

## Mise en évidence par gravimétrie de roches ultrabasiques à l'aplomb du massif d'Alger

Mouloud IDRES<sup>\*,\*\*</sup>, Tahar AÏFA<sup>\*\*\*</sup> et Ahmed YDRI<sup>\*</sup>

<sup>\*</sup>USTHB, IST, Département de Géophysique,

BP 32, Bab Ezzouar El Alia - Alger (Algérie)

<sup>\*\*</sup>Centre de recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG),

BP 63, Bouzaréa Alger

<sup>\*\*\*</sup>Géosciences-Rennes (CNRS LP 466), Université de Rennes,

Laboratoire de Géophysique Interne,

Campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex (France), e-mail:aïfa @univ-rennes 1.fr.

**Résumé:** Des tentatives pour corriger l'anomalie gravimétrique au Nord de l'Algérie de l'effet de bord isostatique montrent qu'elle est hors équilibre de 20 à 40 mGals. Les résultats de l'interprétation du levé gravimétrique détaillé que nous avons réalisé sur la région d'Alger confirment l'amincissement de la croûte dans le bassin sud-méditerranéen (anomalie régionale). Les densités attribuées au corps modélisé à l'aplomb du massif d'Alger (anomalie résiduelle) lui suggèrent une origine mantellique. Sa forme écaillée et son pendage vers le Nord, font qu'il se serait mis en place dans la croûte profonde lors d'un épisode de subduction du Nord vers le Sud. Différentes hypothèses sont proposées pour expliquer le mécanisme de sa remontée vers la surface.

**Mots clés:** Massif d'Alger - Roches ultrabasiques - Anomalie de Bouguer - Croûte amincie - Subduction.

### Occurrence of ultra-mafic rocks beneath the algers massif after gravity data

**Abstract:** Attempts were made to correct the gravity anomaly in the North of Algeria from isostatic border effect. Disequilibrium of 20 to 40 mGals was shown. Our results obtained from a detailed gravity survey realized over the region of Algiers corroborate with the thin crust in the Mediterranean basin (regional anomaly model). They suggest the probable existence of an ultra-mafic body (residual anomaly model) beneath the Algiers massif. According to the densities attributed to the modelled body, its shell shape and dip to the North, it could be emplaced in the lower crust during a North-South subduction event. Different assumptions are proposed to explain the mechanism of its uplift towards the surface.

**Key words:** Algiers massif - Ultra-mafic rocks - Bouguer anomaly - Thin crust - Subduction.

## ABRIDGED ENGLISH VERSION

The new gravity network for the North of Algeria (Idres *and al.*, 1993, Idres and Aïfa, 1995) was realized by installation of two reference stations : Bouzarea base station and Dar El Beïda Airport base station were connected together. Both are separated by only 30 km with a topographic variation of about 300 m. We noticed that the gravity difference between these stations is only 6 mGals. 50 mGals less than expected. The sea proximity could not explain such an anomalous local variation of gravity. To better understand the origin of this deficit, we realized a gravity survey of the area between both stations. We mapped the Bouguer anomaly, computed and modelled regional and residual anomalies across a North-South section for interpretation.

The Algiers massif is composed of a small E-W chain of 20 km long and 6 km wide (fig. 1). It is limited by the Mediterranean sea in the North and by the Mitidja sedimentary basin from other sides. It constitutes the ante-Mesozoic basement of the internal domain of the Maghrebides Alpine chain. The Algiers massif is composed of a stack of cristallophyllian nappes (Mahdjoub, 1981, 1991, Saadallah 1981, 1992). Its internal domain is characterized by two main volcanic activity episodes. The oldest one of Late Triassic to Early Jurassic age, is attributed to rifting related to the atlantic opening (Andrieux *and al.* 1971; Tapponnier, 1977; Dercourt *and al.*, 1985). The second episode of Tertiary age, well exposed in the Algiers area, is characterized by basaltic and pillow lavas of Cap-Djinet (Degiovani-Azizi, 1978) at the East and calc-alkaline volcanism of the Chenoua at the West (Hernandez and Lepvier, 1979; Aït Hamou, 1987). We also notice the occurrence of ultra-mafic rocks in the internal domain (Cap-Bougaroun, Petite Kabylie) (Boullin and Kornprobst, 1974). Neotectonics evolution, relating to the North Algerian back-arc basin, is the result of an extension of Oligo-Miocene age.

The existence of a high angle subduction lithosphere beneath the North of Africa is supported by geophysical arguments (Auzende *and al.*, 1972, 1975; Bayer *and al.*, 1973). Meanwhile, recent geological studies show that outcrops of Tertiary calc-alkaline volcanics were not able to characterize such a subduction. They show the predominant role of horizontal movements of the Maghrebides chain (Wildi, 1983; Mahdjoub and Merle, 1990).

To get the Bouguer anomaly map (fig. 2), we realized 150 measurements, distributed uniformly and covering an area of about 350 km<sup>2</sup>. All stations have been connected to Bouzarea base station, which belongs to the international basis network of first order. To compute free-air and plateau corrections, altimetric values were used from topographic map at the 1/50 000 scale. The mean density chosen for topographic and plateau corrections is 2.67 g/cm<sup>3</sup>. The error in gravity measurement, determined by using twice twenty stations is estimated to 0.1 mGal. The accuracy of all corrections has been determined by quadratic mean of their accuracies. It is about 1 mGal. Accuracy of Bouguer anomaly is then about 1 mGal. To better interpret the Bouguer anomaly map, we added marine data (Allan and Morelli, 1971). Computed map (fig. 2) shows that anomaly values indicate a continuation between marine and land data reaching 150 and 200 mGals at 45 and 100 km respectively from the shoreline and 90 mGals at the Algiers massif margin. Offshore, Bouguer anomaly

slightly and uniformly decreases, from North to South. The decrease becomes strong in Algiers massif over 10 km and flat in the Mitidja basin. Anomalous variation of gravity between the stations of Bouzarea (situated in the massif) and Dar El Beïda Airport (situated in the basin) is confirmed in all the surveyed area. The anomaly in this area shows a large S.N gradient (about 5 mGals/km). In order to quantify this variation, we plotted a transversal profile (noticed C in fig. 2). The observed anomaly is composed of two parts of different wavelenghts (fig. 3). The first part, of large wavelenght (regional anomaly), is linked to the oceanic nature of the Mediterranean basin and to the North Algerian active margin. Attempts to correct the gravity anomaly in the North of Algeria from the isostatic boarder effect indicate that this anomaly is out of equilibrium from 20 to 40 mGals (Auzende *and al.*, 1975). The second part, of small wavelenght (residual anomaly), suggests the occurrence of a heavy body beneath the Algiers massif.

To separate anomalies, we first computed a model for regional and two models for residual anomaly. Both residual anomaly models have been realized by assumption of a uniform crust ( $2.7 \text{ g/cm}^3$ ) on the basis of observed amplitudes. The regional anomaly model (fig. 3) illustrates uplift of the mantle in the Mediterranean, explaining the high positive anomaly which continues offshore. For such a model, we choosed a density contrast of  $0.4 \text{ g/cm}^3$  to which we added a sedimentary cover of a mean contrast of  $0.3 \text{ g/cm}^3$  and of 5000 m thickness, since the North Algerian basin reveals a large sedimentary accumulation of Messinian and Mio-Plio-Quaternary age (Gelard, 1979). By substracting from Bouguer anomaly the effect of both models, we obtained the residual anomaly. Examination of this residual anomaly (fig. 4,5) shows that besides its high frequency, it is characterized by a large amplitude which may reach 50 mGals. These two criteria argue that it is created by a shallow body with a high density contrast. Then, we computed two models, with mean density contrasts of  $0.3 \text{ g/cm}^3$  (fig. 4) and  $0.4 \text{ g/cm}^3$  (fig. 5), as boundary values. To these models, we added the model of the North area of the Mitidja basin, of 2000 m depth (Glangeaud, 1936), with a density contrast of  $-0.3 \text{ g/cm}^3$ . The regional gravity model interpretation (fig. 3) confirms the uplift old the mantle in the Mediterranean basin and a thin crust of about 10 km. Densites attributed to the evidenced body from residual anomalies (fig. 4 and 5) corroborate with its mantle source. The shell shape and dip of the body both suggest that it could have been emplaced in the lower crust, after a North-South subduction event. The hypothesis of an old subduction (Hercynian ?) has been discussed through geochemical (Ouabadi, 1994, Louni-Hacini *and al.*, 1996) and paleomagnetic (Aïfa *and al.*, 1996) arguments. Its uplift towards the surface could be explained by one of the following mechanisme: (1) a tranpression at the origin of the Açores transform faults system at the Oligo-Miocene (Buforn *and al.*, 1988), (2) a major eo-alpine tectonic phase (Kornprobst and Vielzeuf, 1984) or (3) erosion of the Tellian chain (of Alpine age), inducing an uplift due to isostasy, corroborated by a disequilibrium of 20 mGals in this area (Idres and Aïfa, 1995).

Aeromagnetic map of the North of Algeria (Asfirane and Galdéano, 1995), which would help in the interpretation of modelling, presents a lack of data in the area. Peridotites of Cap Bougaroun do not present any significant magnetic signature. According to interpreted models (fig. 3, 4 and 5), we propose a structural scheme of the surveyed area (fig. 6) with ultra-mafic rocks situated just beneath the sedimentary slope of the North Algerian basin.

The large difference of gravity observed between Bouzarea and Dar-El Beida Airports is not only related to the variation between both stations but covers all the surveyed area. If its amplitude is known, Bouguer anomaly map shows that it is also characterized by a small wavelength. The computed regional anomaly confirms the oceanic nature of the North Algerian basin, with a shallow Moho, hence a thin crust. The main result is the occurrence of a probable ultra-mafic body, at shallow depth, beneath the Algiers massif.

## INTRODUCTION

Lors de la réalisation du nouveau réseau de bases de référence du Nord de l'Algérie (Idres *et al.*, 1993; Idres et Aïfa, 1995) et dans le but d'installer deux stations d'étalonnage, nous avons relié la base de Bouzaréa, qui fait partie du réseau mondial du premier ordre, à un point situé à l'aéroport de Dar El Beida. Ces deux stations séparées par seulement 30 km présentent l'avantage d'un dénivelé topographique de l'ordre de 300 m. Nous avons constaté que la différence de pesanteur entre ces stations n'est que de 6 mGals et présente donc un déficit de l'ordre de 50 mGals. La proximité de la mer ne peut expliquer à elle seule cette variation locale anormale du champ de pesanteur. Dans le but de comprendre l'origine de ce déficit, nous avons réalisé un levé gravimétrique de la zone entourant les deux stations. Il est composé de 150 points de mesure répartis uniformément et couvrant le massif d'Alger ainsi que la partie nord du bassin de la Mitidja. La zone levée est de 35 km d'Est en Ouest et de 10 km du Nord vers le Sud. Nous avons tracé la carte de l'anomalie de Bouguer, calculé des modèles gravimétriques pour les anomalies régionale et résiduelle suivant une coupe transversale pour essayer de les interpréter.

## CADRE GEOLOGIQUE ET CONTEXTE GÉODYNAMIQUE

Le massif d'Alger forme un chaînon E-W de 20 km de long et de 6 km de large (fig. 1). Il est bordé au Nord par la mer Méditerranée et ailleurs par le bassin sédimentaire de la Mitidja. Il constitue, avec

les massifs de la grande Kabylie au centre, du Chenoua à l'Ouest et de la petite Kabylie à l'Est, le socle anté-mésozoïque du domaine interne de la chaîne alpine des Maghrébides. Le massif d'Alger est formé d'un empilement de nappes cristallophyliennes (Mahdjoub, 1981, 1991; Saadallah, 1981, 1992) qui affleurent aussi à Sidi-Fredj, à l'Ouest, et à Bordj-El-Bahri, à l'Est. Le domaine interne de la chaîne des Maghrébides est caractérisé par deux principaux épisodes d'activité volcanique. Le plus ancien, tardi-triasique à jurassique précoce est attribué au rifting lié à l'ouverture de l'Atlantique (Andrieux *et al.*, 1971; Dercourt *et al.*, 1985, Tapponnier, 1977). Le second, calco-alcalin d'âge tertiaire, bien représenté dans la région d'Alger, est caractérisé par des basaltes et des laves en « pillows » du Cap-Djinet (Degiovani-Azizi, 1978) à l'Est et par le volcanisme calco-alcalin de la région du Chenoua à l'Ouest (Hernandez et Lepvrier, 1979; Aït-Hamou, 1987). On note également la présence de roches ultrabasiques dans le domaine interne (Cap-Bougaroun, Petite Kabylie) (Bouillin and Kornprobst, 1974) qui affleurent dans le même contexte que les péridotites des massifs de Béni-Bousera (Rif interne) (Kornprobst, 1969), Ronda (Bétiques internes) (Didon *et al.*, 1973) et en mer sous forme de brèches au site 121 foré par le Glomar Challenger (Kornprobst, 1972). L'évolution néotectonique qui aboutit à la formation du bassin nord algérien est le résultat d'une distension d'âge Oligo-Miocène qui précède la création plio-quaternaire de la Méditerranée. L'existence d'une subduction lithosphérique bordant le Nord de l'Afrique est admise sur la base d'arguments géophysiques (Auzende *et al.*, 1972, 1975, Bayer *et al.*, 1973). Cependant, les recherches géologiques

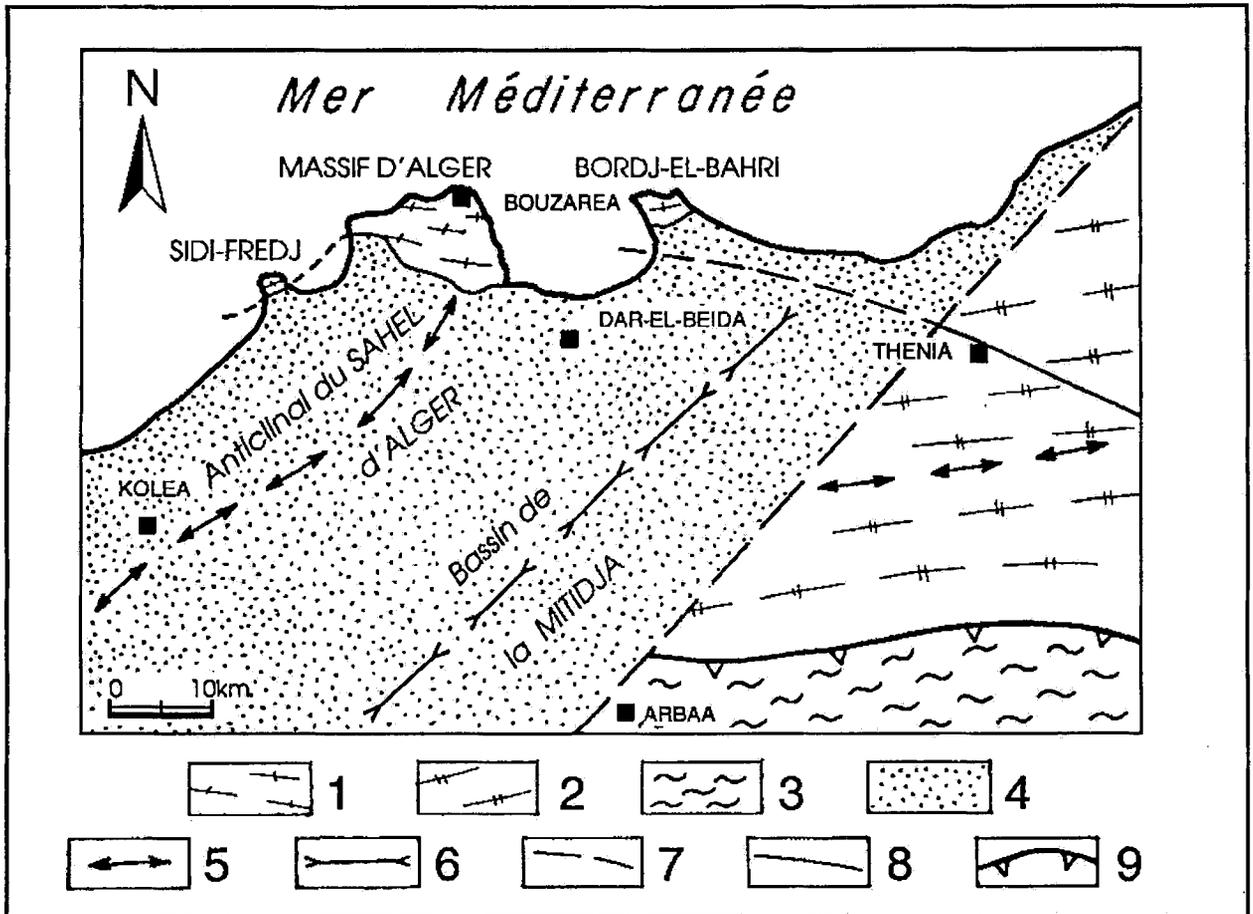


Fig. 1 - Cadre géologique du massif d'Alger (Saadallah, 1981)  
*Geological setting of the Algiers massif (Saadallah, 1981)*

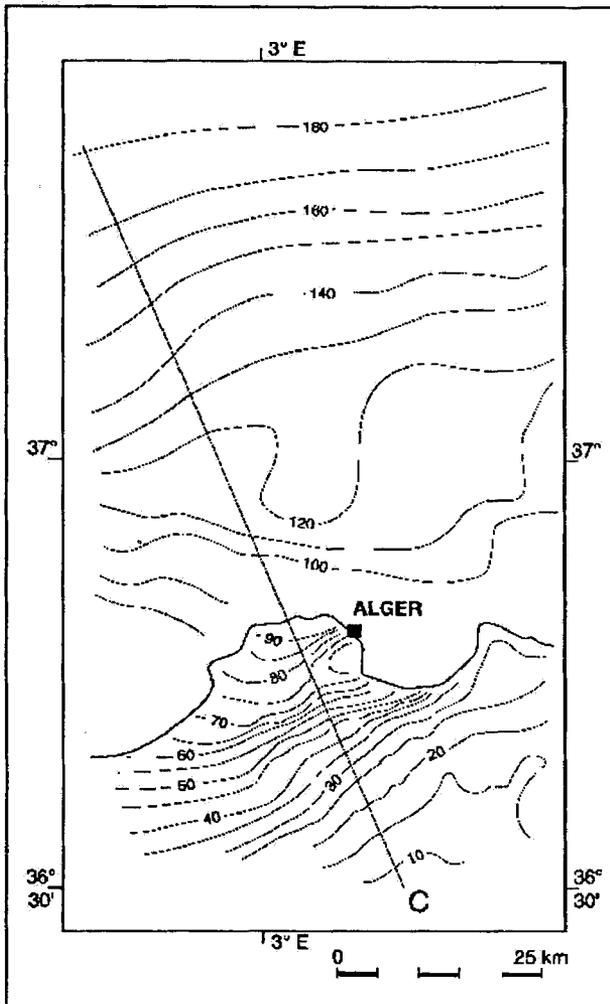
1 - Socle du massif d'Alger (*Algiers massif basement*), 2 - Socle kabyle (*Kabyle basement*), 3 - Flyschs supra-kabyles (*Supra kabyles flysches*), 4 - Terrains sédimentaires (*Sedimentary cover*), 5 - Anticlinal (*Anticline*), 6 - Synclinal (*Syncline*), 7 - Accident interprété (*Interpreted fault*), 8 - Accident observé (*Observed fault*), 9 - Chevauchement (*Thrust*).

actuelles, malgré la présence de volcanisme calco-alcalin, ne permettent pas de la caractériser. Elles montrent le rôle prédominant des mouvements horizontaux de la chaîne des Maghrébides sous forme de « chaîne de coulissage » (Wildi, 1983; Mahdjoub et Merle, 1990).

#### CARTE DE L'ANOMALIE DE BOUGUER

Pour tracer la carte de l'anomalie de Bouguer (fig. 2), nous avons relié toutes les stations à la base

de Bouzaréa pour couvrir une zone d'environ 350 km<sup>2</sup>. Nous avons effectué la correction de dérive du gravimètre en la considérant linéaire car le temps de fermeture à la base était court. Nous avons inclus, dans la dérive, la correction luni-solaire. Pour calculer les corrections à l'air libre et de plateau, nous avons utilisé des altitudes relevées sur une carte topographique au 1/50 000. La densité moyenne choisie pour le calcul des corrections de plateau et de relief est 2,67 g/cm<sup>3</sup>. Pour déterminer la précision de calcul de l'anomalie nous avons considéré l'erreur sur la valeur mesurée de la



**Fig. 2 - Carte de l'anomalie de Bouguer du massif d'Alger associée aux données marines. Intervalle des contours: 5 mGals à terre et 10 mGals en mer**  
***Bouguer anomaly map of the Algiers massif associated with marine data. Interval contours: 5 mGals in land, 10 mGals offshore***

pesanteur et celle liée aux différentes corrections apportées aux mesures. L'erreur commise sur la pesanteur mesurée, déterminée par la réoccupation de vingt stations a été estimée à 0,1 mGal. La précision de l'ensemble des corrections (Bouguer, relief et latitude) a été déterminée par la moyenne quadratique de leurs précisions. Elle est égale à 1 mGal. La précision sur l'anomalie de Bouguer est donc de l'ordre de 1 mGal. La carte de l'anomalie de Bouguer, obtenue dans le système Potsdam

1930, montre un important gradient S-N. Pour sa meilleure interprétation et pour permettre un meilleur choix d'une régionale, nous l'avons complétée avec des données marines (Allan et Morelli, 1971) rapportées au système IGSN 71. La différence entre l'anomalie calculée dans ces deux systèmes pour la latitude moyenne de 36°, est de l'ordre de +13 mGals. Pour la même base de Bouzaréa, la différence de la pesanteur dans les deux systèmes est de -15 mGals. Donc, pour rapporter les mesures réalisées sur le massif d'Alger au système de référence (IGSN 71), il suffit de leur soustraire 2 mGals. Cette valeur est négligeable par rapport à l'amplitude de l'anomalie observée dans la région étudiée. La carte obtenue (fig. 2) montre que les valeurs de l'anomalie marquent une continuité entre les mesures en mer et celles à terre, atteignant 150 et 200 mGals à 45 et 100 km de la côte algéroise respectivement et 90 mGals au bord du massif d'Alger. Du Nord vers le Sud, l'anomalie de Bouguer décroît lentement et uniformément en mer. Sa décroissance devient rapide au-dessus du massif d'Alger sur environ une dizaine de kilomètres et s'aplatit dans le bassin de la Mitidja. Il est ainsi confirmé que la variation anormale de la pesanteur observée entre les stations de Bouzaréa (située sur le massif) et de l'aéroport de Dar El Beïda (située dans le bassin) se retrouve sur toute la région levée. L'anomalie dans cette zone présente un gradient horizontal S-N très important (environ 5 mGals/km). Dans le but de quantifier cette variation pour une meilleure interprétation, nous avons tracé une coupe transversale (notée C, fig. 2). L'anomalie observée comprend deux parties de longueurs d'onde différentes (fig. 3). La première, de grande longueur d'onde (anomalie régionale), est liée à la nature océanique du bassin méditerranéen et à la marge active nord-algérienne, en déséquilibre isostatique. Des tentatives pour corriger l'anomalie gravimétrique au Nord du Maghreb de l'effet de bord isostatique ont montré qu'elle est nettement hors équilibre de 20 à 40 mGals (Auzende *et al.*, 1975). La seconde, de petite longueur d'onde (anomalie résiduelle), suggère l'existence de roches denses sous le massif d'Alger.

**CALCUL ET INTERPRÉTATION DES MODÈLES GRAVIMÉTRIQUES**

Pour séparer les anomalies, nous avons d'abord calculé un modèle, par rapport à une croûte homogène ( $d=2,7 \text{ g/cm}^3$ ), correspondant à l'anomalie régionale (fig. 3) dans lequel nous considérons la remontée du manteau en Méditerranée du Sud, de densité  $3,1 \text{ g/cm}^3$ . Nous lui avons ajouté une couche sédimentaire de densité  $2,4 \text{ g/cm}^3$  et d'épaisseur 5000 m car le bassin nord algérien révèle une puissante accumulation sédimentaire d'âge messinien et mio-plio-quaternaire (Gélar, 1979). En soustrayant à l'anomalie de Bouguer l'effet de ces deux modèles nous avons obtenu l'anomalie résiduelle (fig. 4 et 5). En plus de sa haute fréquence, elle est caractérisée par une forte amplitude qui atteint 50 mGals. Ces deux caractéristiques font qu'elles ne peut être créée que par un corps peu profond avec un fort contraste de densité. Partant de ce constat, nous avons calculé deux modèles, toujours par rapport à une croûte homogène ( $d=2,7 \text{ g/cm}^3$ ), avec des densités  $3,0 \text{ g/cm}^3$  (fig. 4) et  $3,1 \text{ g/cm}^3$  (fig. 5). Ces densités, situées dans la gamme des densités utilisées pour la modélisations des roches ultrabasiques bético-rifaines

(Demnati, 1972; Bounini *et al.*, 1973 et Bellot, 1985), représentent des valeurs limites. A ces modèles de roches denses, nous avons ajouté le modèle de la partie nord du bassin de la Mitidja, de 2000 m d'épaisseur (Glangeaud, 1936), avec une

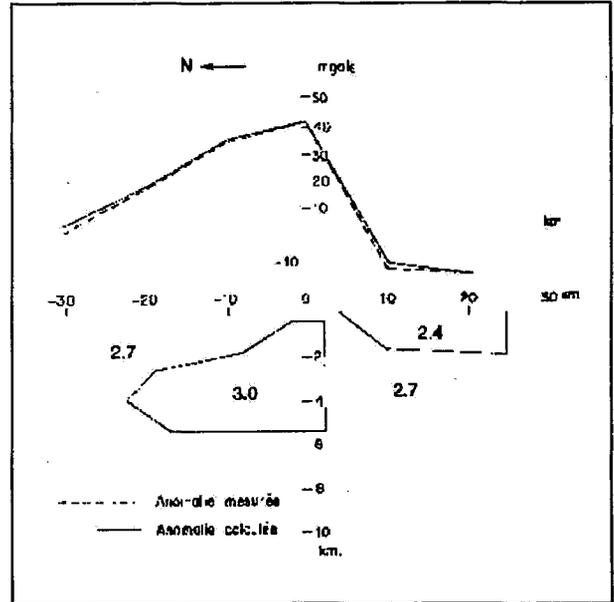


Fig. 4 - Modèle de l'anomalie résiduelle ( $d=3,0 \text{ g/cm}^3$ )  
*Residual gravity anomaly model ( $d=3,0 \text{ g/cm}^3$ )*

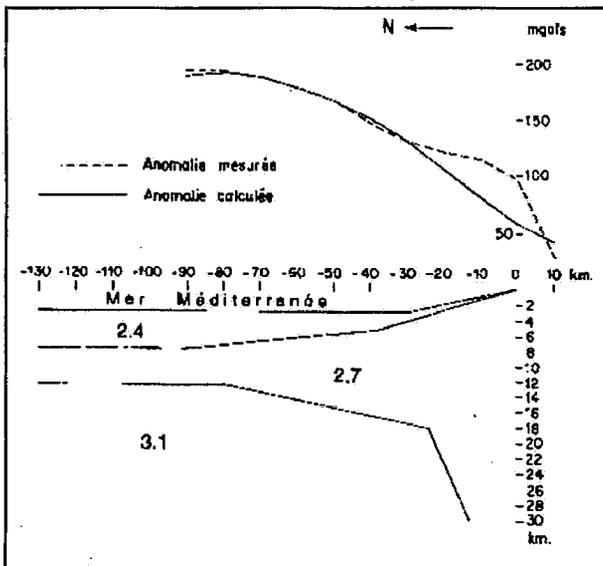


Fig. 3 - Modèle de l'anomalie régionale  
*Regional gravity anomaly model*

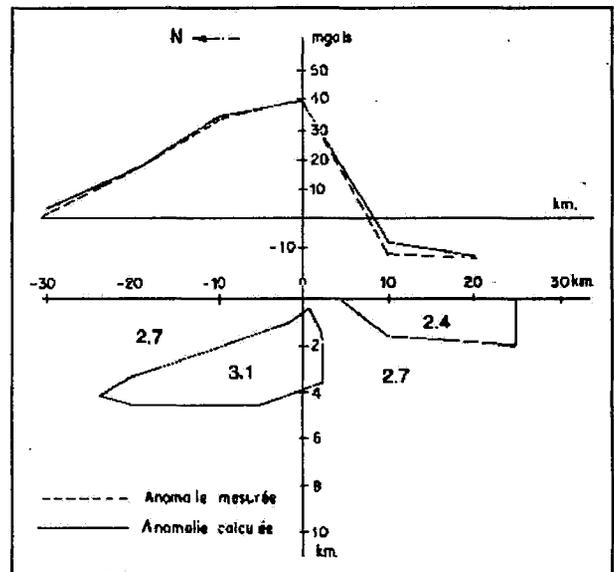


Fig. 5 - Modèle de l'anomalie résiduelle ( $d=3,1 \text{ g/cm}^3$ )  
*Residual gravity anomaly model ( $d=3,1 \text{ g/cm}^3$ )*

densité  $2,4 \text{ g/cm}^3$ . Sur les figures 3,4 et 5 l'origine des abscisses représente la côte. L'interprétation du modèle de l'anomalie régionale (fig. 3) confirme la remontée du manteau dans le bassin sud-méditerranéen et la présence d'une croûte amincie. Les densités attribuées au modèle de l'anomalie résiduelle (fig. 4,5) lui suggèrent une origine mantellique. Bien que de même origine, l'anomalie résiduelle du massif d'Alger a une valeur plus faible que celles des anomalies résiduelles des massifs ultrabasiques bético-rifains (Bonini *et al.*, 1973; Bellot, 1985). Ceci peut être expliqué par leurs enracinements dans le manteau supérieur. En revanche, le tracé de ces trois anomalies résiduelles présente une pente douce située en mer et le pendage des corps modélisés est vers la Méditerranée. Si nous admettons l'origine mantellique du corps modélisé sous le massif d'Alger à partir d'arguments que nous venons de développer, les conditions de sa mise en place et de sa remontée vers la surface peuvent être discutés sur la base d'autres critères. Sa forme écaillée et son pendage vers le Nord suggèrent qu'il s'est mis en place, dans la croûte profonde, suite à une subduction vers le Sud d'une croûte océanique sous une croûte continentale. L'hypothèse de subduction ancienne (hercynienne?) est avancée à partir d'arguments géochimiques sur le socle du massif de Cap-Bougaroun (Ouabadi, 1994) et en Oranie (Louni-Hacini *et al.*, 1996) et sur la base d'arguments paléomagnétiques (Aïfa *et al.*, 1996) sur le massif du Chenoua. Des hypothèses de mise en place de roches ultrabasiques ont été considérées pour le massif de Béni-Boussera, par intrusion (Miliard, 1959) ou diapirisme (Kornprobst et Vielzeuf, 1984). Si l'une des hypothèses est prise en compte, alors comment expliquer que cette écaille ne soit pas enracinée dans le manteau? Sa remontée vers la surface pourrait être expliquée soit: (1) par un contexte géodynamique régional par transpression (faille transformante des Açores activée à l'Oligo-Miocène) (Buforn *et al.*, 1988), (2) par une phase tectonique majeure eo-alpine (Kornprobst et Vielzeuf, 1984) ou (3) par érosion de la chaîne tellienne (d'âge alpin), induisant une remontée par isostasie, confirmée par le déséquilibre de près de 20 mGals dans la région (Idres et

Aïfa, 1995). Michard admet aussi une origine hercynienne mais propose une remontée en deux temps :

1 - avec l'extension limite Jurassique/Crétacé qui est bien caractérisée sous les flychs tout le long de l'Afrique du Nord;

2 - avec une phase finale à l'Oligo-Miocène (18-25 Ma) (El Azzab *et al.*, 1997).

La carte aéromagnétique du Nord de l'Algérie (Asfirane et Galdéano, 1995), qui aurait pu aider à l'interprétation des modélisations, présente un manque de données dans cette zone. Elle fait état de la présence de sources fortement aimantées sous le socle kabyle, alors que la carte du bassin occidental de la Méditerranée (Galdéano et Rossignol, 1977) montre des anomalies individualisées sous le talus continental. Ceci suggère une relation entre le socle kabyle et les roches ultrabasiques de la marge sud de la Méditerranée.

A partir des modélisations interprétées (fig. 3,4 et 5), nous présentons un schéma structural

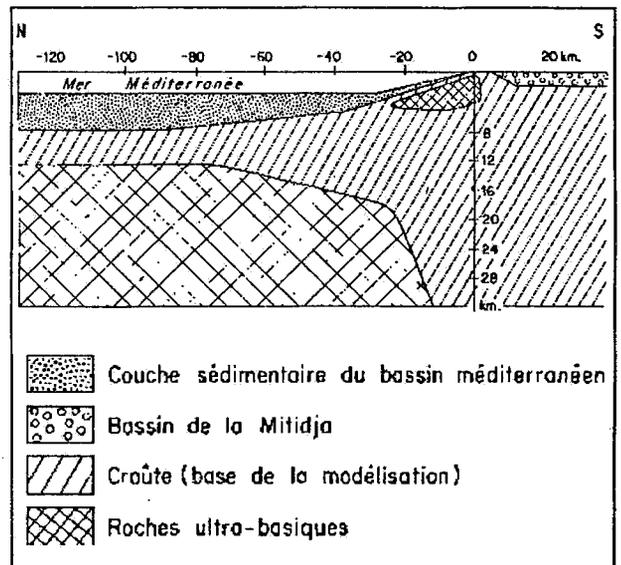


Fig. 6 - Schéma structural obtenu à partir des modélisation (l'origine des abscisses représente la côte)  
**Structural scheme obtained from Regional and Residual modelling (the origin of the horizontal axis represents the shore line)**

## MISE EN ÉVIDENCE PAR GRAVIMÉTRIE DE ROCHES ULTRABASIQUES À L'APLOMB DU MASSIF D'ALGER

de la zone levée et du bassin nord-algérois (fig. 6) qui montre que l'écaïlle de roches ultrabasiques est située juste sous la pente sédimentaire de ce bassin.

## CONCLUSION

La différence anormale de la pesanteur, observée entre les stations de Bouzaréa et Dar-El Beida, ne se fait seulement pas dans la direction qui relie ces stations mais couvre toute la région levée. Le modèle calculé pour l'anomalie régionale confirme la nature océanique du bassin nord-algérien caractérisé par un Moho peu profond. Les modélisations réalisées sur l'anomalie résiduelle avec des valeurs limites de densité, dans la gamme de celles utilisées pour la modélisation des roches ultrabasiques du bassin méditerranéen, montrent la présence de roches de même origine, peu profondes, à l'aplomb du massif d'Alger. Leur mise en place se serait faite lors d'un épisode de subduction du Nord vers le Sud et leur remontée vers la surface se serait réalisée dans un contexte géodynamique régional. La gamme des densités choisies n'influe pas significativement sur la profondeur et la direction du pendage du corps modélisé.

**Remerciements :** Nous remercions Y. Mahdjoub et H. Feinberg pour leur lecture critique. Ce travail a été effectué dans le cadre de la coopération algéro-française (projet 93 MEN 247 du CMEP).

## BIBLIOGRAPHIE

- AIT-HAMOU, F., 1987. Etude pétrologique et géochimique du volcanisme d'âge miocène de la région de Hadjout (Ouest algérois). *Thèse de Magister, USTHB*, Alger (Algérie), 217 p.
- AIFA, T., BELHAI, D. ET MERLE, O., 1996. Paléopôle dévonien pour le massif du Chenoua (Algérie): accréation du domaine kabyle à l'Afrique. *C.R.Ac. SC. Paris*, 322, IIa, 685-691.
- ALLAN, T.D. ET MORELLI, C., 1971. Geophysical study of the Mediterranean sea, 36 Mediterranean maps, Vol. XIII. *Guigno* (Italie).
- ANDRIEUX, J., FONTBOTE, J.M. ET MATTAUER, J.M., 1971. Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Planet, Sci. Lett.*, 12, 2, 191-198.
- ASFIRANE, F. AND GALDEANO, A., 1995. The aeromagnetic map of the northern Algeria: Processing and interpretation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, 71-78.
- AUZENDE, J.M., OLIVET, J.L. ET BONNIN, J. 1972. Une structure compressive au Nord de l'Algérie? *Deep-Sea Res.*, 19, 149-155.
- AUZENDE, J.M., BONNIN, J. ET OLIVET, J.L., 1975. La marge Nord-Africaine considérée comme marge active. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XVII, n° 4, 486-495.
- BAYER, R., LE MOUËL, J.L. AND LE PICHON, X., 1973. Magnetic anomaly pattern in the western Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 168-176.
- BELLOT, A., 1985. Etude gravimétrique du Rif paléozoïque: La forme du massif des Béni-Bousera. *Thèse Doct. Ing., USTL*, Montpellier (France), 146 p.
- BONINI, W.E., LOOMIS, T.P. AND ROBERTSON, J.D. 1973. Gravity anomalies, ultramafic intrusions, and the tectonics of the region around the strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.*, 78, 8, 1372-1382.
- BOUILLIN, J.P. ET KORNPORST, J. 1974. Associations ultrabasiques de Petite Kabylie: Péridotites de type alpin et complexe stratifié; comparaison avec les zones internes bético-rifaines. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XVI, n° 1, 183-194.
- BUFORN, E., UDIAS, A. ET COLOMBAS, M.A., 1988. Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Açores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152, 89-118.
- DEGIOVANI-AZIZI, R., 1978. Les formations volcaniques du Cap-Djinet. *Thèse Doc. 3ème Cycle*, Univ. Alger (Algérie), 80 p.
- DEMNATI, A., 1972. Krustenstruktur im Rif-bereich von Nord Marokko aus gravimetrischen und aeromagnetischen regionalmessungen. *Bolletino di Geofisica Teorica et Applicata*, 14, 55, 203-214.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET, C., SBORSHCHIKOV, L.M., BOULIN, J., SOROKHTIN, O., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., BIJU-DUVAL, B., SIBUET, J.C., SAVOSTIN, L.A., WESTPHAL, M. ET LAUER, J.P., 1985. Présentation de 9 cartes paléogéographiques à 1/20 000000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 1, n° 5, 637-652.

- DIDON, J., DURAND-DELGA, M. ET KORNPORST, J., 1973.** Homologies géologiques entre les deux rives du Déroit de Gibraltar. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XV, n° 2, 77-105.
- EL-AZZAB, D., GALDÉANO, A., FEINBERG, H., ET MICHARD, A., 1997.** Prolongement en profondeur d'une écaille ultrabasique allochtone : traitement des données aéromagnétiques et modélisation 3D des péridotites des Béni - Malek (Rif, Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, t 168, n°1, 15-23
- GALDEANO, A. ET ROSSIGNOL, J.C., 1977.** Assemblage à altitude constante des cartes d'anomalies magnétiques couvrant l'ensemble du bassin occidental de la Méditerranée. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XIX, n°3, 461-468.
- GÉLARD, J.P., 1979.** Géologie du Nord-Est de la grande Kabylie (un segment interne de l'orogène littoral Nord-Africain). *Thèse Doct. Sci., Dijon* (France), 339 p.
- GLANGEAUD, L., 1936.** Cartes géologiques du Nord-Ouest de la Province d'Alger au 1/200 000. *Bull. Serv. Car. Géol. Algérie*.
- HERNANDEZ, J. ET LEPVRIER, C., 1979.** Le volcanisme calco-alcalin miocène de la région d'Alger (Algérie). Pétrologie et signification géodynamique. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXI, n° 1, 73-86.
- IDRES, M., BOURMATTE, A. ET AÏFA, T., 1993.** Nouveau réseau de bases de référence pour le Nord de l'Algérie. *Bull. Inf. B.G.I.*, n° 73, 25-34.
- IDRES, M. ET AÏFA, T., 1995.** Some parameters to improve a gravity network accuracy: application to the new reference base stations network of the North of Algeria. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, vol. 6, n° 1, 79-91.
- KORNPORST, J., 1969.** Le massif ultra-basique des Béni-Bouchera (Rif interne, Maroc): Etude des péridotites de haute température et de haute pression et des pyroxénolites, à grenat et sans grenat, qui leur sont associées. *Contr. Minéral. Pétr.*, 23, 283-322.
- KORNPORST, J., 1972.** Petrological study of bedrock and associated breccia at site 121: A comparison with the Betico-Rifean basement. Initial Rpts. Deep Sea Drilling Proj., XIII, U.S. Gov. Print. Office.
- KORNPORST, J. ET VIELZEUF, A., 1984.** Transcurrent crustal thinning ; a mechanism for the uplift of deep continental crust/upper associations. Kimberlite II : The mantle and crust/mantle relationships, Proc. 3d Int. Kimb. Conf., vol. II. Elsevier ed. *Dvpt. Petrol. series* 11B, 347-359.
- LOUNI-HACINI, A., BELLON, H., MAURY, R.C., MEGARTSI, M., COULON, C., SEMROUD, B., COTTEN, J. ET COUTELLE, A., 1996.** Datation 40K-40Ar de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin en Oranie au Miocène supérieur. *C.R.Ac. SC. Paris*, 321, IIa, 975-982.
- MAHDJOUR, Y., 1981.** La déformation plastique d'échelle microscopique dans les unités tectoniques du massif d'Alger. Un écaillage contemporain de la mylonitisation épizonale. *Thèse Doc. 3ème Cycle, USTHB*. Alger (Algérie), 140 p.
- MAHDJOUR, Y. ET MERLE, O., 1990.** Cinématique des déformation tertiaire dans le massif de Petite Kabylie (Algérie Orientale). *Bull. Soc. Géol. France*, 8, VI, 629-634.
- MAHDJOUR, Y., 1991.** Cinématique des déformations et évolution P,T anté-alpines et alpines en Petite Kabylie (Algérie Nord-Orientale). Un modèle d'évolution du domaine Tellien interne. *Thèse Doct. ès Sci., USTHB*, Alger (Algérie), 217 p.
- MILLIARD, Y., 1959.** Les massifs métamorphiques et ultrabasiques de la zone paléozoïque interne du Rif. *Notice et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 147, 125-160.
- OUABADI, A., 1994.** Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes péralumineux à cordiérite (Cap-Bougaroun, Béni-Touffout et Filfila), Algérie nord-orientale. *Thèse Doct. Sci., USTHB*, Alger (Algérie), 257 p.
- SAADALLAH, A., 1981.** Le massif cristallophyllien d'El-Djazair (Algérie): évolution d'un charriage à vergence nord dans les internides des Maghrébides. *Thèse Doc. 3ème Cycle, USTHB*, Alger (Algérie), 160 p.
- SAADALLAH, A., 1992.** Le cristallin de la Grande Kabylie (Algérie): sa place dans la chaîne des Maghrébides. *Thèse Doct. ès Sc., USTHB*, Alger (Algérie), 192 p.
- TAPPONNIER, B., 1977.** Évolution tectonique du système alpin en Méditerranée. Poinçonnement et écrasement rigide plastique. *Bull. Soc. Géol. France*, 19, n° 3, 437-460.
- WILDI, W., 1983.** La chaîne Tello-Rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie). Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 24, 201-297.