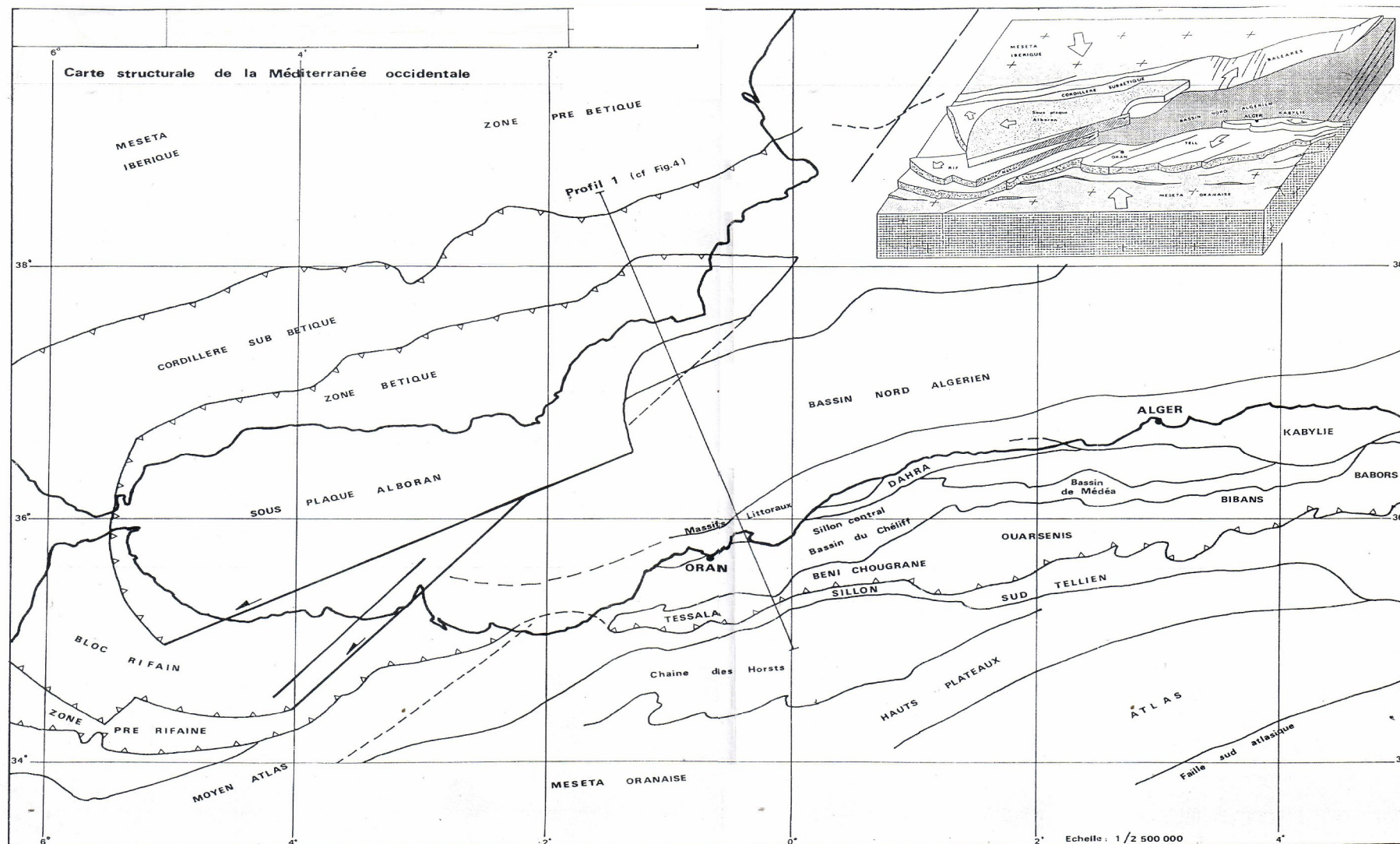


Fig. 22 : Carte structurale de la Méditerranée occidentale (SOCOTEC, 1986)

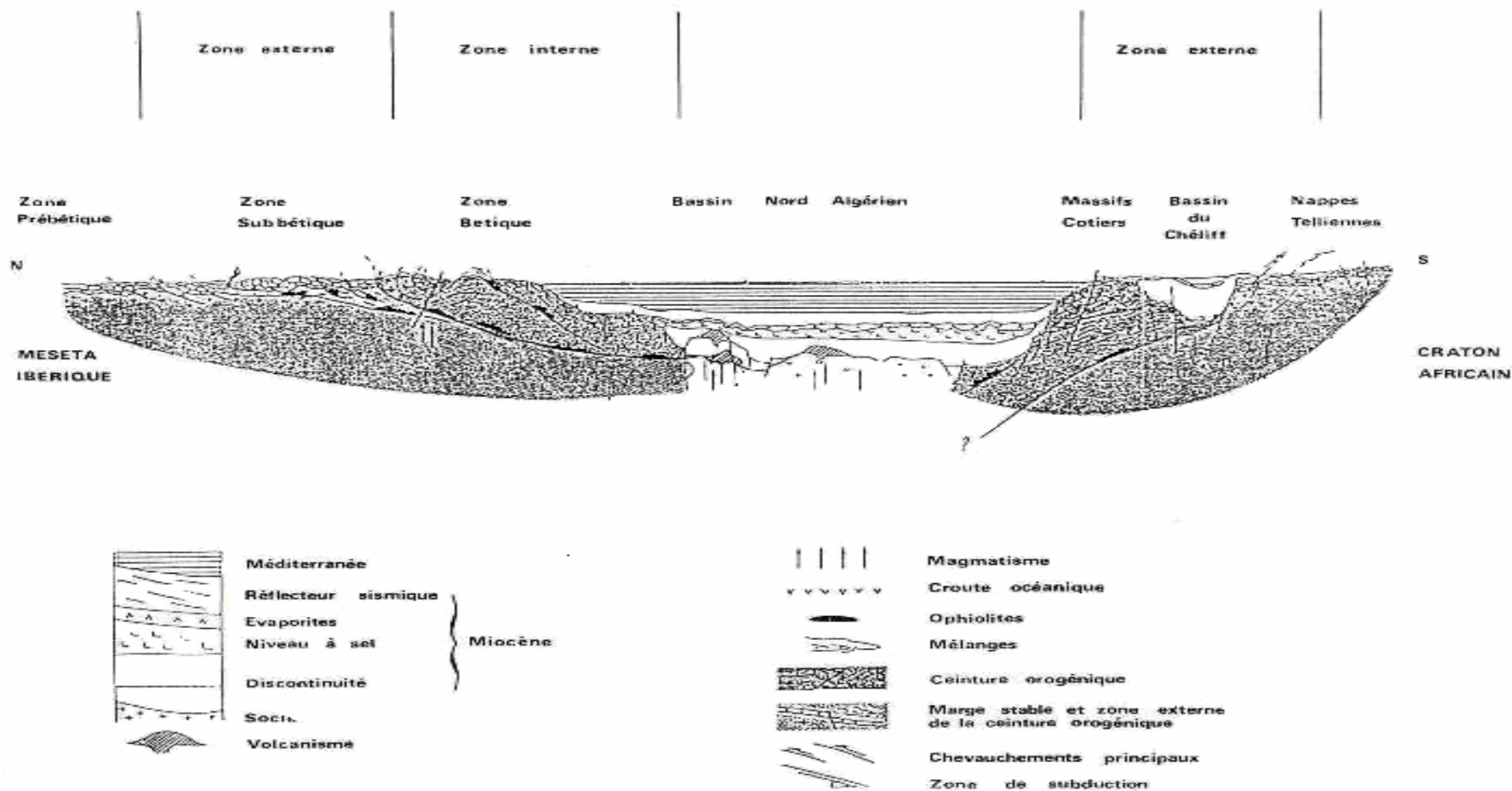


Fig. 23 : Profil schématique Nord-Sud (Profil 1 sur la fig. 22) (D'après SOCOTEC, 1986)

1.4. Cadre structural de la marge nord algérienne

L'étude de la distribution de la sismicité en Méditerranée montre que la frontière principale séparant les plaques Afrique et Eurasie en Méditerranée (fig.24) commence au milieu de l'Atlantique au point triple des Açores, passe par Gibraltar et se prolonge à l'Est dans les chaînes du Maghreb parallèlement à la côte. Au niveau de la Tunisie, la zone sismique tourne brutalement vers le N-E et forme un arc le long de la Sicile et de la Calabre pour remonter l'Italie le long des Apennins. La sismicité se prolonge dans les Alpes occidentales.

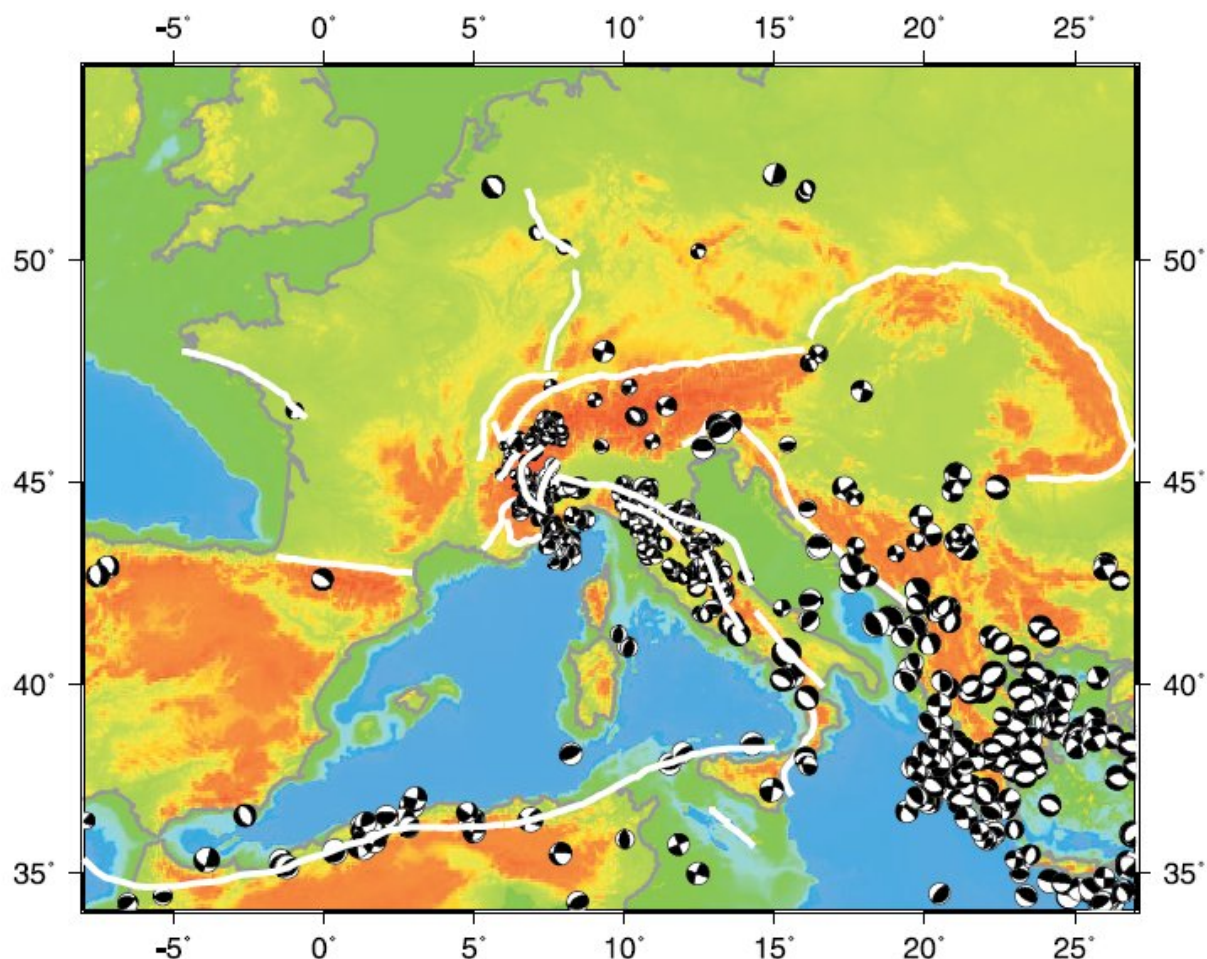


Fig. 24 : Principales structures tectoniques actives en Méditerranée (Nocquet, 2002).

Le régime de déformation, dominé par la rotation de l'Afrique par rapport à l'Eurasie, révèle, d'Ouest en Est, une transition entre le régime extensif (Terceira ridge) - décrochant (faille de Gloria) - compressif (Maghrébides). Cependant, à partir de la Tunisie, d'autres processus géodynamiques plus complexes modifient le champ de déformation associé à la convergence.

La transmission des contraintes liées à la convergence Afrique/Europe est facilitée sans doute par le rôle de la structure interne au niveau de l'Afrique du Nord qui apparemment favorise la localisation de la déformation dans certaines zones.

1.4.1. Structure crustale

L'épaisseur crustale correspond à la profondeur de la discontinuité des vitesses de propagation des ondes sismiques (discontinuité de Mohorovicic ou plus simplement Moho). Cette discontinuité est interprétée comme la limite physique et chimique entre la croûte et le manteau supérieur. La carte de la profondeur du Moho, élaborée par Panza (fig.25), est basée sur des résultats de sismique réfraction et réflexion ainsi que sur la réinterprétation de données publiées avant 1984. Elle montre que le Moho se trouve à une profondeur variant entre 26 et 16 km.

Par ailleurs, elle permet de distinguer plusieurs zones ayant des caractéristiques crustales différentes. Parmi ces zones, nous avons le bassin Algéro- provençal et la mer tyrrhénienne qui se particularisent par une croûte océanique jeune, la mer ionienne par une croûte océanique ancienne (mésozoïque).

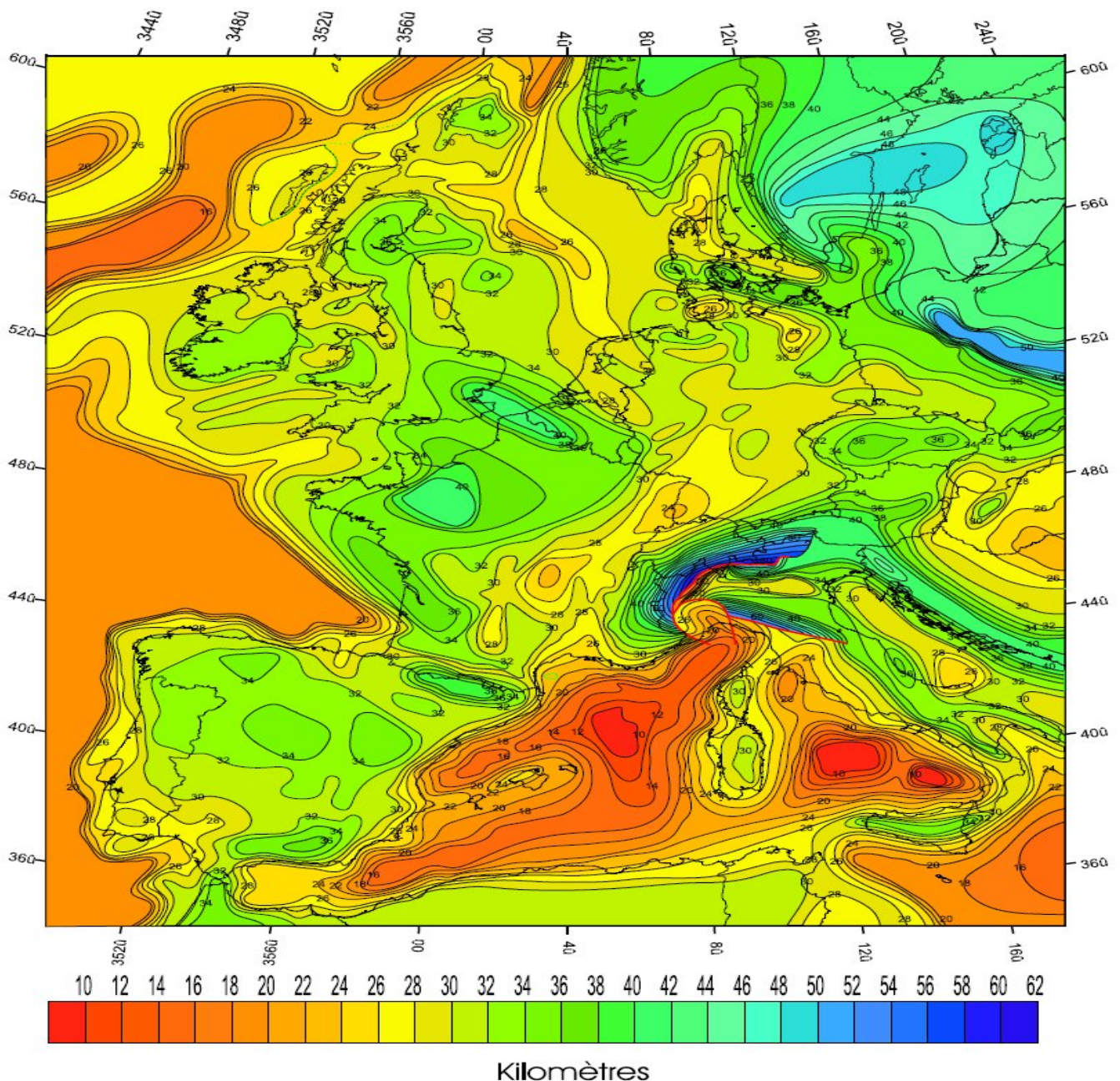


Fig.25 : Carte de la profondeur du Moho (Panza, 1984).

1.4.2. Structure lithosphérique

L'étude de la dispersion des ondes de surface émises par les télé-séismes peut donner l'épaisseur de la lithosphère. En se basant sur ce genre d'étude, Panza *et al.*, (1980) et Suhadolc *et al.*, (1990) ont proposé des cartes de lithosphère en Méditerranée. On constate que la lithosphère continentale européenne a une épaisseur de 200 km. Pour le bassin océanique, elle est de 100 km environ. La carte établie, en 1984, par Panza (fig. 26) montre que la lithosphère des bassins en Méditerranée occidentale est jeune. La lithosphère dans le bassin algéro – provençal (fig. 26) présente une épaisseur d'environ 30 km. En direction du Sud, vers la marge algérienne, on a un épaissement lithosphérique qui se situe entre 50 et 70 km. Sous les chaînes du Tell et de l'Atlas saharien, l'épaisseur lithosphérique atteint 110 km. Cette valeur a pu être interprétée par les structuralistes comme étant une racine lithosphérique liée à l'épaississement crustal, ou des reliques d'une ancienne subduction.

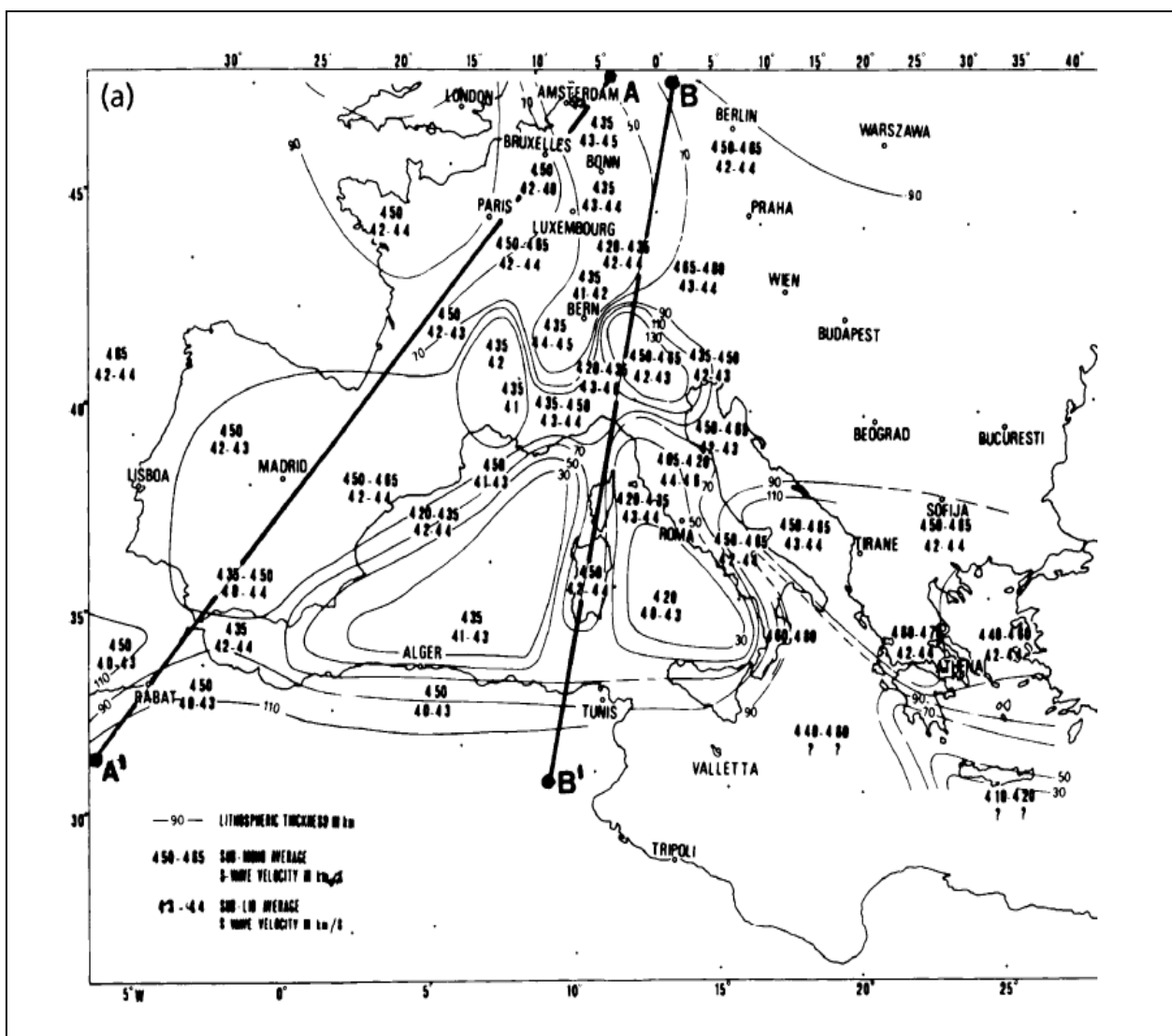


Fig. 26 : Carte de l'épaisseur lithosphérique obtenue à partir de la dispersion des ondes sismiques de surface (Panza, 1984). Les chiffres en gras indiquent les vitesses des ondes S dans la lithosphère (inférieure et supérieure) ; les chiffres plus petits indiquent l'épaisseur de la lithosphère.

1.4.3. Structure mantellique

Pour une connaissance plus approfondie de la structure interne de la Méditerranée, Spakman *et al.*, (1993) ont jugé utile de réaliser, à partir des mesures de retard des temps d'arrivée des télé-séismes et des séismes locaux, une tomographie sismique du manteau jusqu'à 1400 km de profondeur. Les anomalies positives de vitesses sismiques sont associées à des zones froides et denses. Elles sont interprétées par Spakman (1990) comme un "slab" détaché.

Dans le Sud de l'Espagne, l'anomalie positive se développe entre 150 et 670 km. A l'aplomb de l'Atlas tellien, l'anomalie positive (fig. 27) est interprétée comme le slab de la marge africaine subductée (Spakman, 1990). Ce slab, correspondant à la partie méridionale de l'arc de subduction, serait né à l'Oligocène et a migré vers l'Est jusqu'à sa position actuelle en Calabre (Gueguen *et al.*, 1998; Wortel et Spakman, 2001).

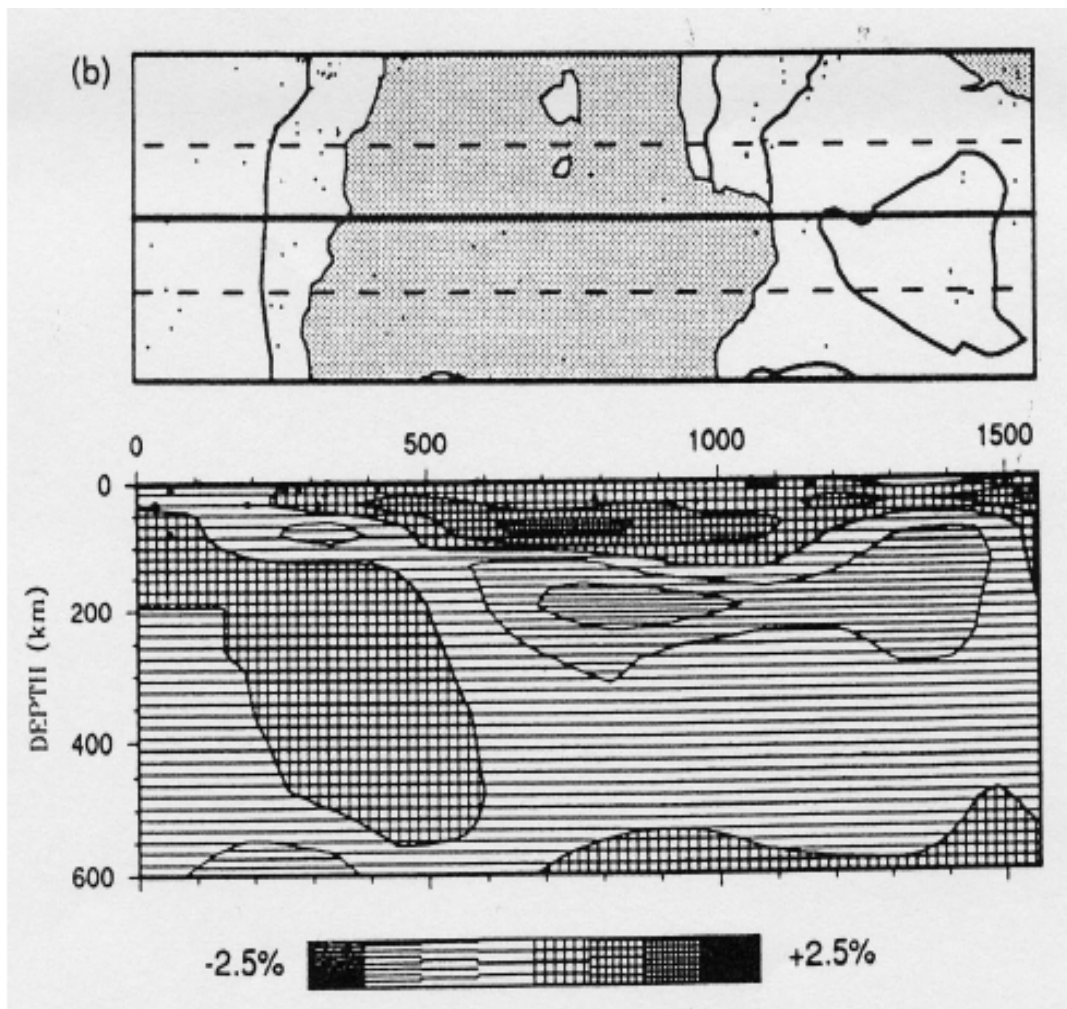


Fig. 27 : En Haut : localisation du profil ; En Bas : Coupe tomographique du manteau supérieur à travers le Massif Central, le bassin Algéro-Provençal et l'Atlas tellien (Spakman, 1990).

1.4.4. Mécanismes lithosphériques influençant la déformation de la marge

Réhault (1984) a constaté, en étudiant les mécanismes lithosphériques qui peuvent influencer la déformation de la marge, que la pile sédimentaire en pied de pente était épaisse. Cet épaississement pouvait être expliqué, entre autres, par l'existence d'un bassin flexural en pied de pente, témoin d'un probable ploiement de la lithosphère à cet endroit.

Afin de déterminer si la marge subit ou non une flexion, et si un début de subduction pouvait être envisagé, comme le proposait Auzende *et al.*, (1975), Domzig (2006) réalisa différentes cartes d'anomalies basées sur des corrections détaillées des données de gravimétrie obtenues par la campagne MARADJA. Parmi ces cartes on peut citer :

1.4.4.1. Carte des anomalies à l'air libre

La carte des anomalies à l'air libre (fig. 28) montre, en pied de pente tout le long de la marge algérienne, une forte anomalie négative qui atteint -100 mGal au large de Ténès, Alger et Djidjelli (Jijel). Aussi, la partie Est du domaine d'Alboran, est caractérisée par des anomalies à l'air libre oscillant autour de zéro (0) ou sont même positives, notamment au niveau de la ride de Yusuf. Il semble donc que le domaine d'Alboran est davantage continental car généralement les continents présentent plutôt des anomalies à l'air libre positives alors que le domaine marin présente des anomalies négatives.

A terre, principalement dans la région des Kabylides, une forte anomalie positive ($+120$ mGal) est observée. Cependant une forte anomalie négative existe à l'intérieur des terres en Algérie, qui semble liée aux bassins des Chotts (des lacs salés desséchés).

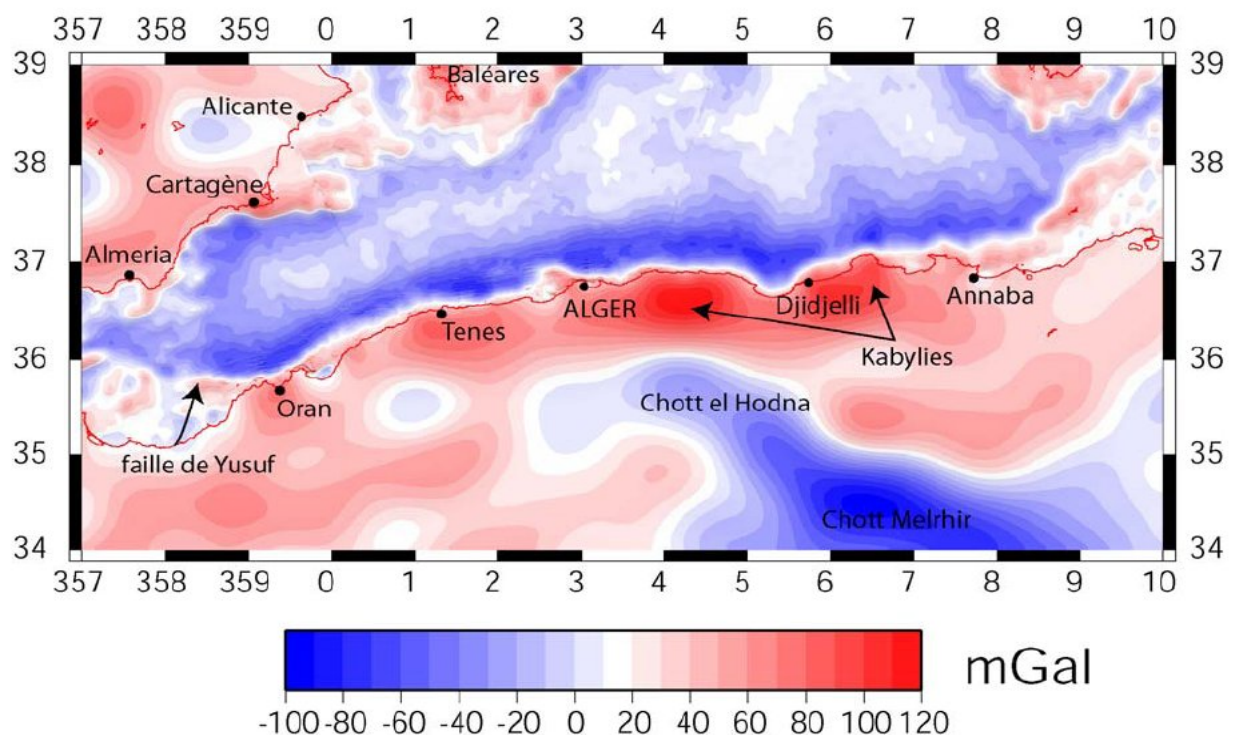


Fig.28 : Carte des anomalies à l'air libre de la marge algérienne à partir des données mondiales dérivées de l'altimétrie satellitaire et des données MARADJA 2003 (Domzig, 2006).

1.4.4.2. La carte des anomalies isostatiques pour la marge algérienne

La carte des anomalies isostatiques (fig. 29) a été obtenue, par Domzig (2006), en utilisant le modèle d'Airy illustré à la fig 30. Le long des marges du bassin algérien, et plus particulièrement au large d'Alger, Bejaia et Annaba, l'anomalie isostatique, globalement négative, peut atteindre la valeur de -100 mGal. Au contraire, à terre, les anomalies isostatiques sont généralement positives (entre 0 et $+50$ mGal) et peuvent atteindre $+100$ mGal dans les Kabyliques. Toutefois, on retrouve au niveau des Chotts une très forte anomalie négative pouvant suggérer un déséquilibre isostatique lié à de la subsidence à ce niveau. L'ensemble de ces observations indique que la région n'est pas encore à l'équilibre isostatique.

En effet, dès 1952, Gourinard a pu établir, en s'appuyant sur des données gravimétriques, que la surrection des Monts de Murdjadjo et d'Arzew, soulignés par une forte anomalie positive, est provoquée par le déséquilibre isostatique et que leurs pulsations sont au fait un simple réajustement isostatique. Quant aux massifs bordiers, comme le Dahra ou le Tessala, superposés à des anomalies négatives, ils sont apparemment en déséquilibre isostatique, et leur remontée au cours du Quaternaire ne paraît devoir s'expliquer que par un déplacement de cet équilibre (Gourinard 1954). Les oscillations de ces massifs bordiers ont été assimilées par Perodon (1957) à des mouvements épirogéniques très complexes qui ont tendance à agir sur des masses très étendues et mal individualisées. D'après lui, l'ampleur des mouvements verticaux est d'autant plus importante que l'épaisseur du Néogène est plus faible.

En ce qui concerne la Kabylie, les reliefs montagneux, sous compensés, arborent une anomalie positive: la sous compensation pourrait être expliquée, selon Domzig (2006), par une élévation du Moho plus accentuée que celle prévue par le modèle de compensation locale (la racine crustale ne compense pas la topographie élevée). En conséquence, les Kabyliques ne se seraient toujours pas équilibrées depuis leur surrection. A l'inverse, le bassin méditerranéen révèle une anomalie isostatique négative liée à une surcompensation. Cela veut dire que le bassin est plus léger par rapport à ce que le modèle d'Airy prédit. Ce phénomène correspondrait à une subsidence importante qui ferait que le Moho est plus profond que prévu par le modèle de compensation locale établi par Domzig (2006).

1.4.5. Le modèle structural :

En l'état actuel des connaissances, les hypothèses formulées pour la convergence Europe-Afrique dans un modèle de tectonique globale s'accordent sur les faits suivants :

- La convergence Europe-Afrique est définie comme une zone de raccourcissement très large et diffuse. Il est supposé que le raccourcissement entre les deux (2) plaques est absorbé au niveau de multiples discontinuités qui affectent leurs larges bordures (Guardia, 1975).
- Il y a absence de fosses ou de dorsale dans le bassin nord algérien. Les études sismiques et néotectoniques s'accordent pour une direction de compression dominante (σ_1) NNW-SSE (Tapponier, 1977).

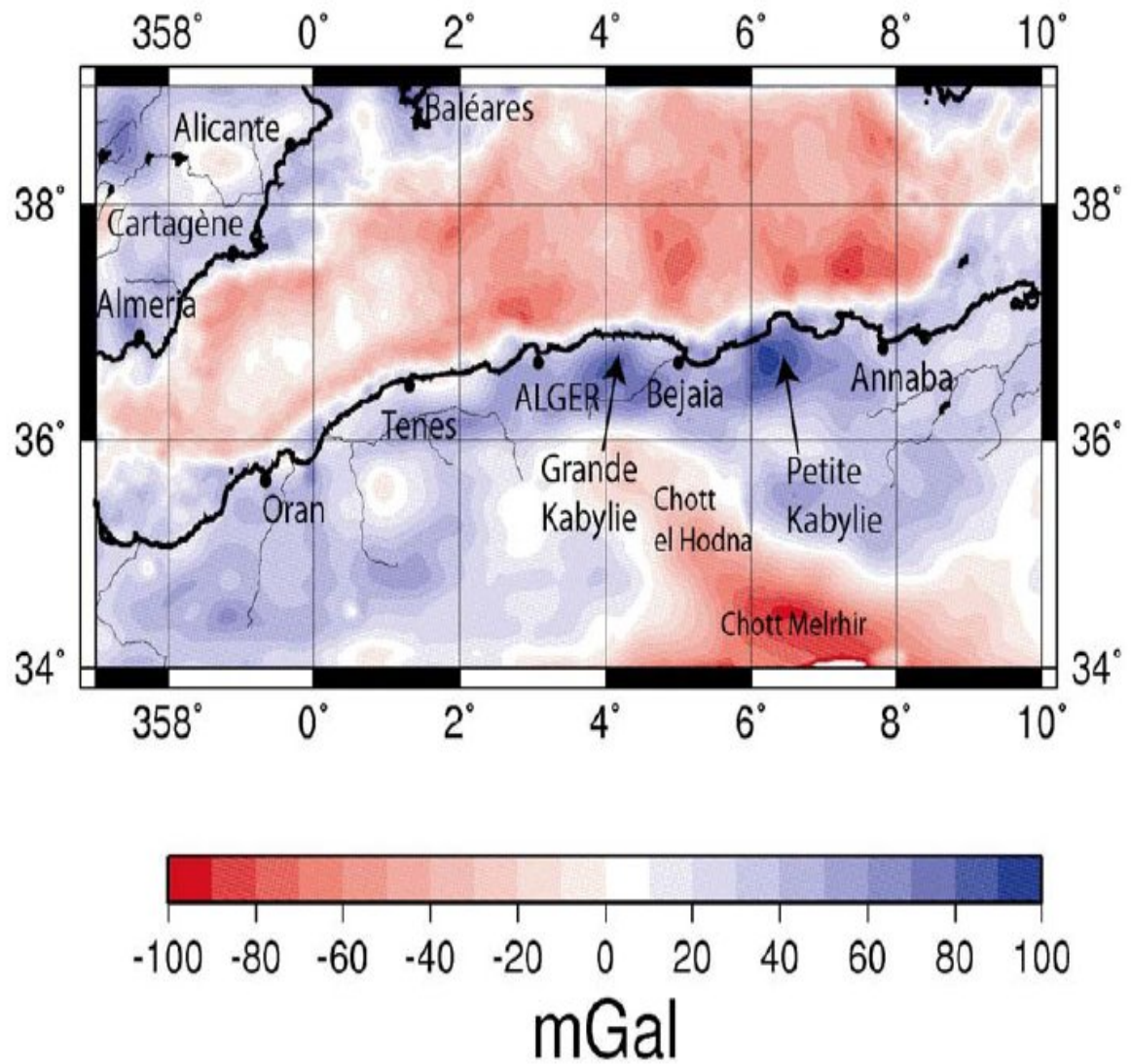


Fig.29 : Carte des anomalies isostatiques le long de la marge algérienne (Domzig, 2006)

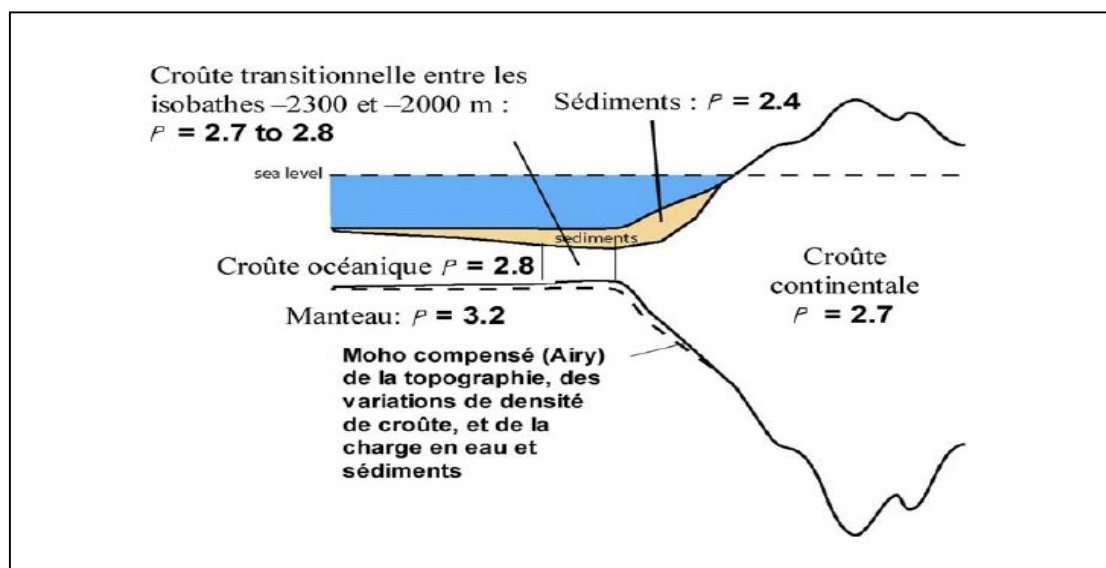


Fig.30 : Modèle de densité utilisé par Domzig (2006) pour le calcul des anomalies isostatiques.

- Un modèle avec zone de subduction au niveau de la marge nord africaine se heurte à plusieurs arguments. Les anomalies à l'air libre maximum observées en pied de pente ou sur les reliefs à terre ne sont pas supérieures à 120 mGals en valeur absolue, alors que les marges en subduction peuvent présenter, au niveau de la fosse ou de l'arc, des anomalies supérieures à 200 mGal en valeur absolue.
- Aucun plan de Benioff n'est visible car aucun plongement de plaque n'a été révélé par la distribution des séismes. Ces derniers, tous superficiels (hypocentres <30 km), n'indiquent aucune progression de la profondeur des foyers en s'éloignant de la limite du plateau continental (Girardin *et al.*, 1977).
- Le volcanisme miocène et plio-quadernaire présents ne sont pas typiques des zones de subductions.

L'interaction entre les deux (02) continents a pu alors engendrer d'importants coulissages horizontaux, voire générer une expulsion latérale de type Alboran (Tapponier, 1977).

- Dans les zones nord africaines, et le Tell en particulier, on se situe en bordure Sud de la zone de déformation alpine (alpinisation) composée de compartiments à jeux différentiels le long de discontinuités héritées des directions hercyniennes et telliennes liées à l'alpinisation.
- L'influence des mécanismes de convergence a tendance à s'atténuer à l'approche de la bordure du craton africain où l'influence des structures antérieures hercyniennes reste prépondérante (Fenet, 1975).

Pour conclure, on peut dire que la marge algérienne est encore loin d'un stade de subduction « établi ». Toutefois, il est probable que nous observons les prémices d'une réactivation d'une marge passive (fig. 31) (Domzig, 2006).

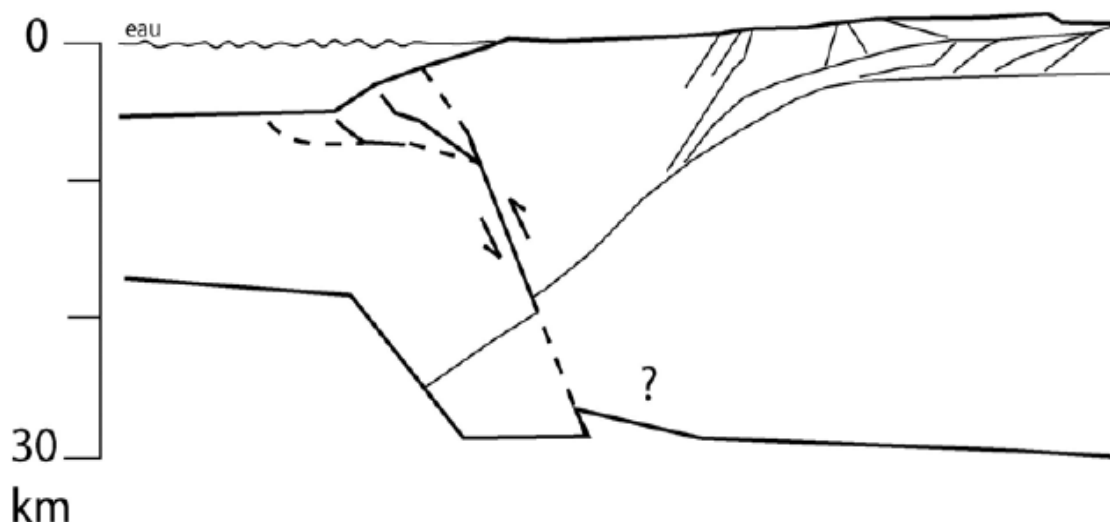


Fig.31 : Schéma montrant la formation de failles néoformées par rapport à l'ancienne suture Zones Internes – Zones Externes à pendage vers la mer. Les nouvelles failles inverses sont supposées enracinées en profondeur sur une faille traversant toute la croûte et décalant le Moho (Domzig, 2006).